



**UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA PARTE SUR DE LA DEPRESIÓN DE  
DOMEYKO (29°00'-29°40' S) DURANTE EL NEÓGENO**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE GEÓLOGA**

**CONSTANZA CAROLINA URRESTY VARGAS**

PROFESOR GUIA:

MARCELO FARÍAS THIERS

MIEMBROS DE LA COMISION:

REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

SEBASTIEN CARRETIER

**Santiago de Chile**

**Abril 2009**

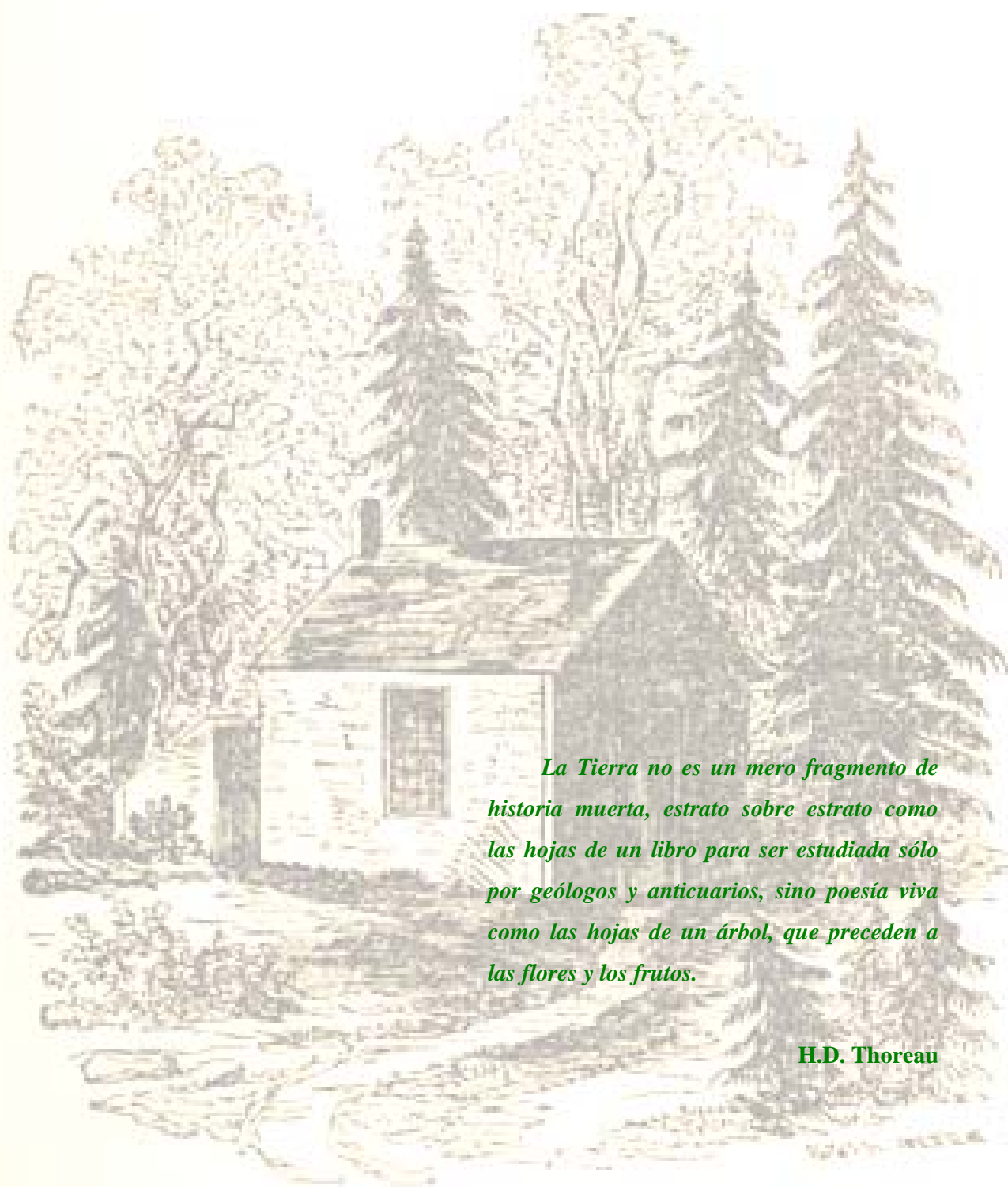
## Resumen

Este estudio presenta un análisis cualitativo y cuantitativo de los rasgos geomorfológicos de la parte media y alta de la Cuenca de Drenaje Los Choros (CLC), ubicada en el flanco oeste de la Cordillera de los Andes entre 29°00' S y 29°40' S. Esta red drena la parte sur de la Depresión de Domeyko, la cual representa la primera manifestación hacia el norte de la Depresión Central como unidad morfoestructural. Con el fin de establecer comparaciones, se analizaron además algunos rasgos morfométricos de la Cuenca de Drenaje Chañaral (CCh), ubicada también en la Depresión de Domeyko, al norte de la CLC.

Los dominios morfoestructurales mayores de la región de estudio son la Depresión de Domeyko, la Cordillera Principal Occidental y la Cordillera Principal Central. Cada uno de estos dominios se encuentra separado de los otros por frentes cordilleranos producidos por fallas inversas de vergencia oeste (de oeste a este, Falla Agua de los Burros y Falla Vicuña). A partir del análisis morfológico, en cada uno de estos dominios se identificaron seis superficies de bajo relieve (agradacionales y de erosión), las que permiten inferir una serie de eventos que han determinado la evolución morfológica del área. El análisis morfométrico por su parte, muestra que los mayores empinamientos (*steepness*) en los perfiles longitudinales de los ríos se concentran en el dominio de la Cordillera Principal Occidental, lugar donde además se encuentran los *knickpoints* de los principales tributarios de las CLC y CCh. Se descarta que este patrón se deba a diferencias litológicas, a una influencia del flujo sedimentario o a variaciones climáticas espaciales. Este rasgo se atribuye más bien a un estado de transición del paisaje, relacionado con un ajuste erosivo en respuesta a un pulso de alzamiento regional.

Integrando los resultados del análisis morfológico y morfométrico, y estableciendo correlaciones regionales, se propone un modelo de evolución geomorfológica neógena para la región de estudio: (1) Oligoceno superior-Mioceno inferior: desarrollo de un gran pediplano; (2) Mioceno inferior: alzamiento y cabalgamientos de vergencia oeste que dieron origen a los dos frentes cordilleranos que caracterizan la morfología actual; (3) Mioceno inferior-medio: respuesta erosiva diferencial al alzamiento, permitiendo el desarrollo de drenajes laterales que dieron origen a la Depresión de Domeyko; (4) Mioceno medio-superior: (a) agradación producto de la pérdida de capacidad de transporte en los drenajes, hecho que posiblemente estaría asociado con el aumento de la aridez ocurrido en el Mioceno medio y (b) pedimentación asociada al aumento del nivel base alcanzado en la Depresión de Domeyko producto de la agradación; (5) ¿Plioceno?: nuevo pulso de alzamiento, el cual sería el responsable del estado transitorio del paisaje, ya que habría generado una onda de incisión que comenzó a propagarse hacia las cabeceras y que en la actualidad ha alcanzado la Cordillera Principal Occidental. Actualmente el paisaje se encuentra en una etapa de declinación.

Aun cuando las cuencas de drenaje Chañaral y Los Choros fueron sometidas a condiciones climáticas y tectónicas similares, ellas presentan comportamientos dinámicos diferentes. Los datos disponibles hasta ahora no permiten establecer el origen de estas diferencias. La obtención de edades absolutas para los rasgos geomorfológicos del área permitiría complementar la información obtenida en este trabajo y acrecentaría aún más la utilidad de las herramientas morfométricas en el entendimiento de la evolución morfotectónica de la región.



*La Tierra no es un mero fragmento de historia muerta, estrato sobre estrato como las hojas de un libro para ser estudiada sólo por geólogos y anticuarios, sino poesía viva como las hojas de un árbol, que preceden a las flores y los frutos.*

**H.D. Thoreau**

## Agradecimientos

Quiero agradecer a los proyectos **RED17** y **ANILLO ACT-18**, los cuales financiaron este trabajo en su totalidad.

Agradezco también a mi profesor guía Marcelo Farías por su constante apoyo y por estar siempre muy dispuesto a responder mis dudas y ayudarme a mejorar este trabajo. Agradezco además a mis otros profesores, Sebastián Carretier, por su disposición y enorme paciencia, y a Reynaldo Charrier, por su gran ayuda y valiosos comentarios. Todos fueron también una agradable y valiosa compañía durante los días en terreno.

Especial mención merece mi compañero Guille. Fueron interminables las horas compartidas, de trabajo, discusiones, terrenos y lo más importante, de “chachareo”, divagaciones sobre la vida y el mundo, conversaciones de sobremesa y mucho más; valoro mucho tu compañía, cariño y amistad.

Agradezco además a Sergio Villagrán, por toda la ayuda brindada en terreno, pero sobre todo por su constante alegría y buena disposición. También a Bernardette Vásquez por su amabilidad y ayuda.

A María Rosa por su preocupación, cariño e infinita ayuda, por estar en todas, siempre salvándonos y solucionándolo todo. También a la Cristi, al Quilo, a Juanito, Don Carlos y todos los funcionarios de geología que cada día ponen todo de su parte para que el departamento sea un lugar acogedor. Gracias también a Pía que me ayudó mucho en este trabajo con valiosas respuestas y comentarios.

Gracias a mis amigos y compañeros de curso, con quienes pasé muchas de las inolvidables horas de mi vida universitaria. A mi socio Chalo, a la Feña, Timy, Fer, Surjan, Penita, Ale, Maca, Ataxia y Pelao. Fueron días y más días de estudio, trabajo, terrenos, carretes, vacaciones....

A mis compañeros oikianos (y todas sus numerosas variaciones verdosas) por su constante apoyo, preocupación, entusiasmo y alegría durante estos últimos años, especialmente a mis compadres Martín y Pablo. También les doy las gracias a mis amigos de Tinkus Legua por alegrar mi vida y la de otros con sus miles de colores e interminable energía.

A mis papás, por su infinito e incondicional amor, paciencia y preocupación, por esforzarse por entenderme y por enseñarme a amar la naturaleza, mostrándome desde que tengo memoria sus maravillas. Gracias a mis hermanos Rodrigo, Tomás y Fernanda, por su cariño y sus locuras; por toda una vida compartida. A la Ani, lejos pero siempre cerca, a mis abuelos Gladys, Manuel y Meche. A mis amigas Yil y Rocío, amistad nunca igualable y siempre presente. A Soledad y Víctor por acogerme y hacerme sentir parte de su familia.

Infinitas y las más especiales gracias a Sebastián por estar a mi lado siempre, durante todos estos años, como mi pololo, mi gran amigo y mi otra familia.

# INDICE

|   |           |
|---|-----------|
| <b>1. Introducción</b>  | <b>1</b>  |
| <b>1.1. Formulación General y Área de Estudio</b>   | <b>1</b>  |
| <b>1.2. Objetivos</b>   | <b>5</b>  |
| 1.2.1. Objetivo General   | 5         |
| 1.2.2. Objetivos Específicos  | 5         |
| <b>1.3. Ubicación y Accesos</b>   | <b>5</b>  |
| <b>1.4. Metodología General</b>   | <b>6</b>  |
| <b>2. Antecedentes Regionales</b>   | <b>8</b>  |
| <b>2.1. Principales Rasgos Morfo-Tectónicos de Carácter Regional</b>  | <b>8</b>  |
| <b>2.2. Unidades Geológicas y Principales Estructuras</b>   | <b>10</b> |
| 2.2.1. Unidades Mesozoicas  | 10        |
| 2.2.2. Unidades Cenozoicas  | 11        |
| 2.2.3. Principales Estructuras  | 12        |
| <b>2.3. Evolución Tectonoestratigráfica desde el Jurásico Inferior al Presente entre los 28° S y 30° S.</b> | <b>14</b> |
| 2.3.1. Primera Etapa del Ciclo Andino (Jurásico Inferior – Cretácico Inferior tardío)                       | 14        |
| 2.3.2. Segunda Etapa del Ciclo Andino (Cretácico Inferior tardío – Paleógeno inferior)                      | 16        |
| 2.3.3. Tercera Etapa del Ciclo Andino (Paleógeno Superior - Reciente)                                       | 17        |
| <b>2.4. Clima</b>   | <b>18</b> |
| 2.4.1. Clima del Área de Estudio  | 18        |
| 2.4.2. Variaciones Climáticas en el Desierto de Atacama durante el Neógeno                                  | 19        |
| <b>3. Rasgos Morfológicos del Área de Estudio</b>   | <b>21</b> |
| <b>3.1. Principales Unidades Morfológicas</b>   | <b>21</b> |
| <b>3.2. Rasgos Morfológicos de las Redes de Drenaje de la Cuenca Los Choros</b>                             | <b>23</b> |
| <b>3.3. Superficies de Bajo Relieve</b>   | <b>25</b> |
| 3.3.1. Superficie de Erosión Algarrobillo (SAlg)  | 25        |
| 3.3.2. Superficie de Pedimentación-Deposición Las Lagunitas (SLa)   | 26        |
| 3.3.3. Superficie de Pedimentación Corredores (SCorr)   | 28        |
| 3.3.4. Superficie de Erosión La Silla (SLS)   | 28        |
| 3.3.5. Superficie de Erosión San Félix (SSF)  | 28        |
| 3.3.6. Correlaciones e Interpretaciones   | 33        |
| <b>4. Análisis Morfométrico</b>   | <b>35</b> |
| <b>4.1. Marco Teórico</b>   | <b>35</b> |
| 4.1.1. Sistemas Fluviales   | 35        |
| <b>4.2. Metodología</b>   | <b>44</b> |
| <b>4.3. Análisis de Perfiles Longitudinales</b>   | <b>46</b> |
| 4.3.1. Cuenca de Drenaje Los Choros   | 47        |
| 4.3.2. Cuenca de Drenaje Chañaral   | 48        |
| <b>4.4. Análisis Pendiente-Área Drenada</b>   | <b>52</b> |
| 4.4.1. Análisis de Primer Orden   | 52        |
| 4.4.1.2. Cuenca de Drenaje Chañaral   | 56        |
| 4.4.1.3. Cuenca de Los Choros vs Cuenca Chañaral  | 57        |
| 4.4.2. Análisis de Segundo Orden  | 59        |
| 4.4.2.1. Cuenca Los Choros  | 59        |
| 4.4.2.2. Cuenca Chañaral  | 59        |
| 4.4.2.3. Patrones Generales   | 59        |
| <b>5. Discusiones</b>   | <b>61</b> |

|   |           |
|---|-----------|
| <b>5.1. Erosión vs Tectónica en el origen de la Depresión de Domeyko</b>                            | <b>61</b> |
| <b>5.2. Erosión y Agradación en la Depresión de Domeyko</b>   | <b>64</b> |
| <b>5.3 Correlación de los eventos locales con procesos de carácter regional</b>                     | <b>64</b> |
| 5.3.1 Alzamiento durante la Fase Incaica (Eoceno medio-Eoceno superior)                             | 65        |
| 5.3.2 Alzamiento durante la Fase Pehuenche (Mioceno inferior)                                       | 67        |
| 5.3.3 Edad del Alzamiento   | 67        |
| <b>5.4. Posibles Controles en el Patrón de Pendientes de Canales</b>                                | <b>68</b> |
| 5.4.1. Litología  | 68        |
| 5.4.2. Flujo Sedimentario   | 71        |
| 5.4.3. Precipitación Orográfica   | 71        |
| 5.4.4. Otros Factores   | 72        |
| <b>5.5. Modelo Integrado de Evolución Geomorfológica en la parte sur de la Depresión de Domeyko</b> | <b>74</b> |
| <b>6. Conclusiones</b>  | <b>76</b> |
| <b>7. Referencias</b>   | <b>77</b> |

## INDICE DE FIGURAS

|  |    |
|--|----|
| Figura 1.1: A) Mapa de Chile. B) Relieve sombreado del área mostrando la extensión de la Depresión de Domeyko, la Cuenca de Drenaje Los Choros y la ubicación de las principales localidades (Domeyko y Cachiyuyo).  | 3  |
| Figura 1.2: Relieve sombreado donde se muestran las cuencas de drenaje Los Choros y Chañaral.  | 4  |
| Figura 1.3: Mapa de rutas de la parte norte de la Región de Coquimbo y la parte sur de la Región de Atacama donde se muestra el área de estudio.   | 6  |
| Figura 2.1: Principales unidades morfoestructurales a lo largo de los Andes Centrales chilenos.  | 9  |
| Figura 2.4: Cuadro que muestra las diferentes etapas y fases compresivas del Ciclo Andino.   | 14 |
| Figura 2.5: Perfil esquemático que muestra la paleogeografía característica del área de estudio durante el Cretácico Inferior (1° etapa del Ciclo Andino).   | 15 |
| Figura 2.6: Geometría de las placas en el margen sudamericano para a) Cretácico Superior temprano; b) Cretácico Superior al Mioceno superior; c) Mioceno superior al Presente.   | 16 |
| Figura 2.7: Variaciones de los montos de precipitación anual dentro de la Cuenca de Drenaje Los Choros.  | 19 |
| Figura 3.1: Relieve del área de estudio mostrando las tres franjas morfológicas principales.   | 22 |
| Figura 3.2: A) Vista hacia el SE del frente cordillerano que separa la Cordillera Principal Central de la Cordillera Principal Occidental (F1). B) Vista hacia el NE del frente cordillerano que separa la Depresión de Domeyko de la Cordillera Principal Occidental (F2).  | 23 |
| Figura 3.3: Vista en planta de la Cuenca de Drenaje Los Choros.  | 24 |
| Figura 3.4: A) Vista en planta de tributario de Quebrada Pelicano. B) Vista en planta de una porción de la Quebrada Los Choros. C) Vista hacia el NE de la Quebrada Pelicano y uno de sus tributarios.   | 25 |
| Figura 3.5: Superficies Algarrobillo y Las Lagunitas.  | 27 |
| Figura 3.6: A) Vista hacia el E que muestra la Superficie La Silla y su relación con la Superficie Las Lagunitas. B) Vista hacia el SE de las superficies La Silla y San Félix. C) Vista hacia el NE de algunos de los pedimentos que constituyen la Superficie Corredores. D) Vista hacia el SSE de pedimentos de la superficie Corredores. | 29 |
| Figura 3.7: Mapa morfológico del área de estudio.  | 30 |
| Figura 3.8: Perfiles topográficos donde se identifican las superficies de bajo relieve: San Félix (SSF), La Silla (SLS), Corredores (SCorr), Las Lagunitas (SLa) y Algarrobillo (SAIlg).   | 31 |
| Figura 4.1: Esquema de una cuenca de drenaje mostrando todos los elementos de un sistema fluvial.  | 35 |
| Figura 4.2: Interpretación de los datos pendiente-área para una serie de datos ideal.  | 39 |
| Figura 4.3: Esquemas de perfiles longitudinales y datos de pendiente y área drenada mostrando estados de equilibrio y transitorios en diferentes casos.  | 43 |
| Figura 4.4: Gráfico log(Pendiente) vs log(Área Drenada) mostrando las tendencias identificadas según criterios diferentes.   | 45 |
| Figura 4.5: Perfiles longitudinales de las subcuencas pertenecientes a la Cuenca Los Choros.   | 49 |
| Figura 4.6: Perfiles longitudinales de las subcuencas pertenecientes a la Cuenca Chañaral.   | 50 |
| Figura 4.7: Vista en planta de las dos cuencas de drenaje estudiadas, clasificadas según orden de Strahler.  | 51 |
| Figura 4.8: Gráficos log(Pendiente) vs log(Área Drenada) para las subcuencas analizadas en la Cuenca Los Choros que presentaron un patrón claro.   | 54 |
| Figura 4.9: Gráficos log(Pendiente) vs log(Área Drenada).  | 55 |
| Figura 4.10: Gráfico log(Pendiente) vs log(Área Drenada) para la Subcuenca G.  | 56 |
| Figura 4.11: Gráficos log(Pendiente) vs log(Área Drenada).   | 57 |
| Figura 4.12: Gráficos log(Pendiente) vs log(Área Drenada).   | 58 |
| Figura 4.13: Vista en planta de la CLC y CCh, mostrando los valores de $k_{sn}$ por tramos.  | 60 |
| Figura 5.1: Modelo de evolución de la Depresión Central entre 33° y 35° S tomado de Farías (2007).   | 62 |

|  |    |
|--|----|
| Figura 5.2: A) Perfil topográfico donde se identifica una superficie de bajo relieve (AG) presente al oeste del área de estudio en el dominio de la Cordillera de la Costa. B) Perfil topográfico donde se identifica la superficie de bajo relieve AG y SLS. C) Relieve sombreado de la parte sur de la Depresión de Domeyko donde se muestra la ubicación de los perfiles topográficos de A) y B). | 63 |
| Figura 5.3: Prolongación hacia el sur del Relieve Incaico basado en Charrier et al. (2007).  | 66 |
| Figura 5.4: Mapa donde se sobreponen los valores de $k_{sm}$ y los knickpoints (cruces rojas) sobre unidades litológicas con diferentes resistencias a la erosión.   | 70 |
| Figura 5.5: Modelo de evolución geomorfológica en la parte sur de la Depresión de Domeyko.   | 75 |
| Figura fuera de texto: Mapa Morfológico de la Parte Sur de la Depresión de Domeyko.  |    |



## INDICE DE TABLAS

|   |          |
|---|----------|
| <i>Tabla 4.1: Altura y área drenada a la que se encuentran los knickpoints en la Cuenca Los Choros.</i> | _____ 47 |
| <i>Tabla 4.2: Altura y área drenada a la que se encuentran los knickpoints en la Cuenca Chañaral.</i>   | _____ 48 |

# 1. Introducción

## 1.1. Formulación General y Área de Estudio

En un contexto geomorfológico, un sistema fluvial, además de referirse a un conjunto de ríos, engloba toda el área y todos los procesos que se incluyen en la zona de divisoria de aguas, en los canales y valles de la cuenca de drenaje y en las zonas de depósito (Schumm, 1977). Un sistema fluvial, como agente geomorfológico tiene una incidencia en las características del paisaje de una región y responde a las modificaciones de origen tectónico y/o climático que afectan a dicho paisaje. Incluso en los desiertos de latitudes medias, la mayoría de las formas erosivas han sido originadas por fenómenos fluviales, ya sea durante épocas con climas húmedos, o bien, producto de inundaciones ocasionales propias del régimen actual (Twidale, 2004). Por otra parte, tal como plantea Bloom (1998), si alguna propiedad de una red fluvial natural se desvía significativamente de los patrones conocidos, es posible buscar controles estructurales o herencias de condiciones previas. Todo lo anterior indica que una buena forma de aproximarse a la comprensión de la evolución del paisaje es estudiando los sistemas fluviales que lo conforman.

En particular, los sistemas fluviales con lechos rocosos (*bedrock channels*) determinan en gran medida las características de la evolución del paisaje en cordones montañosos activos (*e.g.* Seidl y Dietrich, 1992; Tinkler y Wohl, 1998). Esto se debe a que una red de drenaje con lecho rocoso establece relaciones críticas entre relieve, elevación y tasa de denudación (Howard, 1994; Howard et al., 1994; Whipple et al., 2000) y transporta señales tectónicas y cambios climáticos a través del paisaje (Whipple y Tucker, 1999).

En el presente trabajo se analizan de manera cualitativa y cuantitativa los rasgos morfológicos de la parte media y alta de la Cuenca de Drenaje Los Choros (CLC) (Figura 1.1). Esta cuenca se ubica aproximadamente entre 29°00' S y 29°40' S, y drena la parte sur de la Depresión de Domeyko (Figura 1.1). Esta depresión es importante dentro del contexto del estudio geomorfológico de los Andes Centrales chilenos (*i.e.*, al norte de 46° S; ver Aubouin et al., 1973), ya que representa la primera manifestación hacia el norte de la Depresión Central, la cual no se desarrolla de manera continua a lo largo de la cadena andina. De hecho, entre 27° y 33° S, zona que corresponde a la región de subducción plana, no es posible identificarla (Fig. 2.1). Según Farías et al. (2008a), en esta región de subducción plana sólo se desarrollan proto-Depresiones Centrales, esto es, disminuciones en las elevaciones, las que coinciden con ríos que drenan lateralmente (*i.e.*, en dirección N-S) y que fluyen hacia otros. En contraste, al norte de 27° S, es posible observar un claro desarrollo de esta unidad (Fig 2.1). A este hecho se le atribuye un control principalmente tectónico, debido al alzamiento de la Cordillera de la Costa y a la menor influencia de las precipitaciones (Farías et al., 2008a).

A modo de complemento, con el fin de establecer comparaciones, se analizan además algunos rasgos morfométricos de la Cuenca de Drenaje Chañaral (CCh), ubicada al norte de la CLC (Figura 1.2) dentro de la Depresión de Domeyko. Aunque ambas cuencas se encuentran muy próximas entre sí, en la actualidad se identifican grandes diferencias entre ambas, siendo posible separar dentro de la depresión, dos dominios morfológicos diferentes asociados a cada cuenca.

Hacia el norte, en el dominio de la CCh, la depresión se presenta rellena con depósitos semi-consolidados prácticamente en toda su extensión y se encuentra limitada hacia el este por un frente cordillerano continuo y bien desarrollado. En contraste, hacia el sur, dentro del dominio de la CLC, el relleno sedimentario se hace progresivamente más escaso, limitándose a algunos relictos de depósitos (Figura 2.3). Además, el frente cordillerano presenta menos continuidad y se hace cada vez más difuso hacia el sur. Para el análisis de ambas cuencas se consideraron todos los tributarios cuyo orden de Strahler (Strahler, 1957) fuera mayor o igual a siete<sup>1</sup>, resultando ocho subcuencas a analizar en la CLC (Subcuencas A a la H) y seis en la CCh (Subcuencas A' a la F') (ver Figura 1.2).

Como en cualquier otro paisaje, la evolución geomorfológica neógena de la Cuenca de Drenaje Los Choros ha sido controlada por procesos tectónicos y climáticos. En este caso los procesos tectónicos se han manifestado por el desarrollo de un frente cordillerano que habría delimitado las zonas expuestas a la erosión y los depocentros, mientras que los procesos climáticos habrían condicionado la efectividad de los primeros. En este contexto, con el análisis de los rasgos morfológicos y morfométricos de la cuenca se espera comprender, al menos cualitativamente, la interacción entre procesos constructivos y destructivos dentro del área. A partir de ello, se espera además determinar cual es la relación entre dichos procesos y otros de carácter regional, responsables de la evolución de los Andes Centrales durante el Cenozoico superior.

---

<sup>1</sup> Considerando que el orden de Strahler igual a 1 corresponde a los tributarios de menor orden que el software RiverTools ® es capaz de reconocer en base a un DEM de ~90 m de resolución.

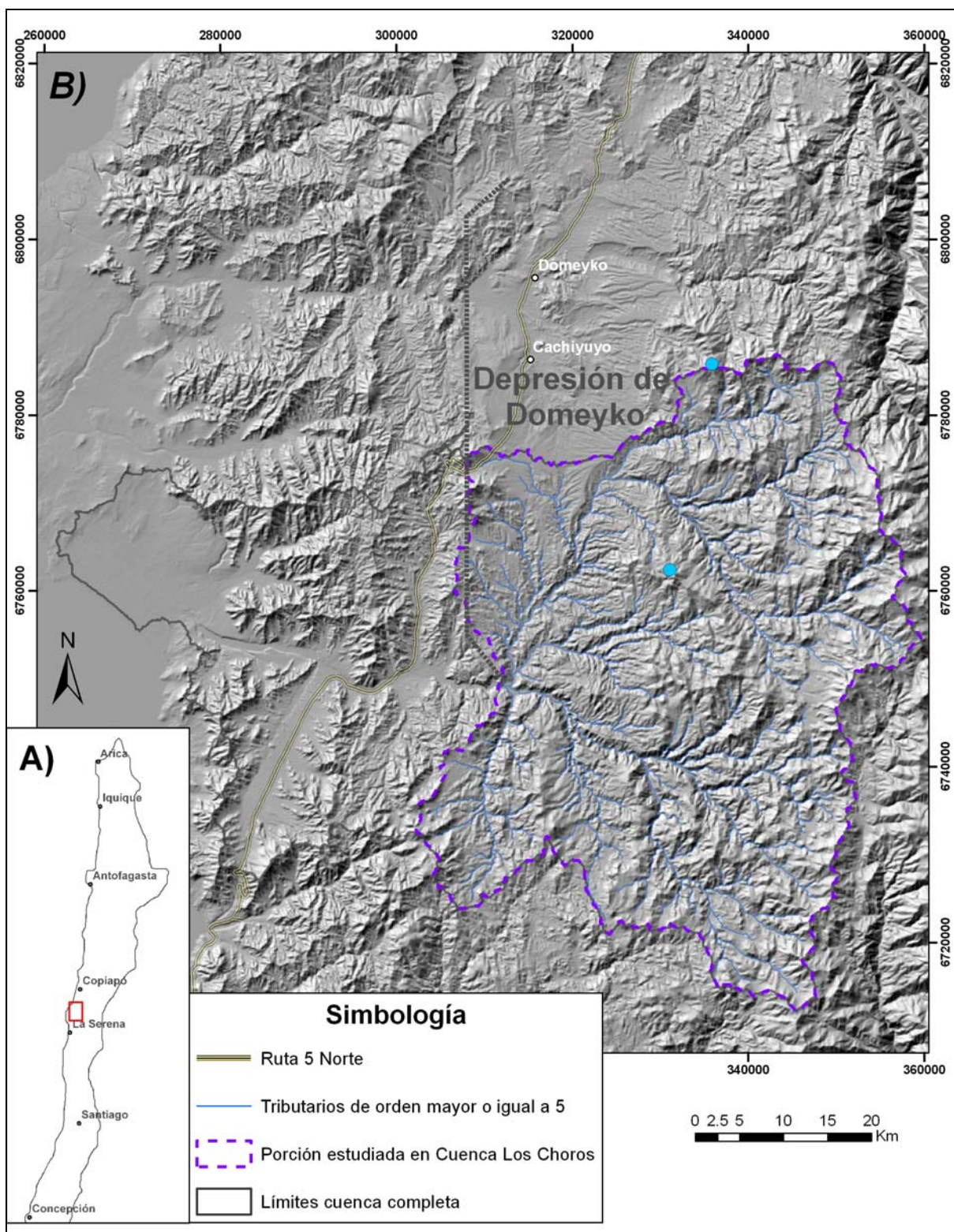


Figura 1.1: A) Mapa de Chile, el rectángulo rojo indica la ubicación del área de estudio. B) Relieve sombreado del área, el rectángulo rojo de A) corresponde al contorno de esta imagen. La línea punteada gris indica la extensión de la Depresión de Domeyko, los puntos blancos indican la ubicación de las principales localidades (Domeyko y Cachiyuyo) y los triángulos celestes la de los observatorios astronómicos existentes en el área.

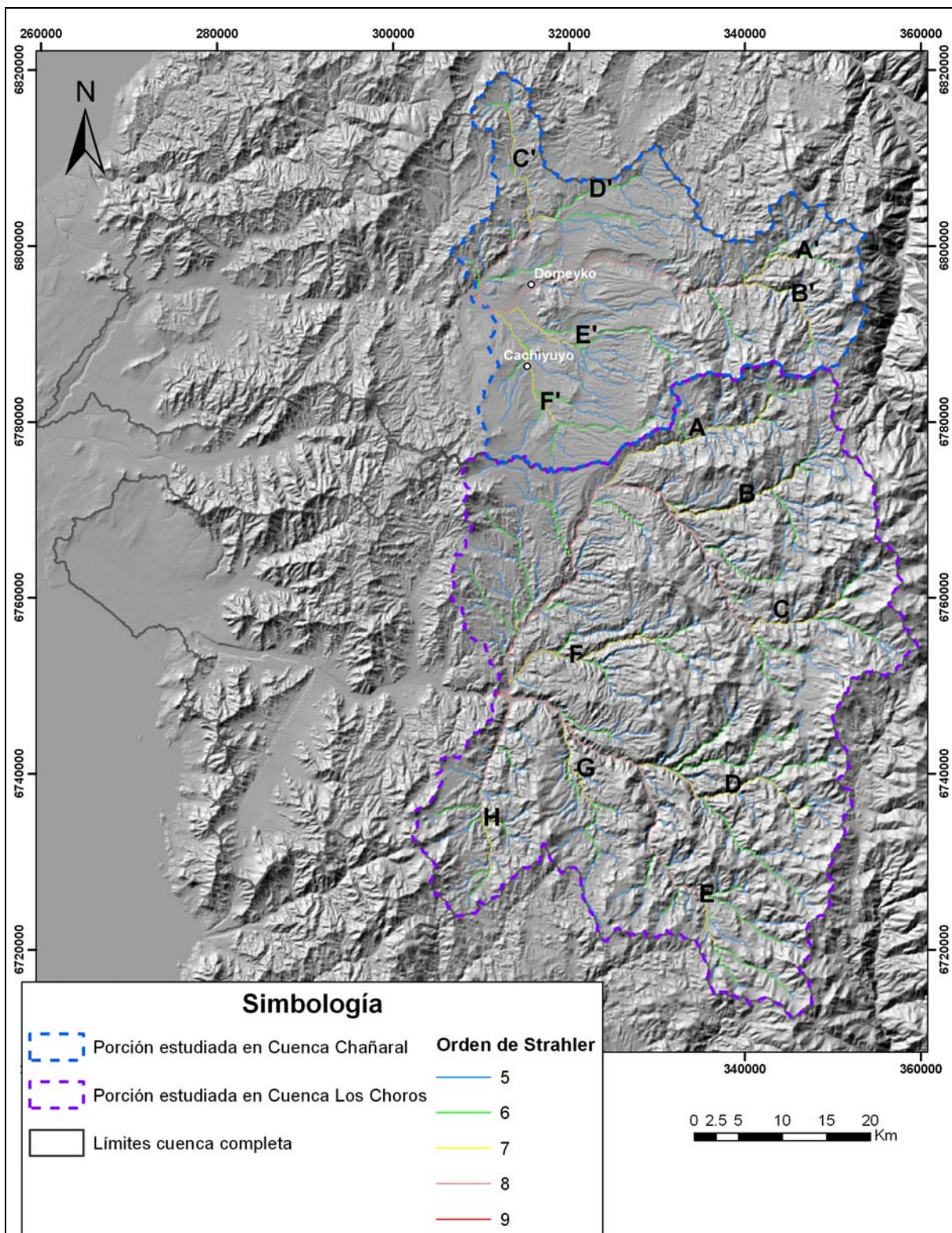


Figura 1.2: Relieve sombreado donde se muestran las cuencas de drenaje Los Choros y Chañaral. Las letras negras indican el nombre asignado a cada subcuenca analizada y los puntos blancos muestran la ubicación de Domeyko y Cachiuyo, las principales localidades del sector.

## **1.2. Objetivos**

### **1.2.1. Objetivo General**

Determinar la evolución geomorfológica neógena de la parte sur de la Depresión de Domeyko y analizar la relación de esta evolución con el alzamiento andino del Cenozoico Superior.

### **1.2.2. Objetivos Específicos**

- 1) Identificar y analizar marcadores geomorfológicos y depósitos que evidencien las características de las diferentes etapas de la evolución de la cuenca estudiada.
- 2) Identificar procesos que hayan inducido cambios bruscos en el patrón de drenaje de la cuenca a estudiar (como capturas, formación de knickpoints, etc.).
- 3) Comparar de manera cuantitativa y establecer relaciones entre los rasgos morfométricos de la Cuenca Los Choros y de la Cuenca Chañaral.
- 4) Determinar si existe una relación entre los rasgos morfológicos y la litología en el área de estudio.
- 5) Relacionar los rasgos morfológicos y morfométricos identificados con procesos tectónicos y/o climáticos.

## **1.3. Ubicación y Accesos**

El área de estudio se ubica en el límite entre la Región de Coquimbo y la Región de Atacama, aproximadamente 70 km al norte de La Serena y 60 km al sur de Vallenar (Figura 1.3). Las principales localidades aledañas corresponden a Domeyko, Cachiyuyo, Incaguasi y Punta Colorada.

El sector es de fácil acceso, ya que se encuentra aledaño a la ruta 5 norte. Para acceder a la parte media y alta de la Quebrada los Choros existe un camino no pavimentado en buen estado al que se accede tomando el camino hacia al este que lleva a la localidad de Punta Colorada (Figura 1.3). Estas 2 rutas se complementan con una serie de huellas que acceden a algunas labores mineras y que generalmente se encuentran en buen estado permitiendo un fácil acceso.

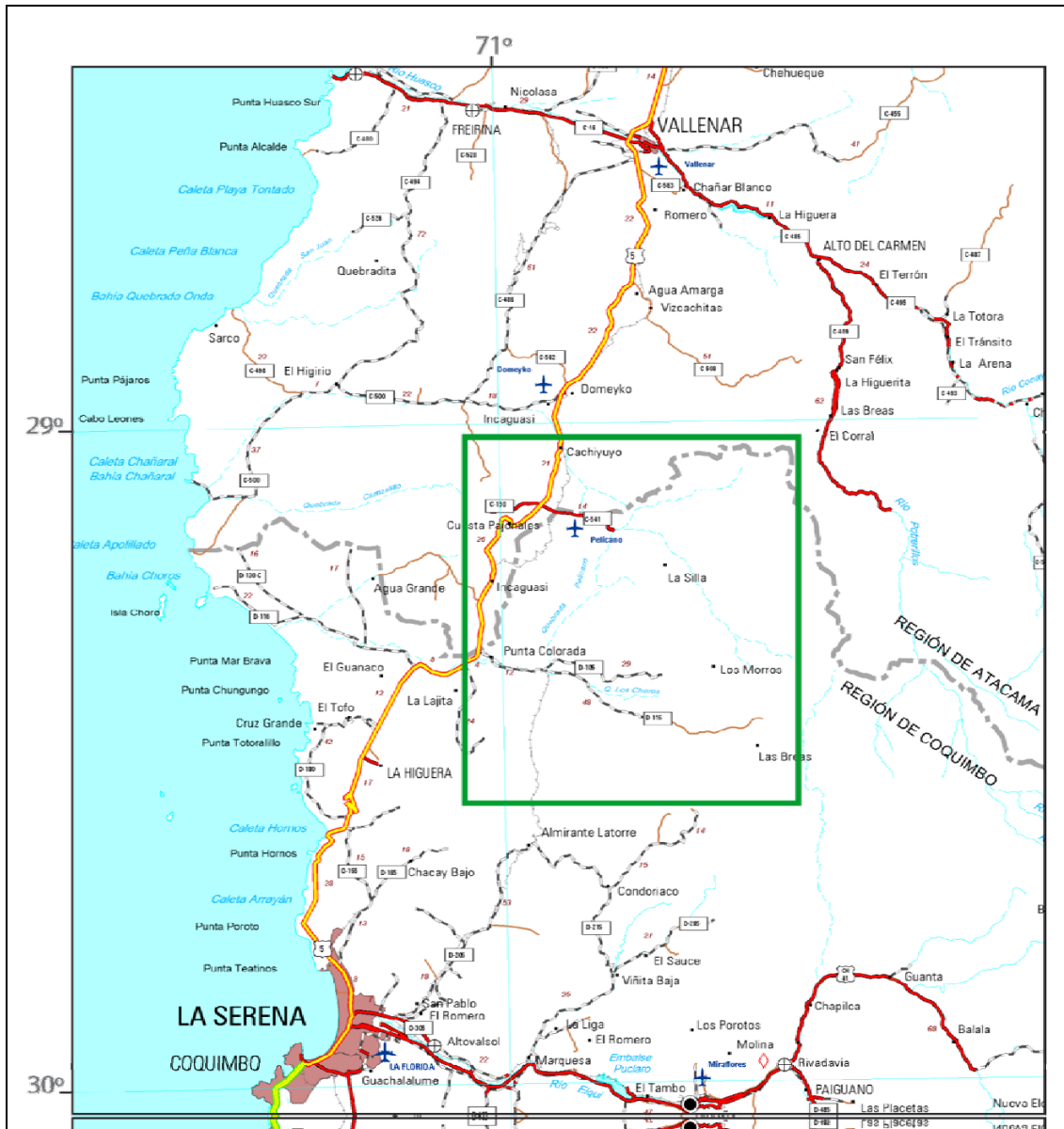


Figura 1.3: Mapa de rutas de la parte norte de la Región de Coquimbo y la parte sur de la Región de Atacama donde se muestra el área de estudio (cuadrado verde). Fuente: <http://www.mapas.mop.cl>

## 1.4. Metodología General

- 1) Análisis de imágenes satelitales y modelos digitales de elevación (DEM por sus siglas en inglés) del archivo SRTM<sup>2</sup> con 90 m de resolución.
- 2) Análisis de fotografías aéreas HYCON de escala aproximada 1:70.000.

<sup>2</sup> Shuttle Radar Topography Mission (<http://www.jpl.nasa.gov/srtm/>)

- 3) Recopilación de estudios geológicos previos realizados en el área.
- 4) Análisis de las características morfológicas de las redes de drenaje (forma de las redes y patrones de drenaje, área drenada, pendientes, etc.), utilizando el software RiverTools ®. Se consideran para el análisis todos aquellos tributarios cuyo orden de Strahler es igual o mayor a 5.
- 5) Observaciones en terreno de la geología del área de estudio.
- 6) Observaciones en terreno de marcadores geomorfológicos y depósitos semi-consolidados.
- 7) Observaciones en terreno de los rasgos morfológicos de las redes drenaje de la Cuenca Los Choros y Cuenca Chañaral.
- 8) Confección de mapa geológico escala 1:100.000 integrando información de trabajos anteriores, imágenes satelitales, fotografías aéreas y datos de terreno.
- 9) Confección de mapa geomorfológico escala 1:100.000 integrando información de fotografías aéreas, cartas topográficas escala 1:50.000, DEM's y datos de terreno.

Además, en cada capítulo se detalla la metodología específica utilizada en cada caso.



## 2. Antecedentes Regionales

De acuerdo con la clasificación realizada por Aubouin et al. (1973b) y Gansser (1973), el área de estudio se encuentra comprendida dentro del segmento de los Andes Centrales. En el caso de los Andes Centrales chilenos, el régimen de subducción imperante ha estado continuamente activo desde el Jurásico Inferior hasta el presente (Ciclo Andino, ver Charrier et al., 2007), jugando un rol fundamental en la evolución estructural y magmática de la región (Coira et al., 1982) y determinando en algún grado, especialmente durante el Neógeno, los rasgos morfológicos que se observan en la actualidad. En el presente capítulo se incluye una caracterización de los principales rasgos morfológicos regionales y una descripción general de las unidades geológicas y de la evolución tectonoestratigráfica a nivel regional.

### 2.1. Principales Rasgos Morfo-Tectónicos de Carácter Regional

Dentro de los Andes Centrales de Chile es posible diferenciar una variación en el ángulo de subducción a lo largo del margen. Baranzangi e Isacks (1976) reconocieron la existencia de un segmento de subducción subhorizontal entre 27° S y 33°30' S, el que se conoce como zona de subducción plana (*flat slab*). En general, este sector se caracteriza por la ausencia de la Depresión Central, unidad morfológica presente en el resto de los Andes Centrales chilenos, la cual separa la Cordillera de la Costa de la Precordillera y Cordillera Occidental, al norte de los 27° S y de la Cordillera Principal, al sur de 33°30' S (Charrier et al., 2007) (Figura 2.1). Otras características de la zona de subducción plana que en la actualidad contrastan con las del resto los Andes Centrales, es la ausencia de actividad volcánica y el desarrollo de valles fluviales transversales. A este último rasgo se le ha asociado la ausencia de la Depresión Central (ver Farías, 2007).

Paskoff (1970) describe cuatro grandes unidades de relieve para el segmento comprendido entre 30° S y 33° S. Éstas son de este a oeste:

- *Alta Cordillera*: Cadena elevada y maciza, cuyas cumbres sobrepasan los 4000 m s.n.m., con alturas máximas que superan los 6000 m s.n.m. En esta unidad se observan vestigios de la acción reciente de glaciares.
- *Media Montaña*: Cadena discontinua con cumbres que alcanzan alturas variables entre los 1000 y 3000 m s.n.m. Se desarrolla aproximadamente hasta los 70°45' W, dando paso a la Alta Cordillera hacia el este.
- *Valles Transversales*: Valles fluviales que en sus cursos inferiores escurren de este a oeste y aguas arriba se ramifican formando una red con tributarios que escurren en varias direcciones. En su parte superior (3000-3500 m s.n.m.) poseen un perfil transversal en “U” que los derrumbes activos y los coluvios no han llegado a obliterar. A veces, en sus cursos medios presentan anchos mayores, tomando el aspecto de pequeñas cuencas interiores. En su curso inferior los ríos se caracterizan por la existencia de un sistema de tres niveles de terrazas fluviales que en las proximidades del litoral engranan con plataformas costeras.

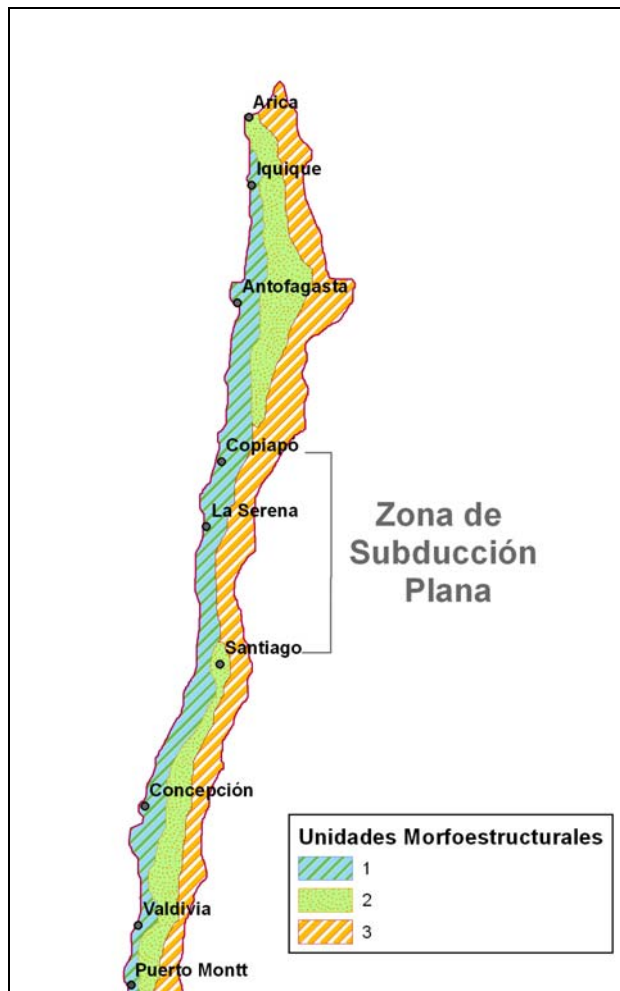


Figura 2.1: Principales unidades morfoestructurales a lo largo de los Andes Centrales chilenos: 1, Cordillera de la Costa; 2, Depresión Central; 3, Precordillera y Cordillera Occidental (entre 18° y 27° S), Alta Cordillera (entre 27° y 33° S) y Cordillera Principal (entre 33° y 42° S). Se muestra además la zona de subducción plana que coincide con la zona donde en general se ausenta la Depresión Central.

- *Franja Litoral*: Unidad de altura y ancho variable, fluctuando este último parámetro entre algunos centenares de metros y decenas de kilómetros. Se caracteriza por la presencia de una serie de terrazas marinas (generalmente tres), labradas sobre rocas de diversos tipos (rocas metamórficas, granitos y areniscas recientes poco consolidadas).

Si bien estas unidades de relieve pueden extenderse como un rasgo común dentro de todo el segmento de subducción plana, es importante mencionar que la ausencia de la Depresión Central es una generalización, ya que existen algunas excepciones. En efecto, entre 33° S y 30° S, estas excepciones corresponden a las pequeñas cuencas interiores de las que habla Paskoff (1970), y al norte de 30° S, aún dentro del segmento de subducción plana, se encuentran ejemplos de depresiones que alcanzan un amplio desarrollo. Tal es el caso de la Depresión de Domeyko (Moscoso, 1979; este trabajo) que se extiende desde el área de estudio hasta unos 30 km más al

norte (Figura 1.1) y del Llano de Travesía (Mortimer, 1973), depresión desarrollada entre Vallenar (28°30' S) y Copiapó (27°22' S).

## **2.2. Unidades Geológicas y Principales Estructuras**

Durante todo el Ciclo Andino se ha producido una progresiva migración del arco magmático hacia el este, dando origen a un antearco cada vez más amplio, en el que afloran unidades estratigráficas sucesivamente más jóvenes hacia el oriente. Dentro del área de estudio afloran principalmente unidades geológicas mesozoicas y en menor medida unidades cenozoicas (Figura 2.3). Todas ellas se describen a continuación.

### **2.2.1 Unidades Mesozoicas**

Se ubican en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa, en la Depresión Central y en el flanco Occidental de la Cordillera Principal y corresponden al Grupo Bandurrias (Moscoso et al., 1982), al Grupo Chañarcillo (Segerstrom, 1960; Segerstrom y Ruiz, 1962; Jurgan 1977a,b; Moscoso et al., 1982; Arévalo, 1995, 2005a) y a la Formación Cerrillos (Sergestrom y Parker, 1959; Moscoso et al., 1982; Arévalo, 2005a,b) (ver Figura 2.3).

El Grupo Bandurrias es una unidad predominantemente volcánica y volcanoclástica con intercalaciones sedimentarias detríticas y calcáreas marinas y cuyo espesor alcanza los 2500 m (Aguirre y Egert, 1965). Presenta una relación de engrane lateral hacia el este con el Grupo Chañarcillo, el cual se compone de calizas fosilíferas, calcarenitas, brechas calcáreas y niveles margosos de origen marino. Ambas unidades se disponen en franjas alargadas en dirección N-S (Figura 2.3) y se les asigna una edad Hauteriviano-Barremiano. El Grupo Bandurrias corresponde al arco volcánico desarrollado durante el Cretácico Inferior en la región, y el Grupo Chañarcillo representa una cuenca marina de trasarco ubicada hacia el este del primero.

La Formación Cerrillos sobreyace discordantemente a las unidades del Cretácico Inferior. En sus niveles más antiguos la unidad está conformada principalmente por areniscas y conglomerados con intercalaciones calcáreas, lutitas y lavas. Los niveles superiores se componen fundamentalmente de andesitas, tobas y brechas volcánicas, con intercalaciones de conglomerados y areniscas. La edad de esta unidad no ha sido establecida; sin embargo, por sus relaciones estratigráficas, Moscoso et al. (1982) le han asignado una edad Cretácico Superior. En base a lo anterior, la Formación Cerrillos correspondería a los primeros eventos de depositación volcánica desarrollados luego de la Fase Peruana (Cretácico Inferior tardío; Charrier y Vicente, 1972; Aubouin et al., 1973b; Vicente et al., 1973; Reutter, 2001).

Con respecto a las unidades intrusivas de edad mesozoica, éstas pertenecen a la denominada Franja Central (Moscoso et al., 1982) y se encuentran afectando a las rocas del Grupo Bandurrias y del Grupo Chañarcillo. Corresponden a extensos plutones de forma

generalmente elongada en dirección NS a NNE. Litológicamente éstos incluyen desde granitos a gabros, siendo predominantes, entre los 28°15' y los 29°15' S, las rocas tonalíticas (Moscoso et al., 1982). Dataciones radiométricas (K-Ar) realizadas en estos intrusivos establecen rangos de 90-108 Ma (Aguirre, et al, 1974), por lo que se les asigna una edad Albiano–Cenomaniano

### **2.2.2 Unidades Cenozoicas**

Sin considerar los depósitos aluviales y fluvio-aluviales holocenos que rellenan las quebradas actuales, la única unidad estratificada de edad cenozoica presente en el área se encuentra en la Depresión Central (Figura 2.3) y de acuerdo con Moscoso et al (1982) corresponde a las Gravas de Atacama, un conjunto de depósitos semi-consolidados que han sido reconocidos entre 26° y 29° S (Sillitoe et al., 1968; Mortimer, 1973; Cornejo et al., 1993; Hartley et al., 2000; Riquelme et al., 2007; Nalpas et al., 2008). Al sur de los 28° S, la unidad está constituida por conglomerados de bolones, gravas, arenas y ripios y algunas intercalaciones limosas. Yace en discordancia angular sobre las rocas del Grupo Bandurrias, del Grupo Chañarcillo y de la Formación Cerrillos (Figura 2.2). A partir de flujos ignimbríticos intercalados en depósitos de esta unidad ubicados al norte de la Región de Atacama (~26°S), se han realizado dataciones K-Ar que arrojan edades de 18-15 Ma para los niveles basales (Cornejo et al., 1993) y 10 Ma para los niveles superiores (Sillitoe et al., 1968; Cornejo et al., 1993; Riquelme et al., 2007), por lo que se le asigna una edad miocena. Al norte del área de estudio, entre 26° y 27° S, las Gravas de Atacama corresponden a depósitos aluviales, asociados a flujos de detritos y flujos laminares, depósitos fluviales y en menor medida a depósitos tipo playa en las partes distales (Nalpas et al., 2008). Estos depósitos representan el relleno de paleovalles oligocenos y relictos de una superficie agradacional desarrollada durante el Mioceno, la cual ha sido disectada por las redes de drenaje modernas (Riquelme et al., 2003; Riquelme et al., 2007; Nalpas et al., 2008). Según Moscoso et al. (1982), entre los 28° y 30° S la unidad corresponde a depósitos fluvioaluviales, en parte torrenciales, que se acumularon en valles y depresiones.

Los intrusivos de edad cenozoica son aquellos pertenecientes a la denominada Franja Oriental (Moscoso et al., 1982). ) y se encuentran afectando a las rocas de la Formación Cerrillos. Al sur del Río Huasco esta franja está representada esencialmente por stocks graníticos a granodioríticos que presentan variedades dioríticas. De acuerdo con Farrar et al. (1970), Conn (1974) y Abad (1976a), dataciones K- Ar arrojan edades entre los 59 y 67 Ma , por lo que a estos intrusivos se les asigna una edad paleocena.



Figura 2.2: Vista hacia el sur de la discordancia angular entre unidades mesozoicas (Grupo Bandurrias y Grupo Chañarcillo) y unidades cenozoicas (Gravas de Atacama). Fotografía tomada en la Quebrada Algarrobal, ubicada a unos 10 km al norte del área de estudio.

### 2.2.3. Principales Estructuras

**2.2.3.1. Falla Agua de los Burros (FAB):** La FAB y su sistema asociado (Moscoso, 1977, 1979; Moscoso et al., 1982; Moscoso y Mpodozis, 1988) corresponde a una falla inversa de vergencia oeste que monta al Grupo Chañarcillo sobre el Grupo Bandurrias y a la Formación Cerrillos sobre las secuencias del Cretácico Inferior. Tiene una dirección NS-NNE con una inclinación variable, coincidiendo a veces con la estratificación. Moscoso (1979) plantea que la actividad de esta falla puede ser atribuida a cualquiera de las dos fases orogénicas cenozoicas reconocidas en otras zonas del país (Fase Incaica o Fase Quechua; ver sección 2.3.3), ya que, ni las características de las estructuras ni la estratigrafía permiten restringir su actividad en un rango de tiempo más acotado.

**2.2.3.2. Falla Vicuña:** La FV (Dedios, 1967, 1978; Moscoso et al., 1982; Moscoso y Mpodozis, 1988; Emparán y Pineda, 2006) es una falla inversa de vergencia oeste cuya traza se prolonga por más de 55 km. Según Emparán y Pineda (2006), esta estructura, junto con la Falla Rivadavia (de posición más oriental y de vergencia este) registra eventos compresionales de edad eocena y ambas podrían constituir un sistema en flor que levanta la cobertura mesozoica y que sería comparable con la fase transpresional del Eoceno medio, registrada a lo largo del Sistema de Fallas de Domeyko (Scheuber y Reutter, 1992; Reutter et al., 1991, 1993, 1996; Scheuber et al., 1994) desde Antofagasta (~24° S) hasta Copiapó (27° S). Sin embargo, los mismos autores plantean que es posible que la FV corresponda a un retrocorrimiento más joven.

Diversos estudios de carácter regional plantean que las fallas del dominio de la Alta Cordillera entre 28° y 31° S, no presentan actividad desde el Mioceno Inferior (Maksaev et al., 1984; Moscoso y Mpodozis, 1988; Nasi et al. 1990).

## Mapa Geológico Área de Estudio

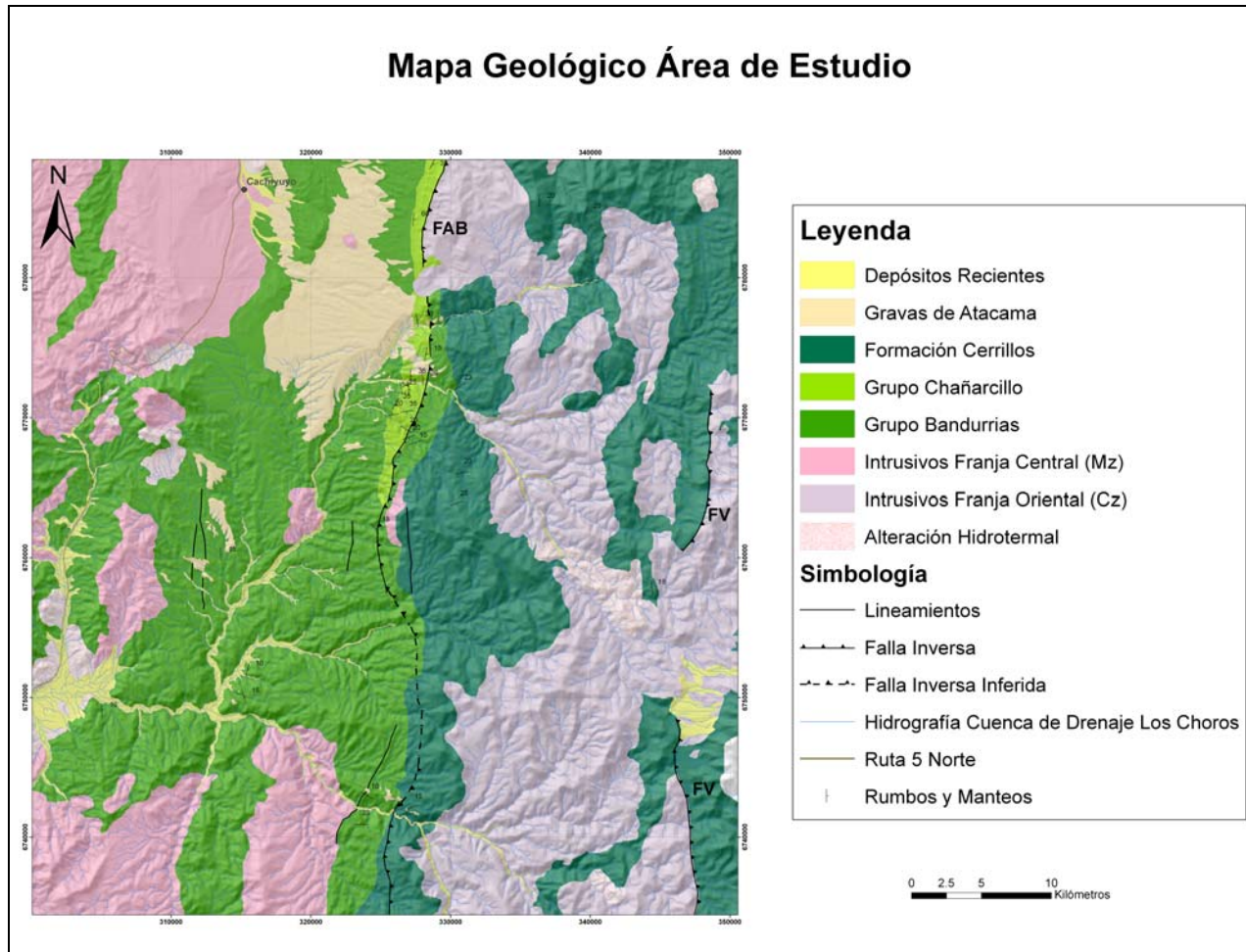


Figura 2.3: Mapa Geológico del área de estudio basado en Moscoso et al. (1982), Moscoso y Mpodozis (1988) y este trabajo. Las letras negras dentro del mapa corresponden al nombre de las principales fallas: FAB = Falla Agua de Los Burros, FV = Falla Vicuña.

### 2.3. Evolución Tectonoestratigráfica desde el Jurásico Inferior al Presente entre los 28° S y 30° S.

El Ciclo Andino comenzó en el Jurásico Inferior con la reactivación del régimen de subducción, luego de una larga fase de calma en el movimiento de las placas que duró 40-50 millones de años (m.a.) (ver Charrier et al., 2007). Estos mismos autores han dividido a dicho ciclo en tres grandes etapas separadas por fases tectónicas que determinaron grandes cambios en la paleogeografía de cada periodo (Figura 2.4). A continuación se describen los principales eventos y características de cada etapa para la región comprendida entre los 28° S y los 30° S.

|                  |                  |                    |                       |
|------------------|------------------|--------------------|-----------------------|
| <b>Cenozoico</b> | <b>Neógeno</b>   | <b>Holoceno</b>    | <b>3° Etapa</b>       |
|                  |                  | <b>Pleistoceno</b> |                       |
|                  |                  | <b>Plioceno</b>    |                       |
|                  |                  | <b>Mioceno</b>     | <b>FASE QUECHUA</b>   |
|                  |                  |                    | <b>3° Etapa</b>       |
|                  |                  |                    | <b>FASE PEHUENCHE</b> |
|                  | <b>Paleógeno</b> | <b>Oligoceno</b>   | <b>3° Etapa</b>       |
|                  |                  | <b>Eoceno</b>      | <b>FASE INCAICA</b>   |
|                  |                  | <b>Paleoceno</b>   | <b>2° Etapa</b>       |
| <b>Mesozoico</b> | <b>Cretácico</b> | <b>Superior</b>    | <b>FASE K-T</b>       |
|                  |                  | <b>Inferior</b>    | <b>2° Etapa</b>       |
|                  | <b>Jurásico</b>  | <b>Superior</b>    | <b>1° Etapa</b>       |
|                  |                  | <b>Medio</b>       |                       |
|                  |                  | <b>Inferior</b>    |                       |

Figura 2.4: Cuadro que muestra las diferentes etapas y fases compresivas del Ciclo Andino, basado en Yrigoyen (1976), Makshev (1979), Yrigoyen (1993) y Charrier et al. (2007).

#### 2.3.1. Primera Etapa del Ciclo Andino (Jurásico Inferior – Cretácico Inferior tardío)

Esta etapa se caracterizó por la existencia de un arco magmático, ubicado en la zona de la actual Cordillera de la Costa y parte occidental de la Depresión Central, y una cuenca de trasarco marina ubicada al este, donde hoy se encuentran la Depresión Central y el flanco occidental de la

Alta Cordillera. En el área de estudio estos elementos se encuentran representados por el Grupo Bandurrias y el Grupo Chañarillo, respectivamente (Figura 2.5).

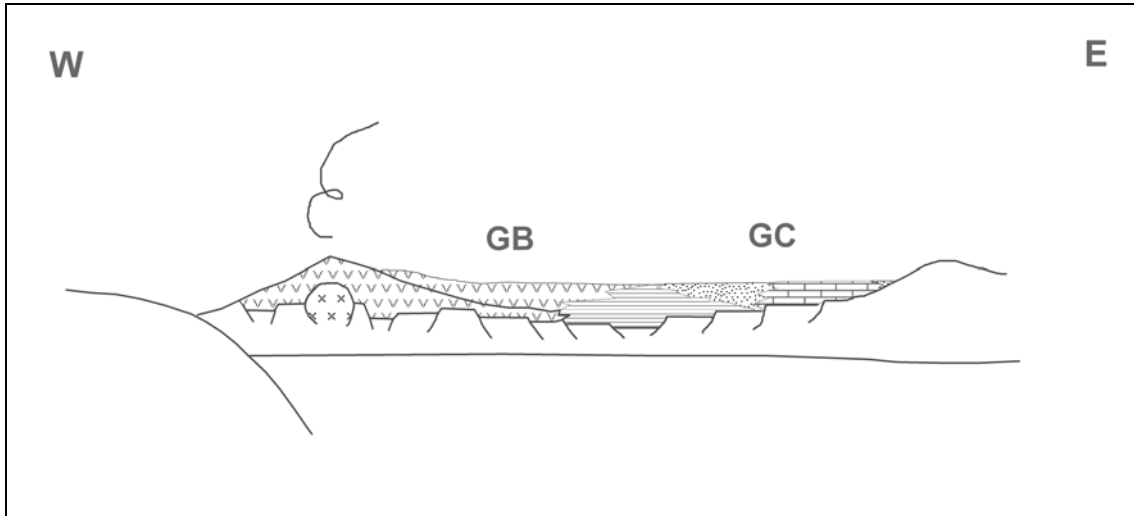


Figura 2.5: Perfil esquemático que muestra la paleogeografía característica del área de estudio durante el Cretácico Inferior (1ª etapa del Ciclo Andino). Las abreviaciones de las unidades estratigráficas son GB: Grupo Bandurrias y GC: Grupo Chañarillo. Basado en Charrier et al. (2007).

Luego del largo período de inactividad de la subducción previo al Jurásico Inferior, es probable que el acoplamiento entre la placa oceánica y el margen occidental continental haya sido muy bajo. Según Charrier et al. (2007), esta condición, que es probablemente la principal causa del desarrollo de condiciones extensionales durante el crecimiento del arco y la cuenca de trasarco, fue mantenida por la mayor parte de esta etapa, permitiendo el dominio de condiciones tectónicas extensionales en el margen continental, intensa actividad magmática a lo largo del arco y abundante sedimentación en la cuenca de trasarco.

Durante este período el arco estaba sujeto a deformación debido a la existencia de la Zona de Falla de Atacama (ZFA; Arabasz, 1971), la cual se encontraba en sus primeras etapas de desarrollo, con movimientos sinestrales, asociados con la convergencia oblicua de la placa Aluk (Phoenix) con el continente Sudamericano (Boric et al., 1990; Scheuber & Andriessen, 1990; Scheuber & González, 1999; Reutter, 2001) (ver Figura 2.6).

Esta Primera Etapa llegó a su fin con un pulso de deformación compresiva ocurrido en el límite entre el Cretácico Inferior y el Cretácico Superior, el cual invirtió parcialmente la cuenca de trasarco hasta entonces existente (e.g., Mourgues, 2007). En ese momento los depósitos del Jurásico Inferior y Cretácico Inferior fueron deformados, alzados y erodados (Charrier et al., 2007). Este evento de deformación corresponde a la llamada Fase Peruana o Subhercyniana (Charrier y Vicente, 1972; Vicente et al., 1973; Reutter, 2001) y puede correlacionarse con la reorganización de placas ocurrida a los 75 Ma (Scheuber et al., 1994; Reutter, 2001;) que causó el



desplazamiento hacia el SE de la placa Farallon y la convergencia oblicua dextral entre dicha placa y la Sudamericana (Figura 2.6).

Como resultado de este episodio de deformación, una gran discordancia regional separa los depósitos de esta etapa de aquellos del Cretácico Superior.

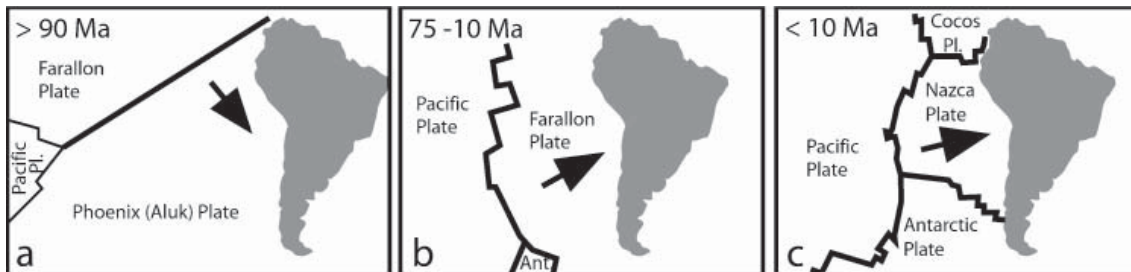


Figura 2.6: Geometría de las placas en el margen sudamericano para a) Cretácico Superior temprano; b) Cretácico Superior al Mioceno superior; c) Mioceno superior al Presente. Tomado de Scheuber et al. (1994) y Reutter (2001)

### 2.3.2. Segunda Etapa del Ciclo Andino (Cretácico Inferior tardío – Paleógeno inferior)

Luego de la Fase Peruana la organización paleogeográfica de la región cambió drásticamente, el arco magmático migró hacia el este, ubicándose en la zona de la actual Depresión Central y más hacia el oriente se desarrolló una cuenca de antepaís, reemplazando a la cuenca de trasarco de la etapa anterior (Charrier et al., 2007).

Episodios extensionales asociados con intensa actividad magmática caracterizan a esta etapa. El predominio de condiciones tectónicas extensionales/transtensionales puede ser relacionado con el período de baja tasa de convergencia oblicua entre la placa Farallón y Sudamericana desarrollado durante el Cretácico Superior y las primeras etapas del Cenozoico (Pardo-Casas y Molnar, 1987).

Al comienzo de esta Segunda Etapa se produjo un episodio extensional principal, durante el cual se depositó la Formación Cerrillos (Charrier et al., 2007). Luego, en el límite Cretácico Superior-Paleoceno ocurrió un evento compresivo que ha sido nombrado por estos mismos autores como Fase K-T. Este evento fue esencialmente controlado por la inversión de las principales fallas desarrolladas a lo largo de los ejes del arco, algunas de las cuales habían participado en los movimientos extensionales ocurridos durante el Cretácico Inferior. Después de dicho evento la extensión se reanudó, aunque con menos intensidad que al comienzo de la etapa. Este régimen extensional se mantuvo hasta el Eoceno medio, momento en que se produjo una segunda fase de deformación compresional conocida como Fase Incaica (Steinmann, 1929; Charrier y Vicente, 1972; Charrier y Malumian, 1975; Makshev, 1978; Reutter, 2001; Cornejo et al., 2003;). Ésta fase marca el fin de la Segunda Etapa y generó una inversión tectónica generalizada en el arco y en las cuencas extensionales desarrolladas luego de la Fase K-T. Este

evento además coincide con un peak en la tasa de convergencia ocurrido aproximadamente a los 45 Ma, el que a su vez se asocia con una reducción considerable de la oblicuidad (Pilger, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998).

### **2.3.3. Tercera Etapa del Ciclo Andino (Paleógeno Superior - Reciente)**

Durante esta etapa es cuando los Andes chilenos adquieren sus actuales características, ya que es el período en que se produce el alzamiento andino, se desarrollan las unidades morfoestructurales que hoy observamos y el arco volcánico alcanza su actual posición.

Al comienzo de esta etapa, al menos al norte de 27° S la paleogeografía se caracterizaba por la presencia del Relieve Incaico, rasgo topográfico desarrollado a partir de la inversión y consecuente alzamiento del arco y las cuencas intra-arco asociadas, que se produjo durante el Eoceno medio – Eoceno superior (Fase Incaica). Según Charrier et al. (2007), este relieve probablemente conformaba la divisoria de aguas al final de esta etapa y tenía una disposición general NNE-SSW. Esta última afirmación se basa en las siguientes evidencias:

- 1) La ubicación de las unidades magmáticas arco-intra arco del Cretácico Superior y Paleógeno temprano y de los depósitos acumulados en las cuencas extensionales asociadas.
- 2) Los depósitos detríticos resultantes de la erosión de este relieve (niveles inferiores de las Gravas de Atacama).
- 3) La ubicación de las principales fallas que participaron en la apertura e inversión de las cuencas extensionales que caracterizaron a la Segunda Etapa.

Durante el Oligoceno y Mioceno inferior, en el área ubicada aproximadamente entre 26° y 27° S habría continuado la erosión del Relieve Incaico remanente. En los lugares en que los ríos podían alcanzar el océano, la sedimentación ocurrió en la plataforma continental. Según Riquelme et al. (2003), en esta zona la actividad miocena a lo largo de la ZFA alzó la parte occidental de la Cordillera de la Costa, dando origen a cuencas sedimentarias cerradas hacia el este. Sedimentos gruesos comenzaron a cubrir el flanco oeste de la Cordillera de Domeyko (Precordillera en esa latitud), rellenando los profundos sistemas de drenaje previamente generados para dar origen a las Gravas de Atacama. La depositación en el flanco oeste de la Precordillera (correspondiente al flanco occidental de la Cordillera Principal en el área de estudio) continuó hasta el Mioceno superior cuando se inició la incisión de las Gravas de Atacama en estas latitudes, proceso que se mantiene hasta el presente. El comienzo de este proceso fue favorecido por la recuperación del acceso de los ríos hacia el océano y un aumento en la tasa de basculamiento del antearco (Riquelme et al., 2003; Riquelme et al., 2007) causado por el cabalgamiento hacia el este en el antepaís andino y/o flujos dúctiles subcorticales hacia el oeste (Lamb et al., 1997).

Otros períodos posteriores de deformación compresiva han sido descritos para los Andes Centrales, aunque no específicamente para el dominio comprendido entre 28° y 30° S. Éstos corresponden a la Fase Pehuenche, de edad Mioceno inferior (Yrigoyen, 1976; Yrigoyen, 1993; Vicente, 2005) y a la Fase Quechua, de edad Mioceno medio-Mioceno superior (Steinmann, 1929; Makshev, 1979; Mégard, 1987) (ver Figura 2.4). Esta última fase se correlaciona con un incremento en la tasa de convergencia producto de la separación de la Placa Farallón en las placas Nazca y Cocos, donde la Placa Nazca habría comenzado a subducir en dirección normal al margen occidental (Pardo-Casas y Molnar, 1987; 2.6B-C).

A los 20 Ma, en el área comprendida entre 27° y 33° S, comenzó a producirse una rápida disminución del ángulo de subducción que duró hasta los 10 Ma, momento en que se establece el régimen de subducción plana que se observa en la actualidad y finaliza la actividad volcánica (Jordan et al., 1983; Makshev et al., 1984; Jordan y Allmendinger, 1986; Kay et al., 1987).

Moscoso y Mpodozis (1988) plantean que, en el dominio de la Alta Cordillera entre 28° y 31° S, la actividad de las fallas inversas cesó por completo antes de los 16 Ma, con una rápida migración del frente de deformación hacia el este (Makshev et al., 1984; Nasi et al. 1990). Esto ocurrió inmediatamente después de una importante fase de deformación ocurrida en el Mioceno inferior (Kay et al., 1987; Mpodozis et al., 1988) y se correlaciona con la extinción del arco y el aplanamiento de la zona de subducción (Moscoso y Mpodozis, 1988).

## 2.4. Clima

### 2.4.1. Clima del Área de Estudio

El área comprendida entre 27° y 32° S (también conocida como Norte Chico) yace a lo largo de una zona de transición entre el Desierto de Atacama hiper-árido hacia el norte y el distintivo clima mediterráneo de Chile Central hacia el sur (Latorre et al., 2007).

En el área de estudio en particular, Antonioletti (1972) ha diferenciado tres tipos de clima:

- *Desierto Costero con nubosidad abundante.* Se caracteriza por la abundante nubosidad y neblinas litorales (camanchacas), especialmente durante la noche, las que desaparecen gradualmente hacia el mediodía. Éstas ejercen cierta influencia hacia el interior al ingresar preferentemente por las quebradas transversales.
- *Clima desértico transicional.* Se desarrolla entre el límite de influencia de la nubosidad costera y los 1500 m s.n.m., caracterizándose por la gran transparencia atmosférica y un aumento progresivo hacia el este de la sequedad del aire.
- *Desierto frío de montaña.* Se encuentra entre los 1500 y 4000 m s.n.m. Se caracteriza por una gran sequedad del aire y un alto contraste entre las temperaturas del día y la noche, con cielos permanentemente despejados. Es por

ello que en el área de estudio existen dos observatorios astronómicos ubicados aprox. a 2300 m s.n.m.: Las Campanas y La Silla.

Las precipitaciones en la Cuenca de Drenaje Los Choros son muy variables con la altura, siendo de menos de 35 mm en el sector costero y en las partes bajas y medias de la quebrada principal hasta cerca de 300 mm en las partes más altas (i.e., ~4000 m s.n.m.) (DGA, 2004) (ver Figura 2.7)

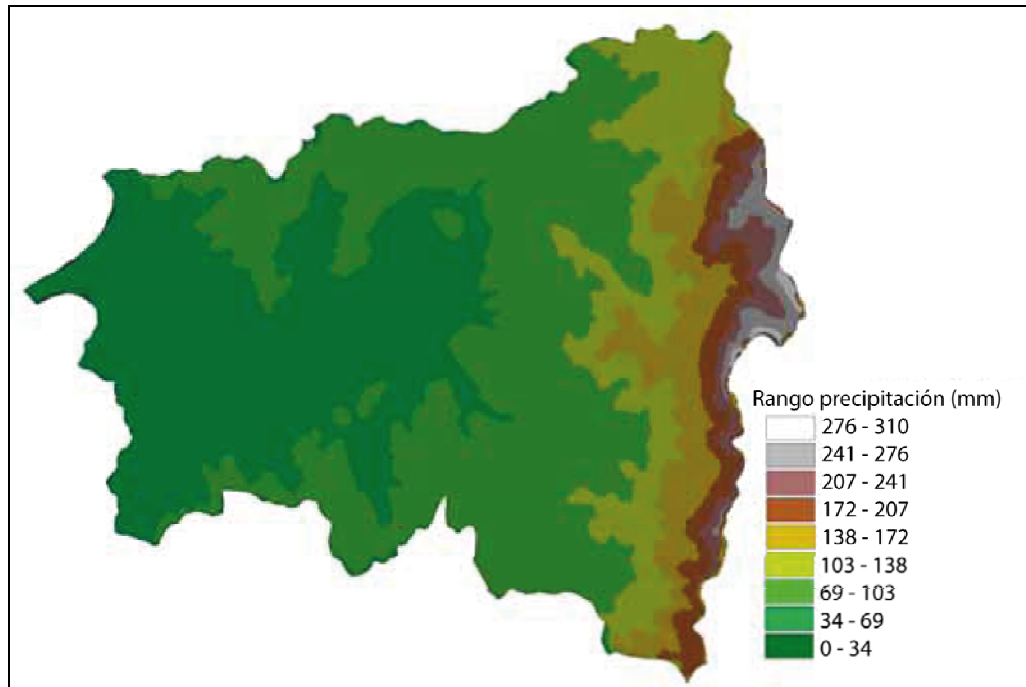


Figura 2.7: Variaciones de los montos de precipitación anual dentro de la Cuenca de Drenaje Los Choros. Tomado de DGA (2004).

#### 2.4.2. Variaciones Climáticas en el Desierto de Atacama durante el Neógeno

La posición latitudinal de Sudamérica parece haber sido relativamente estable durante el Neógeno, manteniendo su ubicación actual al menos durante los últimos 18 Ma (Scotese et al., 1988). Además, el actual sistema de circulación atmosférico y oceánico que causa surgencia fría y baja evaporación y precipitación en la costa oeste sudamericana, podría haber estado ya establecido durante el Paleógeno (e.g. Parrish et al., 1982) debido a la presencia de una proto-Corriente de Humboldt (e.g. Zachos, 2001). De acuerdo con lo anterior, se sabe que la aridez en la parte sur de los Andes Centrales ha sido un fenómeno de largo plazo. Sin embargo, también es claro que en el Desierto de Atacama la precipitación disminuyó aún más a lo largo del Neógeno, dando paso a un clima hiperárido. Este hecho ha sido atribuido al fortalecimiento de la Corriente de Humboldt, posiblemente debido a la expansión principal de la cobertura de hielo antártica (Shackleton y Kennet, 1975). En base a edades de pedimentos y a las edades de las últimas etapas

de lixiviación/enriquecimiento secundario en depósitos de cobre del norte de Chile, diversos autores han interpretado que la transición a condiciones hiperáridas en el Desierto de Atacama ocurrió entre los 9 y 13 Ma (Mortimer, 1973; Mortimer y Saric, 1975; Tosdal et al., 1984; Alpers y Brimhall, 1988; Clark et al., 1990). Sin embargo, Hartley y Chong (2002) desafiaron este modelo con varios argumentos, siendo el más persuasivo de ellos la historia sedimentaria de las Depresiones Central y Preandina entre aproximadamente los 20°y 23° S. Estos autores por lo tanto, plantean que la corriente de Humboldt y el efecto de sombra de precipitaciones que provoca la Cordillera de los Andes, tendrían un rol menor en la transición a la hiperaridez, y le atribuyen un rol principal más bien a la misma fase de enfriamiento global que generó la aridificación en los desiertos del Sahara y Namibia en el Plioceno superior.

Recientemente, basándose en los datos previos y en nuevas edades de enriquecimiento secundario en depósitos de cobre del norte de Chile, Reich et al. (2009) han planteado que las condiciones áridas en el Desierto de Atacama habrían sido alcanzadas de manera gradual y no debido a un cambio climático principal y abrupto. Esto se debería a una combinación entre procesos tectónicos y reorganizaciones climáticas-oceánicas de carácter global y regional. Estos autores reafirman la ocurrencia de una significativa transición a condiciones más áridas en el Mioceno medio, pero reconocen, además, un proceso de aridificación ocurrido en el Mioceno superior y otro en el Plioceno, siendo éste último concordante con lo planteado por Hartley y Chong (2002).

Si bien la Cuenca de Drenaje Los Choros no se encuentra dentro del área del Desierto de Atacama propiamente tal, las variaciones climáticas de carácter regional antes expuestas tienen que haber incidido de manera importante en el clima del área de estudio.

### 3. Rasgos Morfológicos del Área de Estudio

#### 3.1. Principales Unidades Morfológicas

En el área de estudio es posible distinguir tres unidades morfológicas principales, las cuales se presentan como franjas elongadas en dirección N-S. Éstas son de este a oeste: Cordillera Principal Central, Cordillera Principal Occidental y Depresión de Domeyko (Figura 3.1) y sus principales características se detallan a continuación.

- *Cordillera Principal Central*: Corresponde a una cadena montañosa continua que sólo se ve interrumpida por grandes valles que la drenan hacia el norte y hacia el sur (partes altas del valle del Río Huasco y del Río Elqui, respectivamente). Presenta alturas que van desde los 2800 a los 5600 m s.n.m., aproximadamente.
- *Cordillera Principal Occidental*: Cadena montañosa que se ve interrumpida por los principales tributarios de la CLC y de la CCh, dando origen a angostos y profundos valles. Se encuentra separada de la Cordillera Principal Central por un frente cordillerano (F1) continuo y bien desarrollado cuyo escarpe alcanza diferencias en la vertical de hasta más de 1200 m (Figura 3.1 y 3.2A). Sus alturas fluctúan entre 1450 y 2350 m s.n.m.
- *Depresión de Domeyko*: Unidad que se caracteriza por una disminución generalizada en las alturas con respecto al resto del paisaje y un relieve esencialmente bajo, el cual se ve ocasionalmente interrumpido por la presencia de algunos cerros aislados que se hacen más abundantes hacia los límites norte, sur y oeste de la depresión. Estos cerros, al igual que los cordones ubicados hacia el W y el S, generalmente corresponden a rocas intrusivas (Franja Central), mientras que las zonas deprimidas y planas se desarrollan fundamentalmente sobre rocas volcánicas y volcanoclásticas (Grupo Bandurrias). Las cuencas de drenaje alcanzan un amplio desarrollo a través de tributarios que drenan en todas direcciones. En la parte norte se encuentra rellena por depósitos semi-consolidados (Gravas de Atacama), los cuales se vuelven progresivamente más escasos hacia el sur hasta desaparecer en la Quebrada Los Choros (ver Figura 3.1). Hacia el oeste la depresión limita con la Cordillera de la Costa y hacia el este con un frente cordillerano (F2) bien desarrollado localmente (Figura 3.1 y 3.2B), pero que se ve frecuentemente interrumpido por los tributarios de las cuencas de drenaje que lo atraviesan. Sus alturas van desde 600 a 1450 m s.n.m.

Ambos frentes cordilleranos, F1 y F2, coinciden con las trazas de la Falla Vicuña (FV) y de la Falla Agua de los Burros (FAB), respectivamente (Figura 3.1 y 3.7).

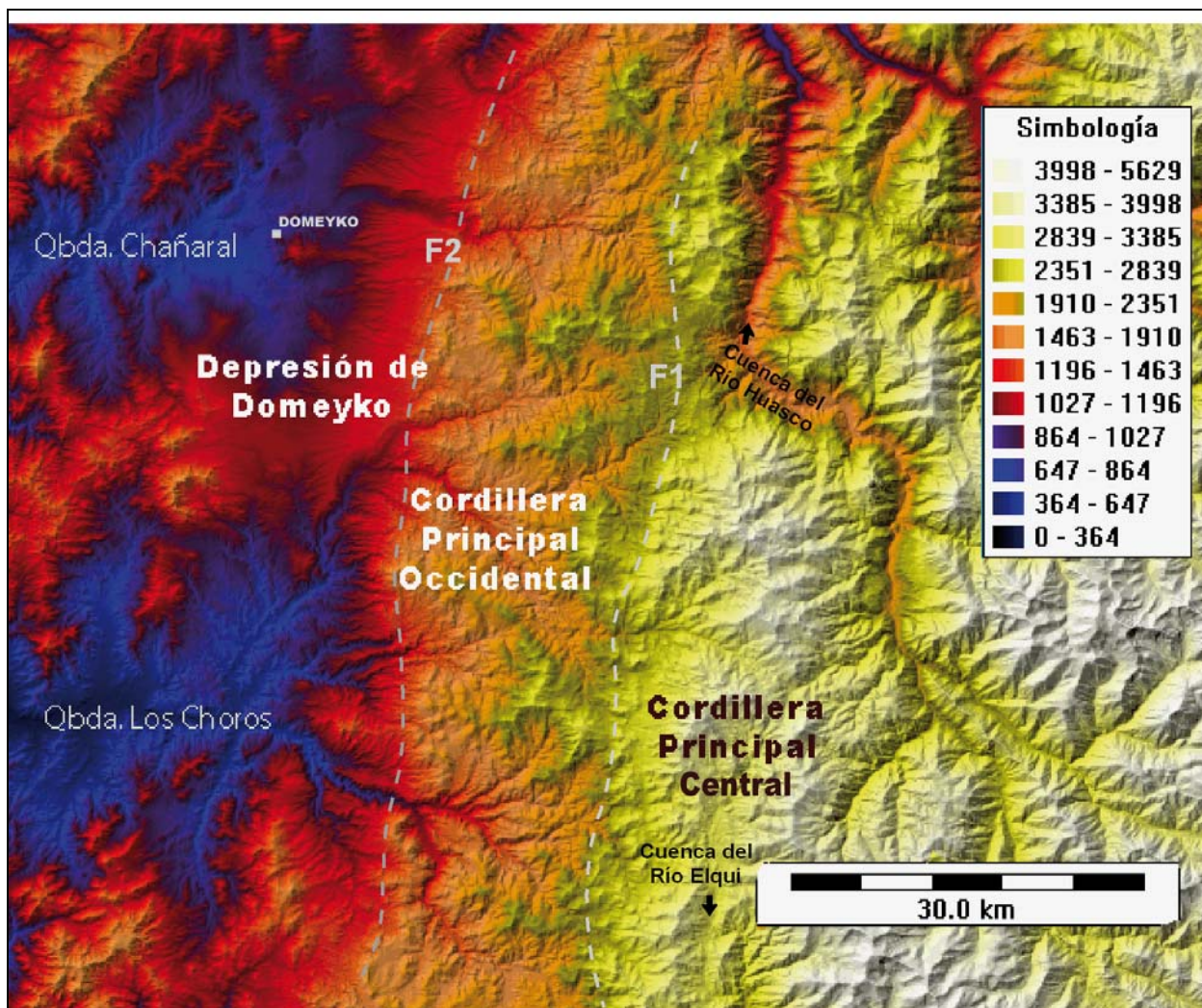


Figura 3.1: Relieve del área de estudio mostrando las tres franjas morfológicas principales. Los valores de altura mostrados en la simbología están en m s.n.m. Las líneas discontinuas grises indican la ubicación de los frentes cordilleranos F1 y F2 (ver texto).

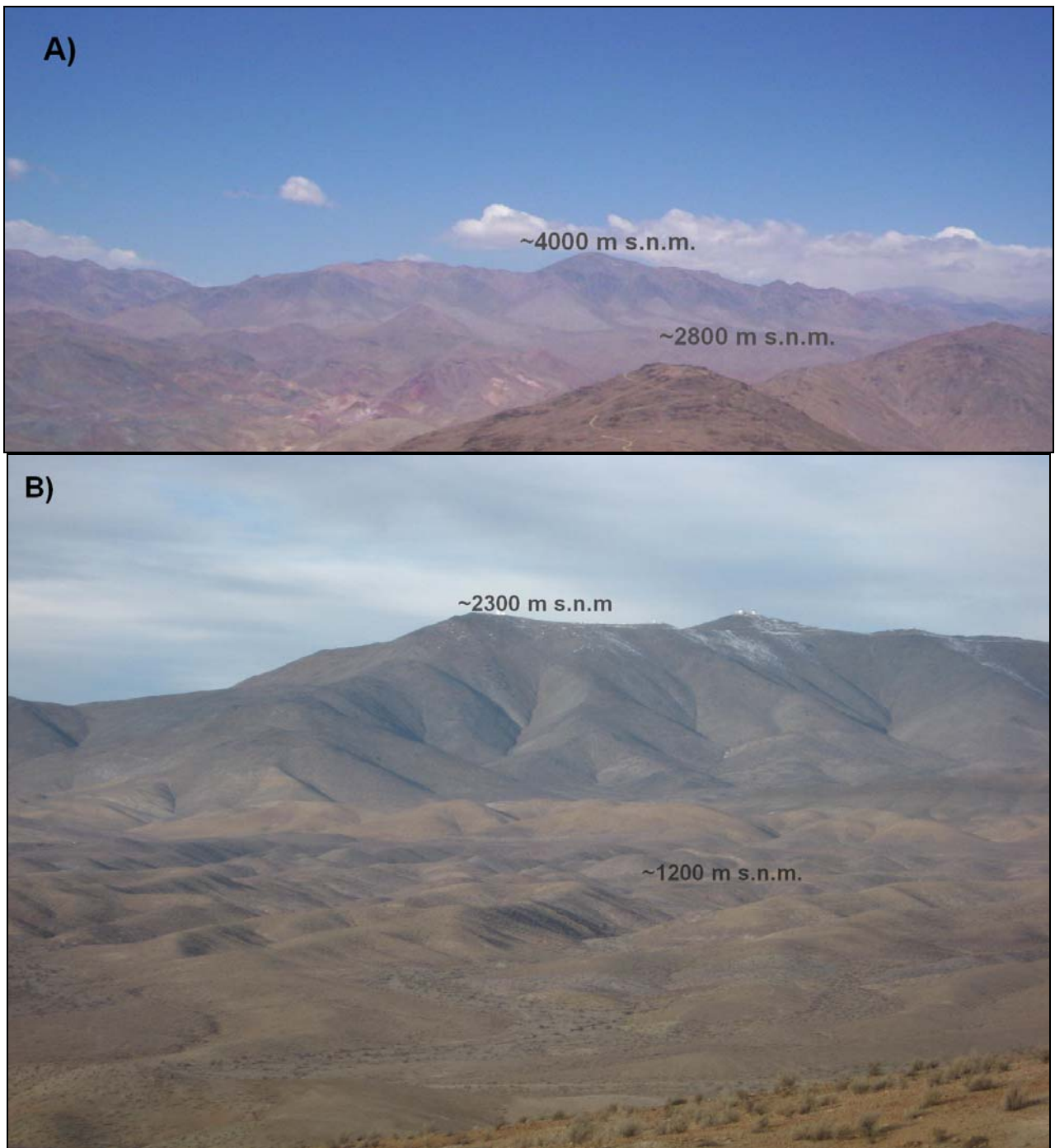


Figura 3.2: A) Vista hacia el SE del frente cordillerano que separa la Cordillera Principal Central de la Cordillera Principal Occidental (F1). B) Vista hacia el NE del frente cordillerano que separa la Depresión de Domeyko de la Cordillera Principal Occidental (F2). La ubicación en planta de F1 y F2 se muestra en la Figura 3.1.

### 3.2. Rasgos Morfológicos de las Redes de Drenaje de la Cuenca Los Choros

La red de drenaje presenta un patrón dendrítico (Figura 3.3). Con respecto a su forma, depende de la escala de observación, ya que, para la escala de trabajo, en general la cuenca se



constituye de canales con formas meándricas, sin embargo, en terreno a una escala más detallada, se observan formas trenzadas y en menor medida anastomosadas (Figura 3.4). Si bien la CLC generalmente presenta una cubierta aluvial en su lecho, sus bancos son rocosos (Figura 3.4C), salvo excepciones dadas cuando el canal corta a coluvios o a pequeños abanicos aluviales antiguos que fueron depositados por tributarios menores. Por lo tanto, de acuerdo a la clasificación según morfología del lecho (Howard, 1980, 1987, 1998 y Howard et al., 1994), la CLC corresponde a una cuenca con canales de lecho rocoso-aluvial mezclado (*mixed bedrock-alluvial channels*; para mayor detalle ver sección 4.1).

Vista en planta la cuenca presenta una forma levemente alargada en dirección aproximada E-W y en general su ancho aumenta progresivamente al avanzar hacia el este (Figura 3.3). Drena un área de 4050 km<sup>2</sup>, abarcando alturas entre 0 y 4000 m s.n.m. En ningún sector de la cuenca se desarrollan flujos superficiales permanentes, sólo se producen escorrentías esporádicas durante eventos torrenciales.

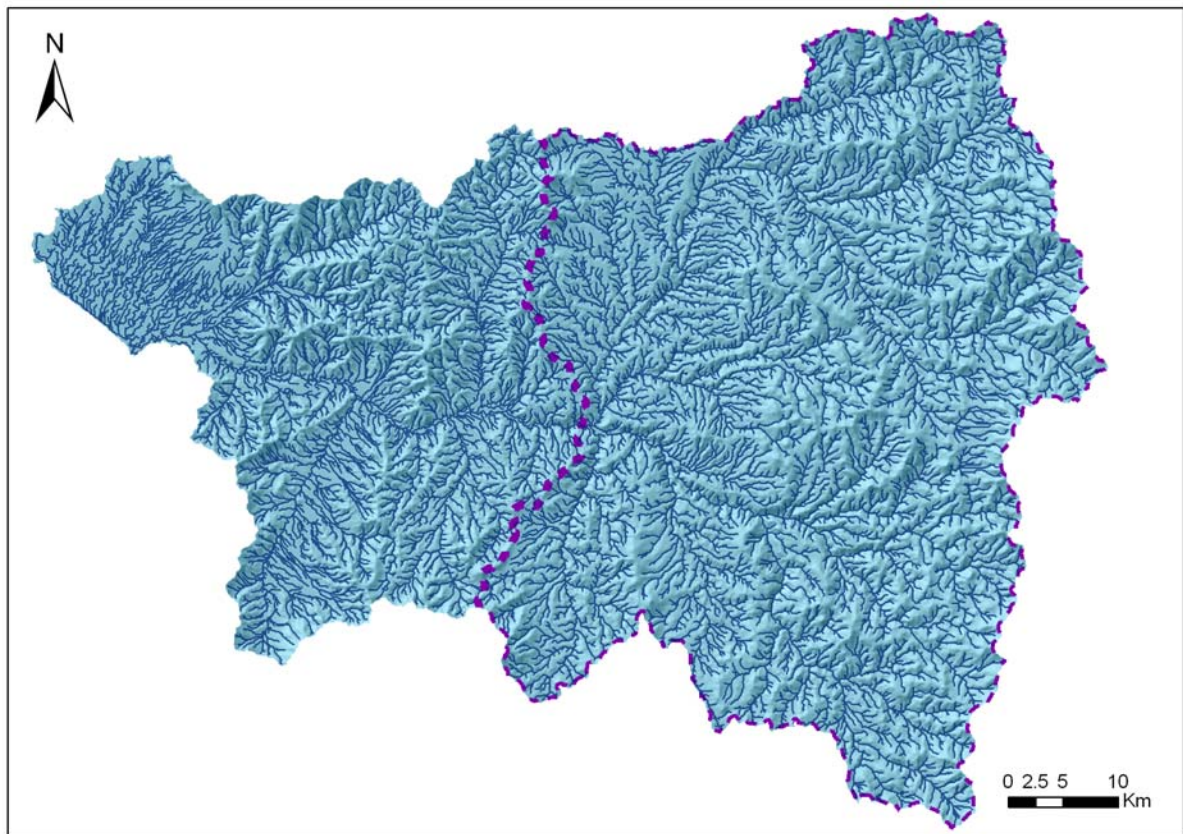


Figura 3.3: Vista en planta de la Cuenca de Drenaje Los Choros. La línea punteada de color violeta muestra la porción de la cuenca estudiada en este trabajo. Se muestran todos los tributarios de orden mayor o igual a tres.

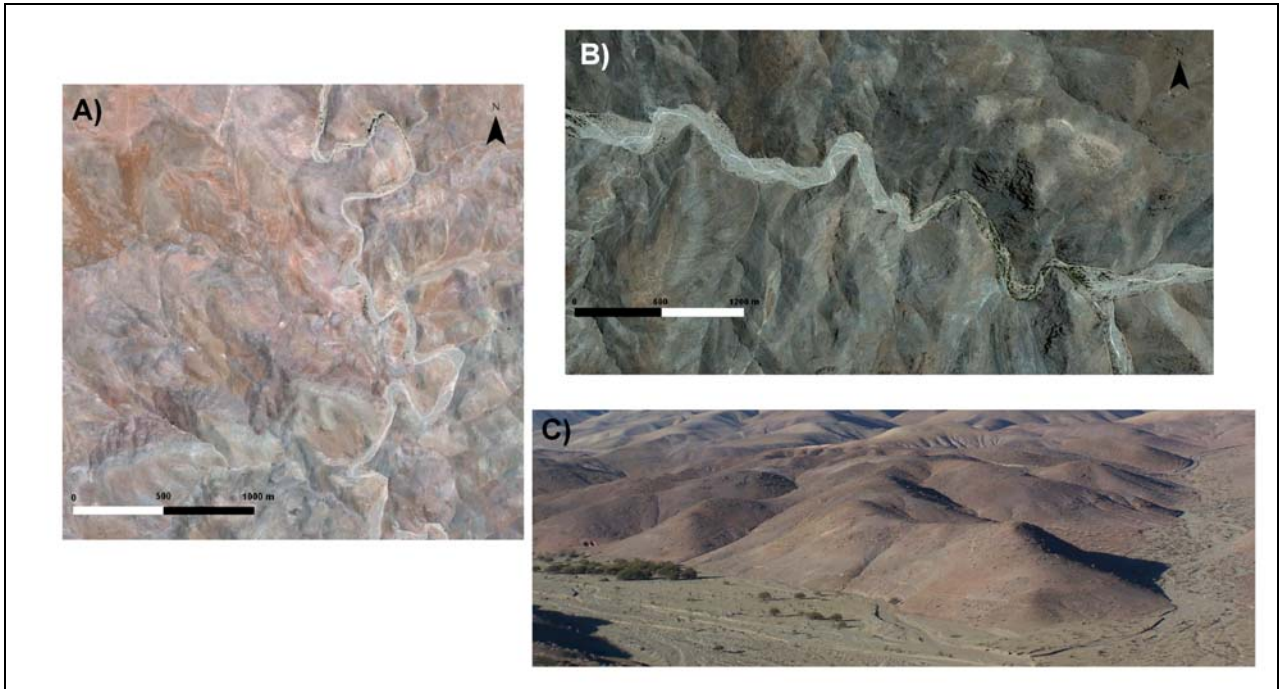


Figura 3.4: A) Vista en planta de tributario de Quebrada Pelicano que presenta una marcada forma meándrica. B) Vista en planta de una porción de la Quebrada Los Choros donde se aprecian sus meandros. C) Vista hacia el NE de la Quebrada Pelicano (hacia la izquierda) y uno de sus tributarios (a la derecha) donde se aprecia que a una escala de mayor detalle, los canales meandriiformes presentan formas trenzadas y anastomosadas.

### 3.3. Superficies de Bajo Relieve

Dentro de la CLC se conservan una serie de superficies de bajo relieve, las cuales se describen a continuación (de más baja a más alta topográficamente) (ver mapa fuera de texto).

#### 3.3.1. Superficie de Erosión Algarrobillo (SAI<sub>g</sub>)

Aparece al W de la Falla Agua de los Burros (FAB) como una superficie labrada principalmente en rocas volcánicas y sedimentarias clásticas del Grupo Bandurrias y Grupo Chañarillo, por lo que su edad máxima sería Cretácico Inferior. Se presenta como un plano discontinuo y medianamente conservado producto de la incisión posterior (Figura 3.5 y 3.9). Su pendiente es leve (en general  $<3^\circ$ ) y el sentido hacia donde apunta varía de acuerdo al lugar, concordando con los sentidos de drenaje de las redes actuales. Debido a dicha pendiente su altura varía entre 800 y 1400 m s.n.m. (Figura 3.8B y 3.8E). En algunos sectores, especialmente hacia el sur, tiene el aspecto de una superficie de pedimentación.

### 3.3.2. Superficie de Pedimentación-Deposición Las Lagunitas (SLa)

Se desarrolla al NW de la CLC y al W de la FAB, encontrándose en general bien conservada. De acuerdo a sus características geométricas y geomorfológicas, es posible diferenciar dos dominios: occidental y oriental. En el dominio occidental se presenta como un gran pedimento o como relictos de depósitos semi-consolidados (correspondientes a las Gravas de Atacama según Moscoso et al., 1982) cuya pendiente es muy baja ( $<2^\circ$  hacia el E y S). En el dominio oriental en cambio, no se observan superficies de pedimentación, por lo que SLa se manifiesta sólo como relictos de depósitos cuyas pendientes son similares a las del dominio occidental ( $<3^\circ$ ), pero en general hacia el W (Figura 3.8D).

Las alturas de esta superficie varían entre 820 y 1350 m s.n.m. (Figura 3.8D y 3.8F), siendo más alta que SAlg por unos 25 a 50 m (al comparar entre planos adyacentes; Figura 3.5B y 3.8E), pero observaciones realizadas en terreno indican que pese lo anterior, SLa es más joven, ya que sus depósitos se encuentran cubriendo a SAlg (Figura 3.5B-C).

Los relictos sedimentarios se encuentran dispersos por todo el sector de la CLC ubicado al W de la Falla Agua de los Burros (Figura 3.5 y 3.7). Lo anterior, sumado al hecho de que SAlg se conserve y que sea más antigua que SLa pero al mismo tiempo de menor altura, sugiere que durante el período de desarrollo de SLa, los depósitos llegaron a cubrir por completo las áreas donde SAlg estaba bien desarrollada y, por lo tanto, los depósitos de SLa protegieron a SAlg de la erosión. Esta situación se ve corroborada por las condiciones que se observan más al norte en la Cuenca Chañaral (CCh), donde se conservan grandes extensiones de depósitos del mismo tipo, cubriendo gran parte de la depresión. Los pedimentos se desarrollan en rocas del Grupo Bandurrias y en intrusivos de la Franja Central, lo que indica que esta superficie tiene una edad máxima Cretácico Superior. Con respecto a los depósitos semi-consolidados, de acuerdo a la correlación realizada por Moscoso et al., (1982), estos serían de edad Mioceno.

En ninguno de los pedimentos ni depósitos se observa deformación o desplazamientos asociados a la actividad de la FAB, aunque no puede descartarse que los niveles basales de los depósitos semi-consolidados se hayan acumulado mientras la FAB aún se encontraba activa. Lo anterior indica que la Superficie Las Lagunitas terminó de desarrollarse después del último evento de actividad de la FAB, suavizando el relieve generado producto de dicha actividad.

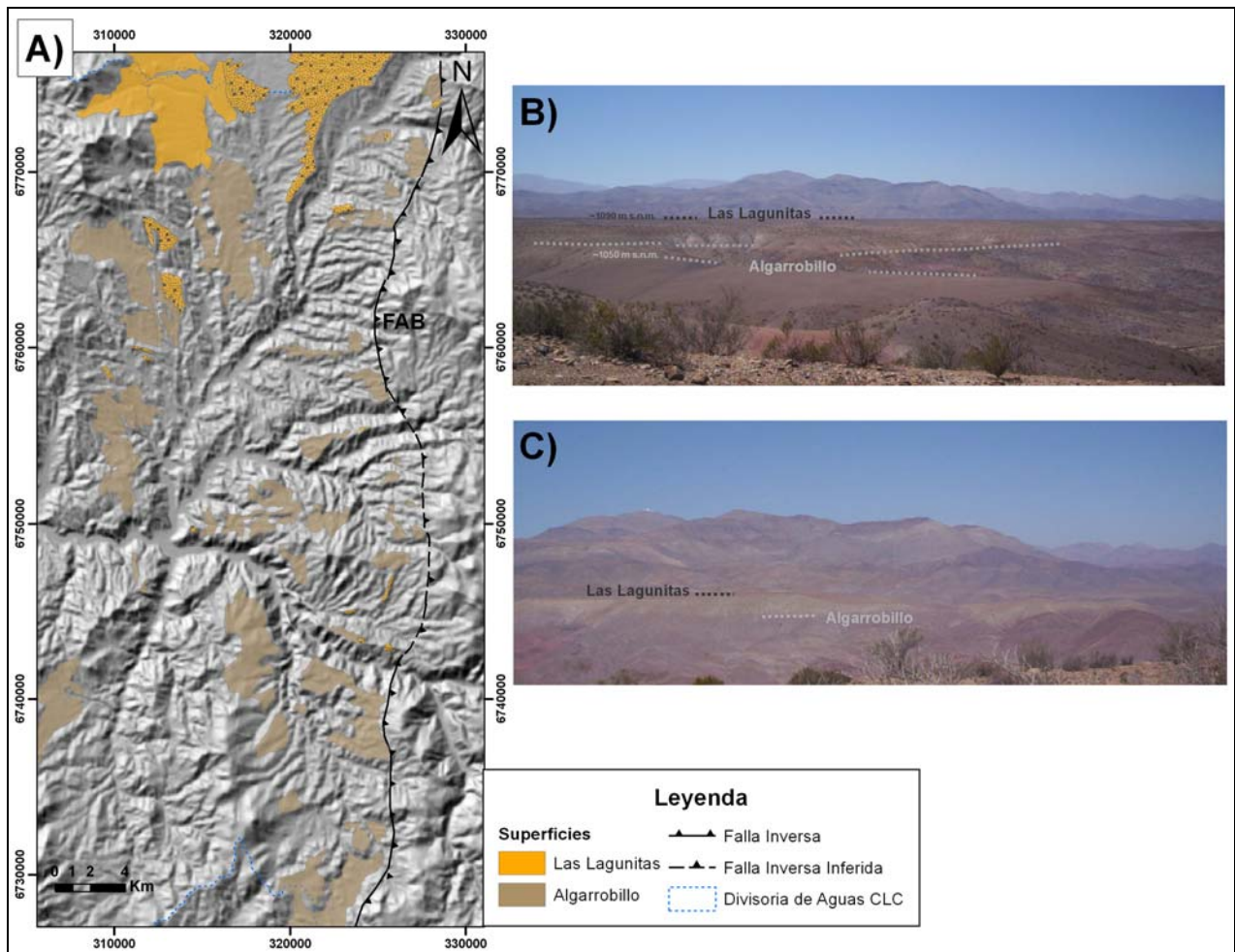


Figura 3.5: Superficies Algarrobillo y Las Lagunitas. A) Detalle mapa morfológico de la Figura 3.7. Las áreas de la Superficie Las Lagunitas que se muestran punteadas corresponden a depósitos, el resto a pedimentos. B) Vista hacia el SE mostrando la Superficie Algarrobillo expuesta (al frente) y cubierta (al fondo) por los depósitos que forman parte de la Superficie Las Lagunitas. C) Vista hacia el E donde se aprecia a la Superficie Las Lagunitas apoyada sobre una base plana y regular que corresponde a la Superficie Algarrobillo.

### **3.3.3. Superficie de Pedimentación Corredores (SCorr)**

Esta superficie aparece al E de la FAB como un conjunto de pequeños pedimentos (Figura 3.6C-D y 3.7) labrados en rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Cerrillos y en rocas intrusivas de la Franja Oriental, lo que indica que tiene una edad máxima paleocena. En general, éstos pedimentos se encuentran asociados a los valles de los principales tributarios de la cuenca, presentándose a ambos lados de los canales (ver Figura 3.6D y 3.7) y se encuentran regularmente conservados producto de un evento de incisión posterior (Figura 3.6C-D y 3.9). SCorr en general presenta pendientes que van desde 0° a 6°, con un promedio de 3°, siempre apuntando en el mismo sentido del drenaje de las redes actuales que la afectan. Debido a las características antes descritas, SCorr presenta alturas muy variables que van desde 1400 a 2700 m s.n.m., pero dentro de cada pedimento las variaciones producto de la pendiente son menores a 400 m (Figura 3.8C y 3.8F).

### **3.3.4. Superficie de Erosión La Silla (SLS)**

Superficie de erosión que aparece pobremente conservada al E de la FAB y al W de la FV y que en la actualidad corresponde a las principales cumbres de la Cordillera Principal Occidental (Figura 3.6A-B, 3.7 y 3.9). Al igual que SCorr está labrada en rocas volcánicas y sedimentarias (plegadas y deformadas) de la Formación Cerrillos y en rocas intrusivas de la Franja Oriental, por lo que también se infiere una edad máxima paleocena. Su pendiente promedio es de 3.5° hacia el W y su altura va desde 2300 a 2800 m s.n.m., apareciendo siempre más de 400 m sobre SCorr (Figura 3.8C), lo que indica que esta última es más joven que SLS.

### **3.3.5. Superficie de Erosión San Félix (SSF)**

Superficie pobremente conservada al E de la FV y que actualmente se encuentra representada por algunas de las principales cumbres de la Cordillera Principal Central (Figura 3.6B, 3.7 y 3.8A-B). Se encuentra labrada en el mismo tipo de litologías que SCorr y SLS, lo que sugiere una edad máxima paleocena. Tiene una pendiente promedio de 3° hacia el W, producto de la cual sus alturas fluctúan entre 3400 y 4100 m s.n.m. (Figura 3.8A-B) De todas las superficies identificadas es la más alta, superando a SLS siempre en más de 800 m (Figura 3.6B, 3.8B y 3.9). Esta situación podría entenderse como que SSF es más antigua que SLS, sin embargo, debe tenerse en cuenta que se encuentran separadas por la FV y, por lo tanto, es probable que correspondan a una misma superficie, la cual hacia el este habría sido levantada por la FV generando un rechazo de ~ 1300 m (ver Figura 3.8B).

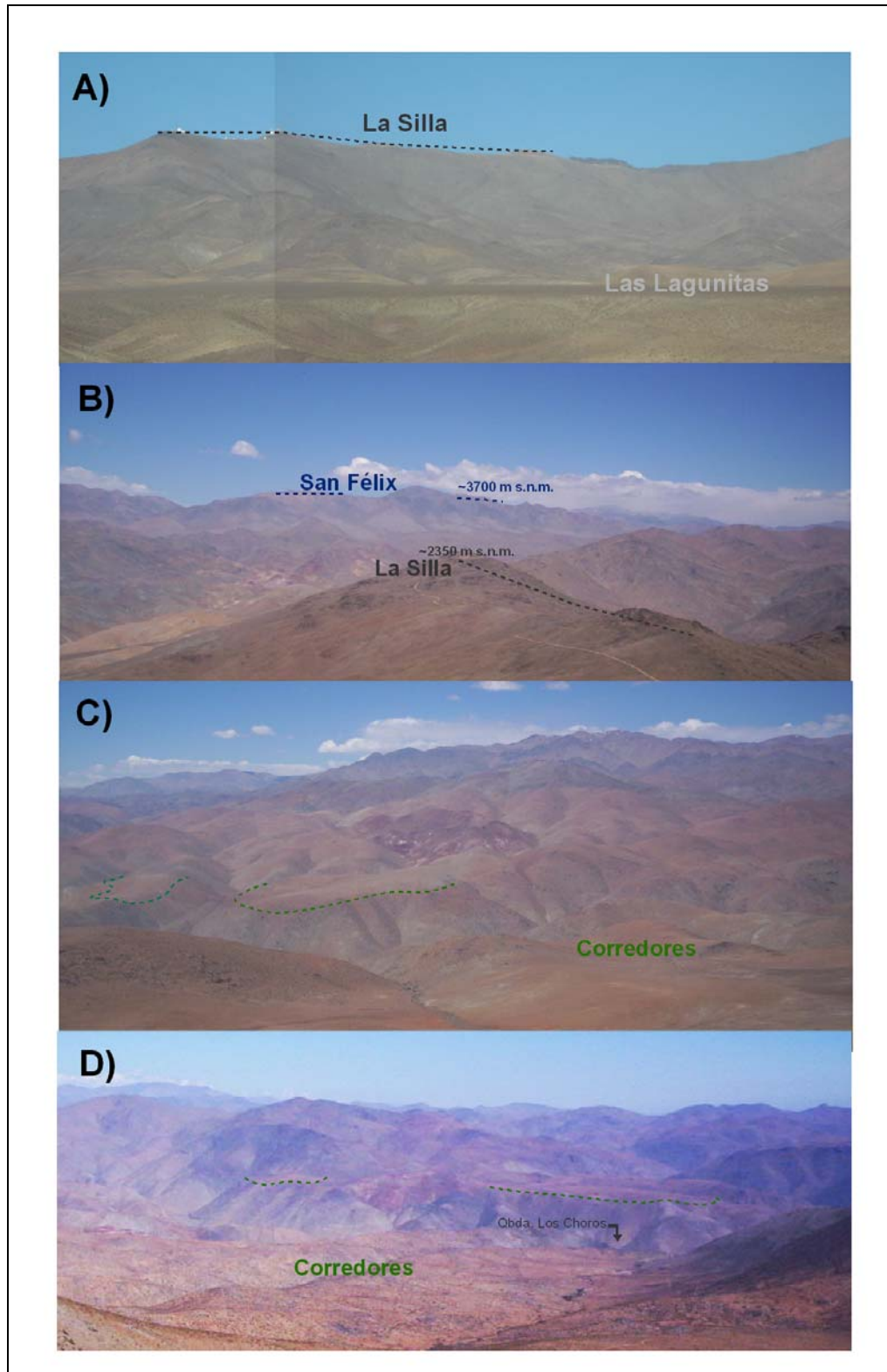


Figura 3.6: A) Vista hacia el E que muestra la Superficie La Silla y su relación con la Superficie Las Lagunitas, en este caso constituida por depósitos. B) Vista hacia el SE de las superficies La Silla y San Félix. C) Vista hacia el NE de algunos de los pedimentos que constituyen la Superficie Corredores. D) Vista hacia el SSE de pedimentos de la superficie Corredores presentes en ambos flancos (N y S) de la Quebrada Los Choros.

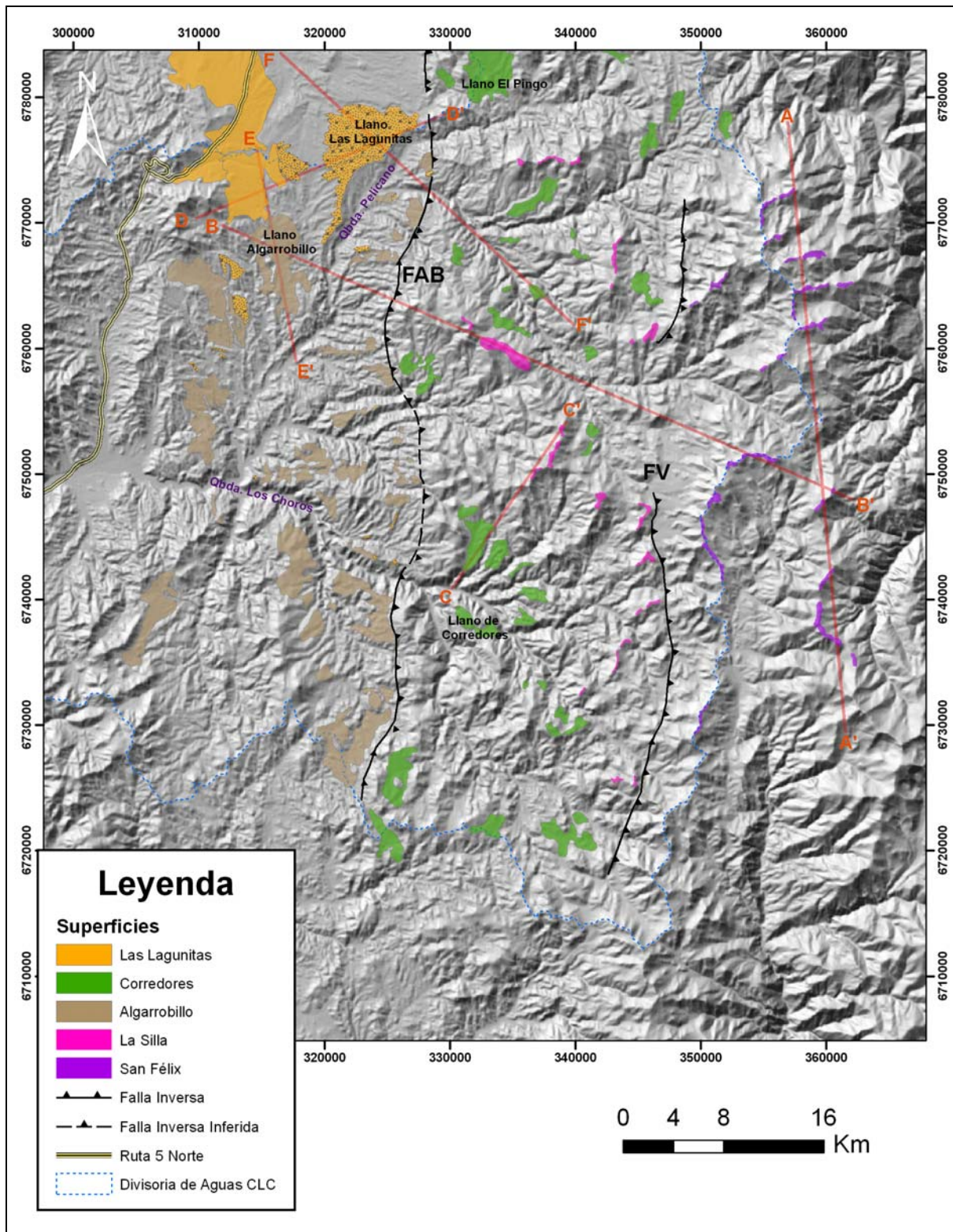


Figura 3.7: Mapa morfológico del área de estudio. FAB y FV corresponden a la Falla Agua de los Burros y Vicuña, respectivamente. Las áreas de la superficie Las Lagunitas que se muestran punteadas corresponden a depósitos, el resto a pedimentos. Las líneas de color rojo muestran la ubicación de los perfiles topográficos que se muestran en la Figura 3.8. El detalle de esta figura puede verse en el mapa fuera de texto.

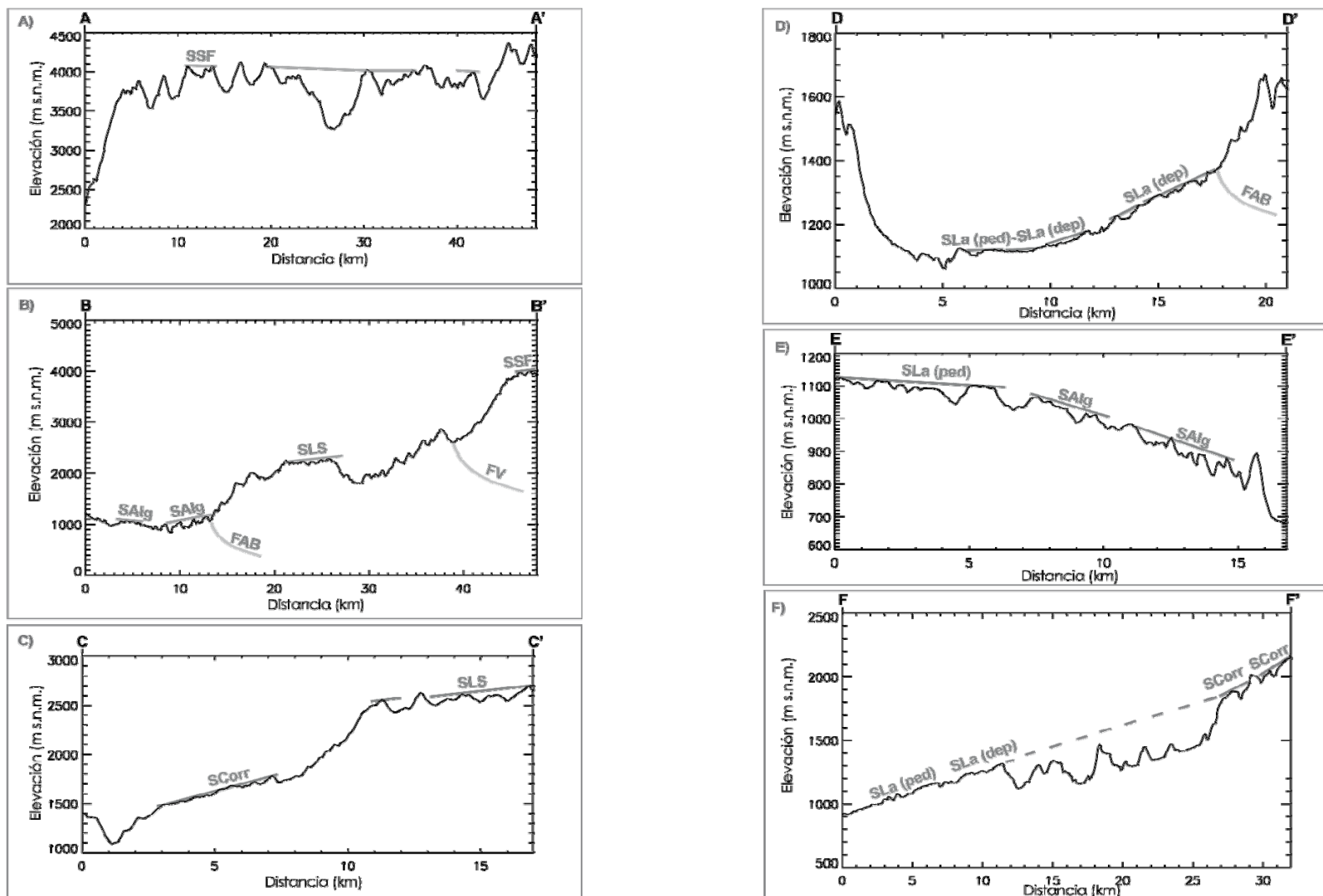


Figura 3.8: Perfiles topográficos donde se identifican las superficies de bajo relieve: San Félix (SSF), La Silla (SLS), Corredores (SCorr), Las Lagunitas (SLa) y Algarobillo (SAIg); las siglas *dep* y *ped* en la Superficie Las Lagunitas indican que corresponden a superficies constituidas por depósitos y pedimentos, respectivamente. Se muestra además, la correlación que existe entre los rasgos topográficos y las fallas Vicuña (FV) y Agua de los Burros (FAB). La ubicación y orientación de cada perfil se muestra en la Figura 3.7.



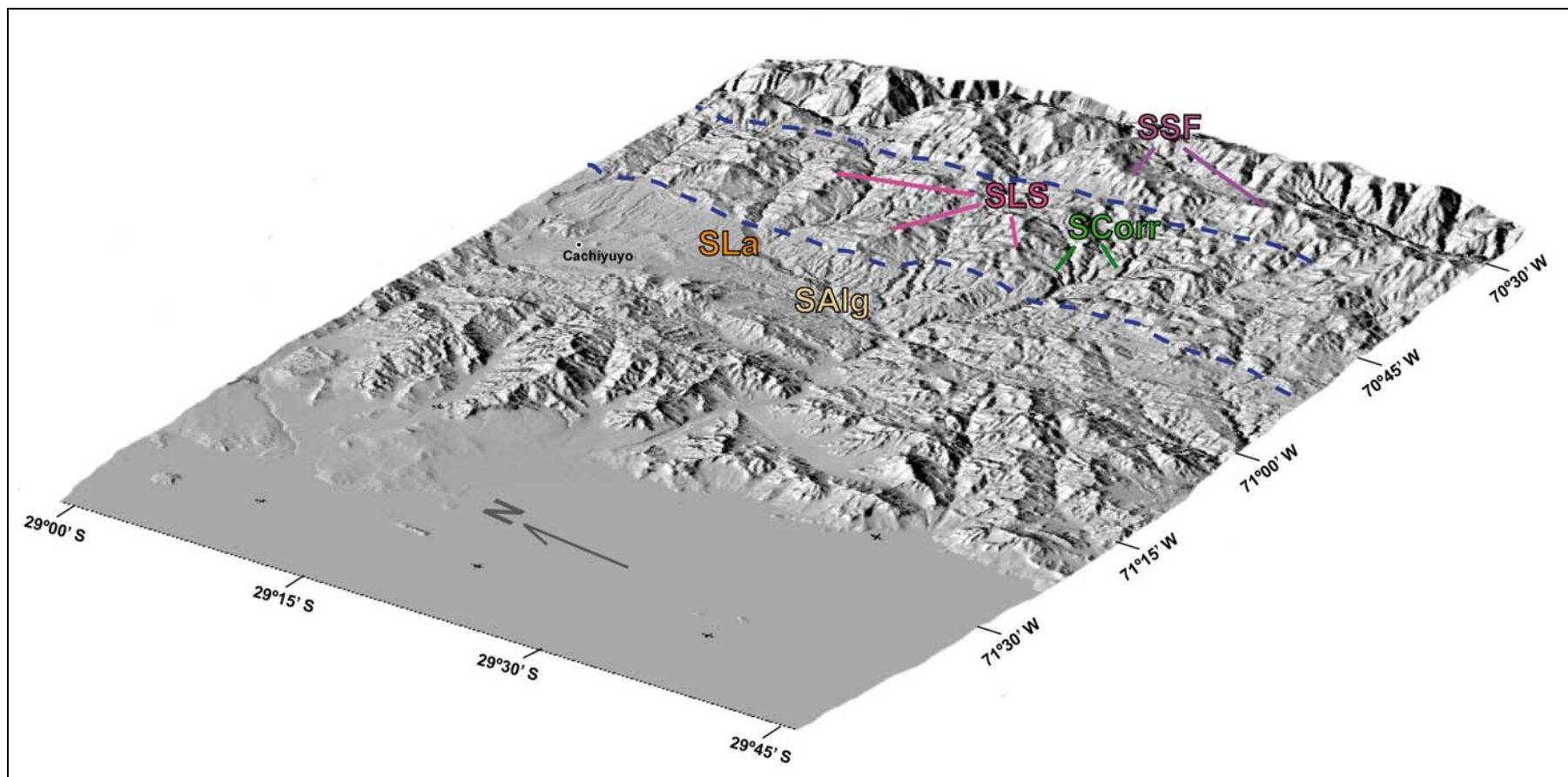


Figura 3.9: Vista en 3D del área de estudio donde se identifican las superficies de bajo relieve La Silla (SLS), San Félix (SFS), Algarrobillo (SAlg), Las Lagunitas (SLa) y Corredores (SCorr). La línea discontinua azul corresponde a los límites de la Cordillera Principal Occidental, rasgos que, en general, coinciden con la traza de la FAB y de la FV.

### 3.3.6. Correlaciones e Interpretaciones

Para las superficies descritas sólo se cuenta con una edad máxima, siendo ésta paleocena en el caso de la superficie SLS-SSF. Lo anterior permite acotar un poco más las edades de SAlg y SLa e inferir que todas las superficies de bajo relieve identificadas en el área de estudio son del Paleoceno o más jóvenes. Aunque lo anterior poco dice sobre la evolución cenozoica de la región, las características de cada una de ellas permiten establecer correlaciones y relaciones de temporalidad relativa.

La pendiente y los rasgos físicos de SCorr muestran fuertes semejanzas con SLa. Además, teniendo en cuenta que SLa es posterior al último evento de actividad de la FAB y que, por lo tanto, no se encuentra afectada por esta última, es posible establecer una excelente correlación entre SLa y SCorr (Figura 3.8F). Esto indica que dichas superficies corresponden a un mismo evento de pedimentación-depositación desarrollado en la Cordillera Principal Occidental y en la Depresión de Domeyko, el cual degradó en parte el relieve previamente generado por el cabalgamiento hacia el oeste efectuado por la FAB.

En cuanto a SAlg, se sabe que esta superficie es más joven que SLa, pero puede ser previa o posterior al período de actividad de la FAB. Si SAlg es más antigua que la última actividad de la FAB, entonces puede ser correlacionada con SLS, y la diferencia de alturas que se observa entre ambas puede atribuirse al rechazo generado por esta falla. En este caso la Depresión de Domeyko tendría un origen puramente tectónico, ya que no se registra un evento erosivo posterior a la actividad de la FAB y previo al período de pedimentación y relleno de la depresión que fosiliza a SAlg. Debe tenerse en cuenta que el desarrollo de la Depresión de Domeyko se da sólo en las zonas donde afloran rocas volcánicas y sedimentarias del Grupo Bandurrias, encontrándose en general limitada por afloramientos de intrusivos (ver Figura 5.4). Esto indica claramente que hay una influencia de la erosión en su desarrollo y SAlg correspondería a la superficie de erosión que da origen a la depresión. Lo anterior sugiere que SAlg no se formó durante el mismo evento erosivo que SLS, ya que en ésta última no se observan indicios de que la erosión se haya visto dificultada en rocas intrusivas y corresponde a un evento desarrollado en otro tipo de condiciones. Luego, es muy poco probable que SAlg sea previa al período de actividad de la FAB y se interpreta más bien como una superficie post-tectónica. Con respecto a SLS-SSF, éstas corresponden a la superficie de erosión más antigua registrada en el área de estudio y su edad se acota entre el Paleoceno y el período de actividad inversa de la FAB.

Luego, las características de estas superficies y las correlaciones realizadas permiten establecer una sucesión de eventos que explican los rasgos morfológicos que aún se preservan. Estos eventos son:

- *Plegamiento del substrato.* Las rocas más jóvenes a las que afecta esta deformación son de la Formación Cerrillos, por lo que se concluye que este evento es Cretácico Superior o posterior.

- *Erosión* en el dominio de la Cordillera Principal Occidental y Cordillera Principal Central. No se ha evaluado la existencia de marcadores morfológicos que permitan extender este evento hacia el oeste, lo que no significa que estuvo restringido sólo al sector oriental. La edad de las rocas sobre las que se labraron las superficies de erosión reconocidas indican una edad máxima Paleoceno.
- *Formación de los frentes cordilleranos producto de la actividad inversa de la FAB y FV.*
- *Erosión y posterior Relleno-Pedimentación.* Afecta al dominio de la Depresión de Domeyko, pero además hay un progresivo avance de la pedimentación hacia el este, afectando también a la Cordillera Principal Occidental.
- *Incisión*

Las características de cada uno de estos eventos, sus implicancias y posibles correlaciones con fenómenos regionales serán analizadas en la sección 5.

## 4. Análisis Morfométrico

### 4.1. Marco Teórico

#### 4.1.1. Sistemas Fluviales

Una **cuenca de drenaje** es toda la superficie aguas arriba y cerro arriba de un canal que vierte agua y sedimento en dicho canal. Es un sistema abierto, en el cual y desde el cual la energía y la materia fluyen, y cuyos límites son normalmente bien definidos (Bloom, 1998). Debido a que la mayoría de los paisajes terrestres son drenados por ríos, las cuencas de drenaje son una unidad fundamental del análisis geomorfológico. A pesar de que en general las redes de canales corresponden sólo a un 1 a 5% del total del área de la cuenca (Kirkby, 1993), su rol en la erosión y el transporte de sedimentos es crucial para el comportamiento y la evolución de la cuenca.

Un **sistema fluvial** se refiere a toda área y proceso que se incluye en la zona de divisoria de aguas, en los canales y valles de la cuenca de drenaje, en los interfluvios y en las zonas de depósito (Schumm, 1977; Figura 4.1). Este sistema funciona por la conversión de energía potencial en energía cinética y calor, donde la mayor parte de la energía se pierde por fricción en la turbulencia interna del flujo de agua (Bloom, 1998). Sin embargo, según Rubey (1938), del total de energía potencial del agua que fluye ladera abajo sobre un lecho erodable, un 2 a un 4% es convertido en trabajo mecánico en forma de erosión y transporte.

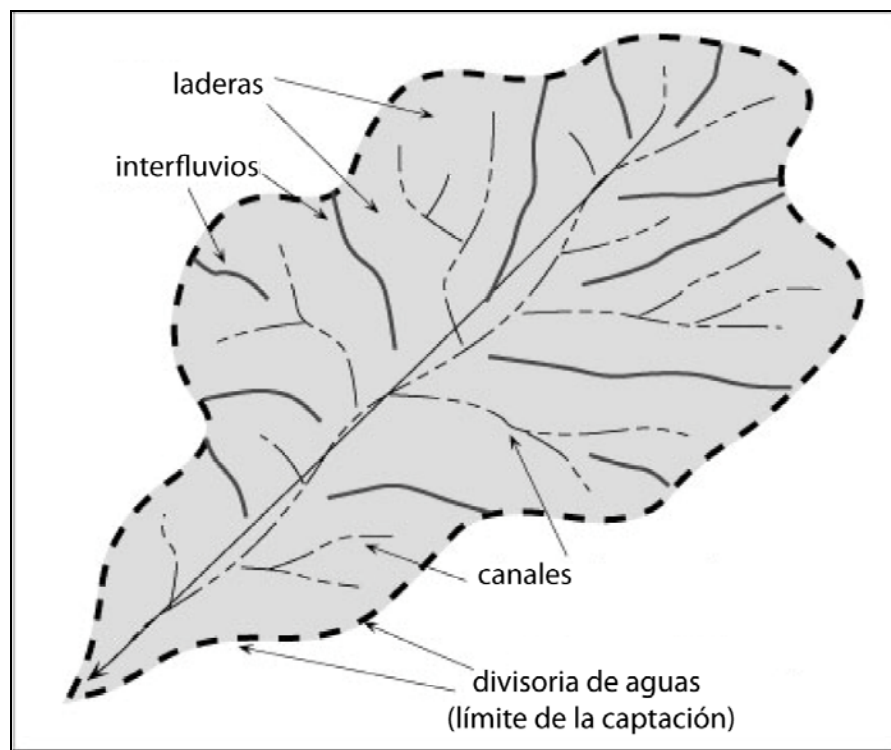


Figura 4.1: Esquema de una cuenca de drenaje mostrando todos los elementos de un sistema fluvial.

#### 4.1.1.2 Tipos de Ríos

Antes de definir y explicar los diferentes tipos de ríos, es necesario aclarar un concepto de vital importancia para el estudio de los sistemas fluviales: el estado de equilibrio o *steady-state*. Este concepto se refiere a una condición de topografía temporalmente invariante (en un sentido estático), alcanzada a través de un balance de largo plazo entre alzamiento y erosión (Whipple y Tucker, 2002).

Existen dos clasificaciones para los canales, una según la **morfología del lecho** y otra según su **dinámica**. A continuación se describen ambas:

##### A ) Clasificación de Ríos según la Morfología del Lecho

Howard (1980, 1998) y Howard et al. (1994) han definido cinco tipos de canales de acuerdo a la morfología de su lecho:

- a) Lecho vivo aluvial de arena (“live bed sand alluvial”)
- b) Lecho vivo aluvial de grava (“live bed gravel alluvial”)
- c) Lecho umbral aluvial de grava (“threshold gravel alluvial”)
- d) Lecho rocoso-aluvial mezclado (“mixed bedrock-alluvial”)
- e) Lecho rocoso (“bedrock”)

Los canales aluviales se caracterizan por presentar una cobertura transportable de sedimento en su lecho y en sus riberas. Por definición esta capa de sedimento no tiene límite mínimo de espesor, la única condición es que se mantenga en el espacio y el tiempo. Dentro de los tipos de canales aluviales, las condiciones de “lecho vivo” (live bed) implican que la pendiente es determinada principalmente por el flujo sedimentario, mientras que la condición “umbral” implica que la pendiente está esencialmente determinada por el estrés de cizalle crítico para iniciar el movimiento (es un criterio dinámico, pero en principio, morfológicamente reconocible).

Los canales de lecho rocoso, tal como su nombre lo indica, se caracterizan por presentar frecuentemente expuesto su lecho rocoso, tanto en el fondo como en las riberas, además de carecer de una cobertura sedimentaria, incluso en zonas de flujos lentos.

Los canales con lecho rocoso-aluvial mezclado son aquellos que presentan una alternancia entre segmentos con lecho rocoso y aluvial o que presentan lecho rocoso, pero con una delgada cubierta irregular en las zonas de flujo lento.

## B) Clasificación de Ríos según su Dinámica

Según este criterio existen dos tipos de ríos: limitados por el transporte y limitados por la incisión.

Los **ríos limitados por el transporte** son aquellos que tienen una tasa de incisión limitada por su capacidad de transporte (Howard, 1980; Howard y Kerby, 1983; Tucker y Slingerland, 1994; Tucker y Slingerland 1996; Sklar y Dietrich, 1998; Whipple y Tucker, 2002). Generalmente a éstos se les asocia con los ríos de tipo aluvial. Sin embargo, aunque éstos sí son ríos limitados por el transporte, no siempre existe una correspondencia directa entre comportamiento dinámico y morfología del lecho. De hecho, un canal podría incidir en roca y aún así ser limitado por el transporte, siempre que su capacidad de transporte sea la que limite la tasa de incisión (Howard, 1980; Howard y Kerby, 1983). En este tipo de ríos la incisión es posible, sí y sólo sí, la capacidad de transporte local es mayor al flujo sedimentario proveniente desde aguas arriba (Whipple y Tucker, 2002).

En los **ríos limitados por la incisión** en cambio, la tasa de incisión está por definición determinada por su capacidad de erodar el lecho, lo que usualmente ocurre por una combinación entre abrasión y arranque (*plucking*) (e.g. Hancock et al., 1998; Whipple et al., 2000). En este caso el flujo de sedimentos es siempre inferior a la capacidad de transporte, por lo que siempre domina la incisión sobre el substrato que constituye el fondo del río.

En un paisaje en *steady-state* los ríos de lecho rocoso tienen una doble demanda. Por un lado deben erodar material del lecho a la misma tasa a la que se produce el alzamiento (medida con respecto a un nivel base fijo), pero además deben transportar todo el sedimento proveniente desde aguas arriba (Whipple y Tucker, 2002). La necesidad de cumplir con ambos requerimientos y las condiciones imperantes determinan el tipo de comportamiento del río. En este tipo de paisajes, en el caso de los ríos limitados por el transporte, la pendiente estará ajustada de manera tal de poder transportar la carga sedimentaria (que incluye a aquella proveniente desde aguas arriba y aquella derivada de la erosión local) (e.g. Willgoose et al., 1991; Tucker y Bras, 1998). Por lo tanto, en los ríos limitados por el transporte que se encuentran en *steady-state*, en el largo plazo la capacidad de transporte estará por definición en equilibrio con el flujo sedimentario (Whipple y Tucker, 2002). En cambio, en las mismas condiciones, en un río limitado por la incisión, la pendiente estará determinada por una combinación entre su capacidad de erodar el lecho y la tasa de alzamiento imperante (o caída del nivel base) (e.g. Howard, 1980; Whipple y Tucker, 1999). Además, cuando este tipo de ríos se encuentran en *steady-state*, la capacidad de transporte en el largo plazo superará ampliamente al flujo sedimentario (Whipple y Tucker, 2002).

Con el fin de contar con un concepto más apropiado para referirse al comportamiento de los sistemas fluviales observado en una gran cantidad de paisajes, Whipple y Tucker (2002) definen como canal “híbrido” a aquellos en que la capacidad de transporte y la eficiencia de la

incisión sobre lecho rocoso influyen de manera importante la pendiente, es decir, una combinación entre los dos tipos de ríos ya descritos.

Finalmente, es necesario aclarar que en algunos casos existe una correspondencia entre las dos clasificaciones presentadas. Por ejemplo, tal como ya se mencionó, aquellos canales de “lecho vivo aluvial” son también canales limitados por el transporte. Sin embargo, la morfología del lecho no debe considerarse como un indicador confiable en el largo plazo (Whipple y Tucker, 2002), ya que ésta es sensible a cambios climáticos, aportes sedimentarios episódicos desde los tributarios y laderas y a la actividad humana (e.g. Benda y Dunne, 1997; Hovius et al., 2000) y por lo tanto puede ser muy variable.

#### 4.1.1.3 Modelos de Incisión Fluvial en Lecho Rcoso

Numerosos estudios empíricos llevados a cabo en ambientes de muy diversas condiciones indican que los sistemas fluviales presentan una relación entre la pendiente local y el área drenada (Hack, 1957; Flint, 1974; Howard y Kerby, 1983; Tarboton et al., 1989; Snyder et al., 2000; Kirby y Whipple, 2001), de la forma:

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (4.1)$$

donde  $S$  representa la pendiente local del canal,  $A$  es el área drenada contribuyente, y  $k_s$  y  $\theta$  corresponden a los índices de empinamiento (*steepness*) y concavidad, respectivamente. Esta ecuación resulta válida sólo para áreas drenadas mayores a un área drenada crítica  $A_{cr}$ , la cual ha sido interpretada como la transición desde procesos de flujos de detritos a procesos fluviales (Tarboton et al., 1989; Montgomery y Foufoula-Georgiou, 1993; Sklar y Dietrich, 1998; Whipple y Tucker, 1999) (Figura 4.2).

Modelos simples de incisión en lecho rocoso, desarrollados tanto para ríos limitados por el transporte como para ríos limitados por la incisión, muestran relaciones potenciales entre pendiente y área drenada similares en forma a la ecuación (4.1) (Howard, 1994; Howard et al., 1994; Willgoose, 1994; Whipple y Tucker, 1999). Estos modelos además predicen dos hechos importantes:

1. El índice de concavidad ( $\theta$ ) es independiente de la tasa de alzamiento.
2. El índice de empinamiento ( $k_s$ ) se relaciona con la tasa de alzamiento de manera potencial.

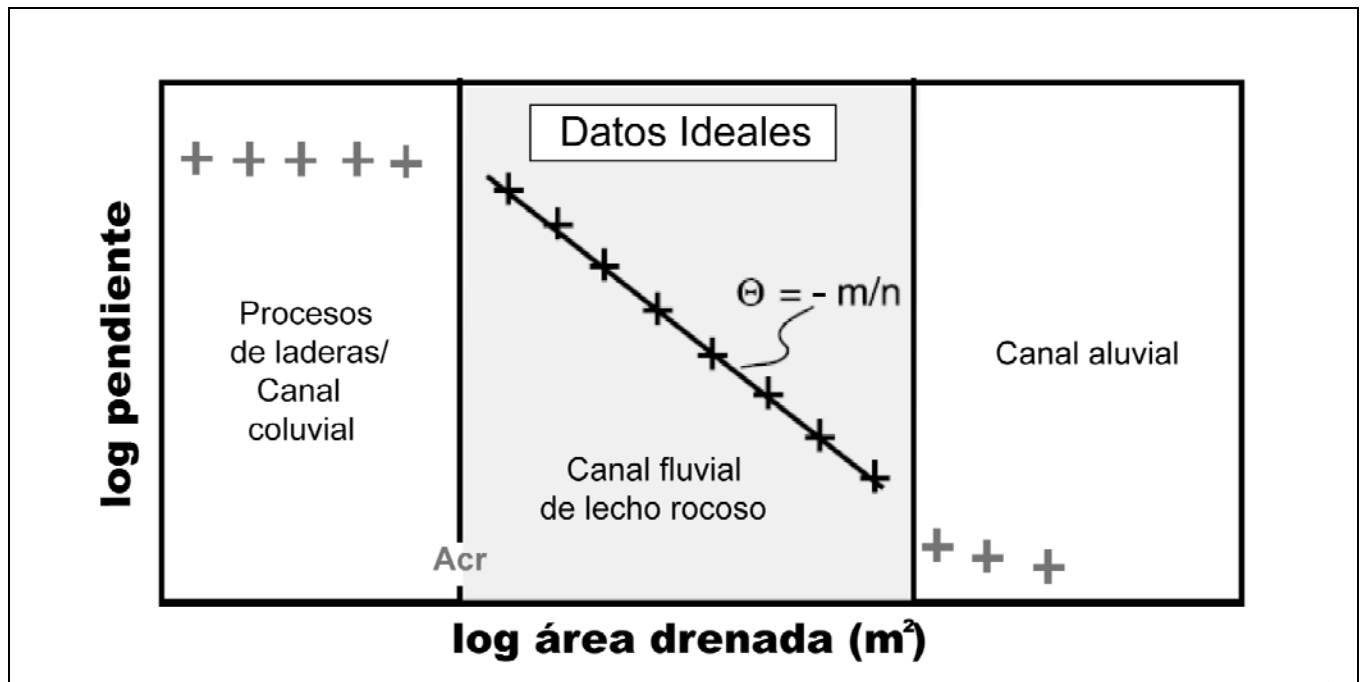


Figura 4.2: Interpretación de los datos pendiente-área para una serie de datos ideal. Modificado a partir de Duvall et al. (2004).  $A_{cr}$  corresponde al área en que se produce la transición desde procesos de laderas a procesos fluviales.

Diversos autores han sostenido que la tasa de incisión fluvial en lecho rocoso ( $E$ ) en volumen por unidad de área por tiempo, es una función potencial del exceso de estrés de cizalle (Howard y Kerby; 1983; Howard, 1994; Prker y Izumi, 2000), *i.e.*, la diferencia entre el estrés de cizalle medio en el lecho (o estrés de cizalle límite) ( $\tau_b$ ) y un estrés de cizalle crítico ( $\tau_c$ ):

$$E = k_e (\tau_b - \tau_c)^a \quad (4.2)$$

donde  $k_e$  es un coeficiente dimensional dependiente del proceso de incisión dominante, de la resistencia de la roca y posiblemente de la carga sedimentaria (Duvall et al., 2004),  $\tau_c$  es un valor umbral que debe ser sobrepasado para que se produzca la incisión y  $a$  es una constante positiva que depende del proceso de incisión (e.g. Hancock et al., 1998; Whipple et al., 2000a). Asumiendo conservación de masa (agua) y un flujo uniforme estable, entonces el estrés de cizalle límite puede ser escrito de la siguiente forma:

$$\tau_b = \rho C_f^{1/3} \left[ \frac{gSQ}{W} \right]^{2/3} \quad (4.3)$$

donde  $\rho$  es la densidad del agua,  $C_f$  es un factor de fricción adimensional,  $g$  es la aceleración de gravedad,  $S$  es la pendiente local del canal ( $dz/dx$ ),  $Q$  la descarga de escorrentía y  $W$  el ancho característico del canal.



A partir de dos supuestos básicos con respecto a la geometría hidráulica del canal, es posible obtener expresiones para  $Q$  y  $W$ . Primero, asumiendo una relación para la hidrología de la cuenca:

$$Q = k_q A^c \quad (4.4)$$

donde  $A$  es el área drenada contribuyente,  $k_q$  es un coeficiente dimensional y  $c$  una constante positiva cuyo valor varía entre 0.7 y 1, tomando este último valor en cuencas de forma regular con efectos orográficos mínimos (Dunne y Leopold, 1978; Pazzaglia et al., 1998). Segundo, tomando el supuesto de que existe una relación entre el ancho del canal y la descarga y combinando con la ecuación (4.4):

$$W = k_w Q^b = k_w k_q^b A^{bc} \quad (4.5)$$

donde  $k_w$  es un coeficiente dimensional y  $b$  una constante positiva que, de acuerdo a estudios empíricos, alcanza valores cercanos a 0.5. Esto último ocurre tanto en ríos aluviales (Leopold y Maddock, 1953) como en ríos de lecho rocoso (Montgomery y Gran, 2001). Combinando las ecuaciones (4.2) y (4.5), se obtiene la ecuación de la ley de incisión de “estrés de cizalle” (Howard y Kerby, 1983; Howard et al., 1994) o también denominada **ley de potencia de escorrentía** (*stream power law*):

$$E = KA^m S^n \quad (4.6)$$

donde  $m$  y  $n$  son constantes positivas y  $K$  es un coeficiente dimensional de erosión. Luego, las variables en la ecuación (4.2) implican las siguientes relaciones específicas (Whipple y Tucker, 1999):

$$m = (2ac/3)(1-b) \quad (4.7)$$

$$n = 2a/3 \quad (4.8)$$

$$m/n = c(1-b) \quad (4.9)$$

$$K = k_e k_w^{-n} k_q^{n(1-b)} \rho^{3n/2} g^n \quad (4.10)$$

#### 4.1.1.4. Perfiles de Equilibrio

La evolución de perfiles de ríos de lecho rocoso es comúnmente planteada como una competición entre el alzamiento y la erosión (Howard, 1994; Whipple y Tucker, 1999):

$$dz/dt = U - E = U - KA^m S^n \quad (4.11)$$

donde  $[dz/dt]$  es la tasa temporal de cambio de elevación del lecho,  $U$  es la tasa de alzamiento y la tasa de erosión ( $E$ ) es modelada a partir de la ecuación (4.6).

Idealmente existen paisajes que presentan las siguientes condiciones:

- (a) *steady-state*, esto es, paisajes donde la erosión iguala al alzamiento
- (b) alzamiento, resistencia de roca del lecho y procesos erosivos uniformes (i.e.,  $U$  y  $K$  uniformes a lo largo del río)

Si (a) y (b) se cumplen, entonces la ecuación (4.11) puede ser resuelta para una pendiente de equilibrio:

$$dz / dt = 0 \quad (4.12)$$

$$U = KA^m S^n \quad (4.13)$$

$$S_e = (U / K)^{1/n} A^{-m/n} \quad (4.14)$$

Además, si cumplen las condiciones (a) y (b), la razón  $m/n$  determina la tasa de cambio de la pendiente con el área drenada y el coeficiente  $(U/K)^{1/n}$  dicta el empinamiento del perfil de equilibrio. La ecuación (4.14) resulta similar en forma a la ecuación (4.1), siendo posible derivar las siguientes relaciones:

$$\theta = m / n \quad (4.15)$$

$$k_s = (U / K)^{1/n} \quad (4.16)$$

Por lo tanto, si (a) y (b) se cumplen, existe una relación bien definida entre  $k_s$  y la tasa de alzamiento.

Como  $\theta$  y  $k_s$  pueden ser obtenidos a partir de regresiones de datos de pendiente-área drenada (Snyder et al., 2000; Kirby y Whipple, 2001), cuando se cumplen las condiciones mencionadas,  $(U/K)^{1/n}$  y  $m/n$  pueden ser directamente estimados de la misma forma.

Si se quiere realizar un análisis de los valores de  $k_s$  y  $\theta$  obtenidos a partir de regresiones, es necesario calcular un índice de empinamiento normalizado ( $k_{sn}$ ) utilizando un índice de concavidad de referencia ( $\theta_{ref}$ ), lo que permite realizar comparaciones entre los diferentes perfiles analizados (Snyder et al., 2000; Whipple, 2004; Wobus et al., 2006a y b).

#### 4.1.1.5 Utilidad y Limitantes del Modelo

##### A) Aspectos Teóricos

Con el fin de establecer una conexión entre los rasgos topográficos y la tectónica, generalmente se toma como supuesto que existe un balance entre alzamiento y erosión (*steady-state*). Sin embargo, en muchos paisajes esta condición no se cumple, dando paso a formas transitorias tales como *knickpoints* en propagación, *knickzones* y otras formas de canales en desequilibrio (e.g. Whipple y Tucker, 1999; Stock et al., 2004; Anderson et al., 2005), tal como ocurre en el área de estudio. Wobus et al. (2006a) plantea que es incorrecto presumir que los parámetros del modelo de incisión fluvial pueden ser precisados sólo a través del análisis de formas en *steady-state*, de hecho diversos autores han aplicado este modelo en paisajes en estado transitorio (e.g. Wobus et al., 2006a y b; Harkins et al., 2007). Si bien la ecuación que relaciona el índice de empinamiento con la tasa de alzamiento (ecuación 4.16) se deriva asumiendo que el paisaje se encuentra en *steady-state*, esta puede ser utilizada en un estado transitorio como una aproximación, y por lo tanto, las características de las anomalías que puedan ser identificadas permitirán detectar rasgos morfológicos que eventualmente pueden tener un origen tectónico o climático (Figura 4.3).

Pese a la utilidad que puede tener el modelo de incisión fluvial, debe tenerse en cuenta que las aplicaciones cuantitativas son obstaculizadas por los siguientes puntos (Kirby et al., 2003):

1. Incertidumbre en el grado de dependencia entre tasa de incisión y pendiente del canal ( $n$  en ecuación 4.6).
2. Grado de ajuste del ancho del canal ante cambios en la tasa de alzamiento.
3. Extensión y naturaleza de las transiciones que ocurren en la parte alta del río entre procesos de laderas/canales coluviales y canales fluviales.
4. Incertidumbre acerca del rol del flujo sedimentario, ya que la cantidad de sedimento aportado a un río puede influenciar las tasas de erosión de dos maneras opuestas. Por un lado puede favorecer la incisión actuando como herramientas abrasivas (efecto herramienta), o por otro puede dificultarla cubriendo el lecho del canal y protegiéndolo de la erosión (efecto cubierta) (Sklar y Dietrich, 1998; 2004).

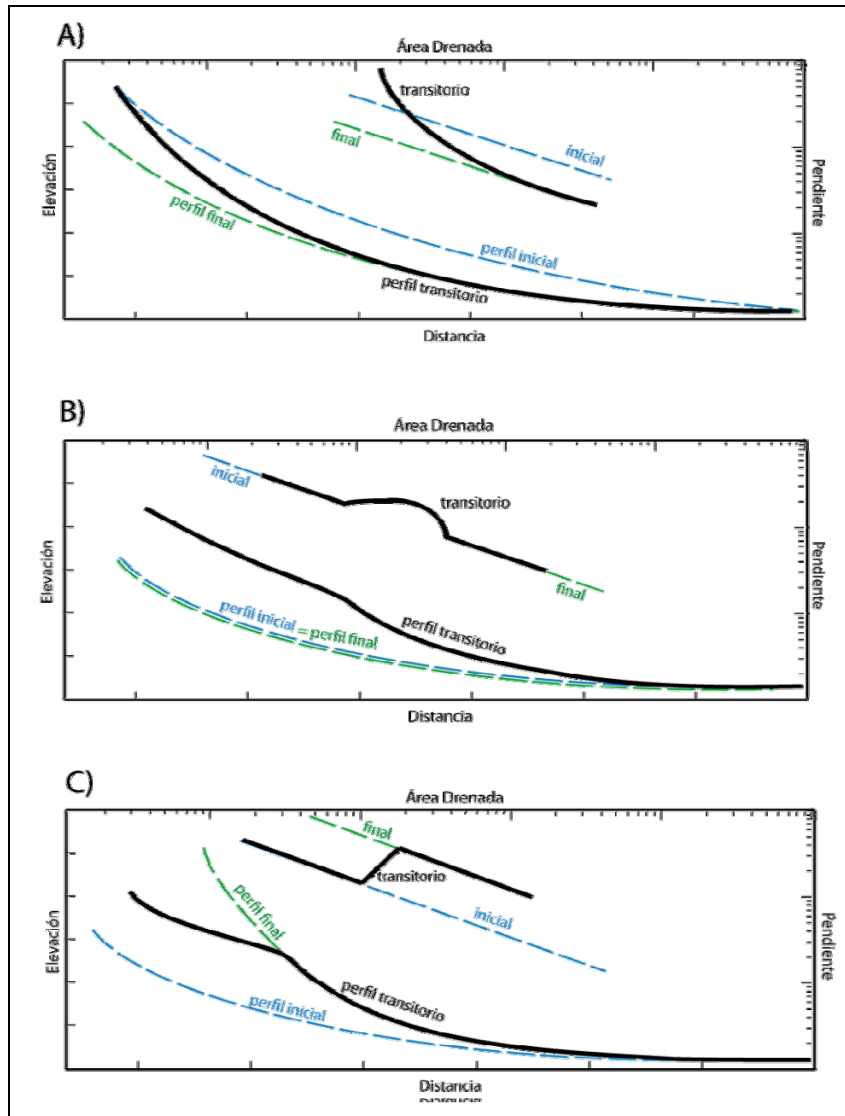


Figura 4.3: Esquemas de perfiles longitudinales y datos de pendiente y área drenada mostrando estados de equilibrio y transitorios en diferentes casos. A) Respuesta ideal de un canal ante un cambio climático que da paso a condiciones más inestables y variables, generando un aumento de la incisión. En el estado transitorio aumenta la concavidad, pero la que se alcanza en el estado de equilibrio final es igual a la inicial. B) Respuesta ideal de un canal ante una caída relativa del nivel base. La concavidad y el empinamiento son los mismos en el estado de equilibrio final e inicial, pero en el estado transitorio se observa una anomalía (que en el perfil longitudinal aparece como un *knickpoint* o *knickzone*). C) Respuesta ideal de un canal ante una variación en la tasa de alzamiento. La concavidad es la misma en el estado de equilibrio final e inicial, pero el empinamiento en el estado final es mayor. En el estado transitorio la anomalía en el perfil longitudinal y en el gráfico pendiente-área drenada es mucho más notoria que en B). Basado en Snyder et al. (2000), Zaprowski et al. (2005) y Wobus et al. (2006a).

A pesar de estas complicaciones, el análisis de pendientes de canales puede aún ser una poderosa herramienta en geomorfología tectónica (Kirby et al., 2003). De hecho, en numerosos paisajes, no necesariamente en *steady-state*, se observa una buena correlación entre aquellos patrones de alzamiento inferidos a partir de índices de empinamiento y los derivados con otros métodos (termocronología, estudio de terrazas fluviales, datación de unidades neógenas, etc.) (e.g. Kirby et al., 2003; Wobus et al., 2003, 2006a).

## B) Limitantes Metodológicas

Muchos DEM's, particularmente aquellos con baja resolución, contienen puntos con datos erróneos a lo largo de un canal, debido a la existencia de variaciones topográficas que son de una escala menor a la del tamaño de la celda, provocando un “corto-circuito” de los canales sinuosos al extraer los datos a lo largo de un perfil longitudinal (Wobus et al, 2006a). Lo anterior indica que ante la presencia de anomalías es necesario investigar si corresponde sólo a “ruido” de los datos topográficos o si se debe realmente a una complejidad geológica. Para ello es necesario analizar fotografías aéreas, imágenes satelitales, datos topográficos de mayor resolución o, lo comúnmente más útil, realizar observaciones en terreno.

### 4.2. Metodología

Este análisis se hizo a partir de un modelo digital de elevación (DEM por sus siglas en inglés) del archivo SRTM<sup>3</sup> con ~90 m de resolución, del cual fueron extraídos datos de alturas, áreas drenadas, pendientes, órdenes de Strahler, etc., con el software *RiverTools* ®.

En el caso del análisis áreas-pendientes (análisis de  $k_{sn}$ ) la metodología general se basa en el trabajo de Wobus et al. (2006a), realizando algunas modificaciones con el fin de adecuar el método a las características y disponibilidad de datos del presente estudio. Todas estas modificaciones son más adelante oportunamente mencionadas y explicadas. Los pasos seguidos para el cálculo de  $k_{sn}$  fueron los siguientes:

- 1) Extracción de datos desde el DEM con el software *RiverTools* ®.
- 2) Suavización de los datos de pendiente utilizando una media móvil de 31 píxeles. Esto es necesario ya que, para el análisis de canales existe una serie de problemas asociados al uso de datos de pendiente píxel a píxel (ver Wobus et al., 2006a). En particular el software *RiverTools* ® calcula la pendiente de cada píxel del canal utilizando el método de Zevenbergen y Thorne (1987). Este método ocupa una ventana móvil de 3x3 píxeles que recorre todo el DEM calculando el valor de pendiente para el píxel del centro. Tal como ha planteado Wobus et al. (2006a), el problema es que las altas pendientes de las paredes de los canales producen una sobreestimación en los valores de pendiente del canal. Esto último se acentúa en los tramos más encajonados y cuando se usa un DEM de baja resolución, como en el caso de este estudio. Además, los mismos autores señalan que el formato de números enteros de los DEM's producen múltiples aplanamientos (zonas con pendiente cero), los cuales no pueden ser incluidos en un gráfico  $\log(\text{Área Drenada})$  vs  $\log(\text{Pendiente})$ .
- 3) Elaboración de gráficos  $\log(\text{Área Drenada})$  vs  $\log(\text{Pendiente})$ .

---

<sup>3</sup> Shuttle Radar Topography Mission (<http://www.jpl.nasa.gov/srtm/>)

4) Realización de una regresión lineal, obteniendo la pendiente ( $a$ ) y el coeficiente de posición ( $b$ ) de la recta representativa de los datos. A partir de estos parámetros se derivan los índices de concavidad y de empinamiento de la siguiente forma:

$$\theta = a \quad (4.17)$$

y

$$k_s = 10^b \quad (4.18)$$

5) Normalización de  $k_s$  con un  $\theta_{ref} = 0.45$ , obteniendo un índice de empinamiento normalizado ( $k_{sn}$ ). Este procedimiento equivale a imponerle una pendiente de 0.45 a la recta obtenida con la regresión y se realiza de la siguiente manera:

$$k_{sn} = k_s A_{cent} (\theta_{ref} - \theta) \quad (4.19)$$

con

$$A_{cent} = 10^{(\log A_{max} + \log A_{min})/2} \quad (4.20)$$

Es importante aclarar que Wobus et al. (2006a) calcula los valores de  $k_{sn}$  para tramos de 0.5 km a lo largo de los canales que analiza. La misma idea se aplica en otros trabajos (e.g. Hodges et al., 2004; Safran et al., 2005; Wobus et al., 2006b), aunque en algunos casos se han utilizado tramos de cálculo más grandes. En este caso este procedimiento no fue aplicado, ya que al tomar tramos de igual tamaño se tomaban porciones de diferentes tendencias y, por lo tanto, se perdía información, a la vez que se generaba información poco representativa (ver Figura 4.4).

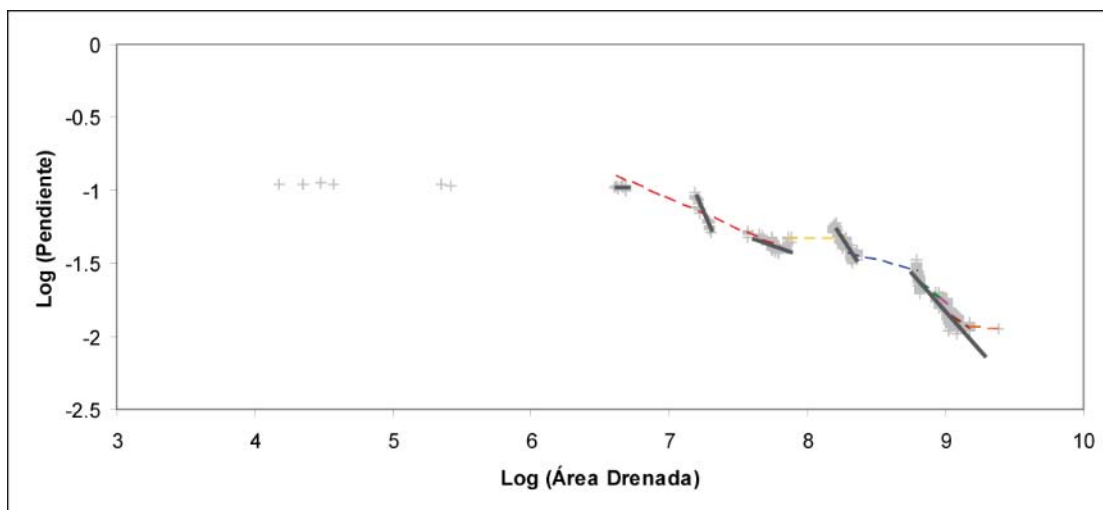


Figura 4.4: Gráfico log(Pendiente) vs log(Área Drenada) mostrando las tendencias identificadas según criterios diferentes. Las líneas discontinuas de colores muestran tendencias obtenidas para tramos de igual tamaño (10 km) a lo largo del río, mientras que las líneas continuas negras muestran todos los tramos donde fue posible identificar una tendencia clara y por lo tanto, resultan ser tramos de diferentes tamaños. Los datos graficados son de la Subcuenca B.

A partir de los datos generados se realizaron dos tipos de análisis:

**i. Análisis de primer orden:** En los gráficos  $\log(\text{Área Drenada})$  vs  $\log(\text{Pendiente})$ , se identificó, cuando fue posible, una tendencia general (ver Figura 4.12), o en su defecto, para los casos que presentaron un “salto” notorio separando dos tendencias, se diferenciaron dos dominios, realizando regresiones diferentes en cada uno (ver Figura 4.8). Cuando se observó una única tendencia, se obtuvo un valor único de  $k_{sn}$  para toda la subcuenca, mientras que en los casos en que se presentó un “salto” se obtuvo un valor de  $k_{sn}$  diferente para cada uno de los dos dominios. Este análisis fue realizado con el fin de evaluar la existencia de variaciones a lo largo de cada subcuenca.

**ii. Análisis de segundo orden:** Consistió en el cálculo de  $k_{sn}$  para todos los tramos pequeños en que fuera posible identificar una tendencia diferente dentro de los gráficos  $\log(\text{Área Drenada})$  vs  $\log(\text{Pendiente})$  (ver Figura 4.4). Por lo tanto, el tamaño de los tramos y la cantidad de cálculos en cada subcuenca resulta diferente en cada caso.

Cabe destacar que el análisis de primer orden permite evaluar si existen variaciones en los valores de  $k_{sn}$  dentro de una única subcuenca, mientras que el análisis de segundo orden resulta útil para examinar el comportamiento y las posibles variaciones espaciales de  $k_{sn}$  a lo largo de toda una cuenca o entre las dos cuencas analizadas. En otras palabras, el análisis de primer orden es un examen intra-subcuenca, mientras que el análisis de segundo orden es un examen inter-subcuenca e incluso inter-cuenca.

En ambos tipos de análisis se calcularon los valores de  $k_{sn}$  considerando sólo los datos del dominio de procesos fluviales, dejando de lado aquellos pertenecientes al dominio de procesos coluviales y de laderas (Tarboton et al., 1989; Montgomery y Foufoula-Georgiou, 1993; Stock y Dietrich, 1998; Snyder et al., 2000; Figura 4.2).

### 4.3. Análisis de Perfiles Longitudinales

El estudio de los perfiles longitudinales de las diferentes subcuencas permite evaluar la eventual existencia de *knickpoints* a lo largo de sus cursos, *i.e.*, una convexidad local dentro de un perfil de río que en general es cóncavo hacia arriba y que separa la porción del canal de topografía ajustada (aguas abajo del *knickpoint*) de la porción de topografía relicta (aguas arriba del *knickpoint*) (Crosby y Whipple, 2006). Cada subcuenca de la CLC y de la CCh fue analizada desde su cabecera hasta su desembocadura en el mar, pero el énfasis se puso en las partes medias y altas, correspondientes al área de estudio. Con el fin de estudiar el estado de evolución del paisaje, los *knickpoints* identificados se ubicaron en un mapa (Figura 4.7) y se analizó su distribución y posible relación con la litología, altura, área drenada y/o estructuras existentes y su eventual coincidencia con confluencias dentro de la red de drenaje. Este método se utilizó, ya que en muchos casos, el patrón de los *knickpoints* en un mapa puede entregar un mejor diagnóstico de un estado transitorio, que su forma en perfiles longitudinales (Wobus et al., 2006a).

### 4.3.1. Cuenca de Drenaje Los Choros

En todas las subcuencas fue posible identificar *knickpoints*, tal como se muestra en la Figura 4.5. Al ubicarlos en un mapa, la primera observación realizada es que éstos no se encuentran en confluencias (Figura 4.7) y salvo el caso de las subcuencas C y D, no coinciden con contactos litológicos. En estas subcuencas, los *knickpoints* se relacionan espacialmente con contactos entre rocas volcánicas/sedimentarias de la Formación Cerrillos y rocas intrusivas de la Franja Oriental. En la subcuenca C las rocas intrusivas se encuentran aguas arriba del *knickpoint*, pero en D ocurre lo contrario, por lo que se descarta que estos *knickpoints* se encuentren estancados producto de un control litológico.

La Subcuenca G presenta dos claras convexidades en su perfil longitudinal (Figura 4.5G), sin embargo, la convexidad que ocurre a los ~30 km de distancia de la cabecera (flecha azul en Figura 4.5G) en realidad no corresponde a un *knickpoint*. Esta convexidad se debe más bien a un problema metodológico, ya que la resolución insuficiente del DEM y la marcada forma meándrica del canal hacen que no sea posible identificar la verdadera trayectoria del río, saltándose parte de ella y produciendo un salto en las alturas. Por lo tanto, esta convexidad es eliminada del análisis.

Con respecto a las alturas de los *knickpoints*, la Tabla 4.1 muestra que en dos casos éstos se encuentran en torno a la cota 2000 (subcuenca A y E), pero en las demás subcuencas se encuentran a muy diversas alturas. Lo anterior sugiere un estado transitorio en el cual los *knickpoints* están migrando aguas arriba a una tasa vertical no constante. Por otro lado, al analizar las áreas drenadas a las que se producen los *knickpoints* (ver Tabla 4.1), resulta evidente que tampoco existe una relación y, por lo tanto, se deduce que su posición no está controlada por dicha variable, a diferencia de otros casos (e.g. Crosby y Whipple, 2006).

Tabla 4.1: Altura y área drenada a la que se encuentran los *knickpoints* en la Cuenca Los Choros.

| Subcuenca | Altura del Kp (m s.n.m.) | Área Drenada (km <sup>2</sup> ) |
|-----------|--------------------------|---------------------------------|
| A         | 2002                     | 46.10                           |
| B         | 1869                     | 155.42                          |
| C         | 2142                     | 146.44                          |
| D         | 2213                     | 29.13                           |
| E         | 2021                     | 35.50                           |
| F         | 1254                     | 66.62                           |
| G         | 1593                     | 4.62                            |
| H         | 891                      | 45.13                           |

En la CLC es posible establecer una relación entre la posición de los *knickpoints* y rasgos morfo-tectónicos. Esto se da de manera clara sólo en el caso de las subcuencas más largas y que drenan las partes más altas (*i.e.*, subcuencas A a la E). En ellas se observa que los *knickpoints* se encuentran alineados en dirección N-S (Figura 4.7), paralelos a las trazas de las estructuras FAB y FV, pero debe quedar claro que esta característica en ningún caso resulta suficiente para inferir



un control tectónico. Lo mismo puede distinguirse para F y G, pero de manera menos clara (Figura 4.7).

### 4.3.2. Cuenca de Drenaje Chañaral

En este caso sólo se identificaron *knickpoints* en tres subcuencas: A', B' y E' (Figura 4.6). El *knickpoint* de la Subcuenca E' (flecha azul en Figura 4.6E) fue inmediatamente descartado del análisis porque corresponde a una perturbación antropogénica (construcción de un camino que desvió el drenaje). En A' y B', las subcuencas que drenan las zonas más altas de la CCh, los *knickpoints* no coinciden con contactos litológicos.

Al comparar las alturas a las que se encuentran actualmente ambos *knickpoints* (ver Tabla 2), se aprecia que ambos se encuentran cercanos a la cota 1700 m. Con respecto a sus áreas drenadas, se puede ver que éstas también son similares (Tabla 4.2). Debido a que se cuenta sólo con dos datos para comparar, esta información no resulta concluyente. Sólo se puede inferir un estado transitorio en estas subcuencas, no pudiendo descartarse que los *knickpoints* tengan una tasa de migración vertical constante ni que su posición esté siendo controlada por las áreas drenadas. En este caso también resulta válida la observación realizada en CLC sobre la alineación N-S de los *knickpoints* (Figura 4.7), paralelos a las principales estructuras (FAB y FV), de hecho, éstos siguen aproximadamente la misma línea que los *knickpoints* más altos de la cuenca vecina (Figura 4.7).

Tabla 4.2: Altura y área drenada a la que se encuentran los *knickpoints* en la Cuenca Chañaral.

| Subcuenca | Altura del Kp<br>(m s.n.m.) | Área Drenada<br>(km <sup>2</sup> ) |
|-----------|-----------------------------|------------------------------------|
| A'        | 1658                        | 84.93                              |
| B'        | 1757                        | 76.73                              |

Un rasgo interesante identificado en los perfiles de esta cuenca es la marcada convexidad que presentan en las partes bajas (*i.e.*, bajo los 600 m s.n.m.) (Figura 4.6). Esta convexidad comienza a desarrollarse justo en el límite occidental de la Depresión de Domeyko, donde esta última desaparece y todas las subcuencas que la drenan (*i.e.*, subcuencas A' a la F') confluyen en un gran canal mayor (Figura 4.7).

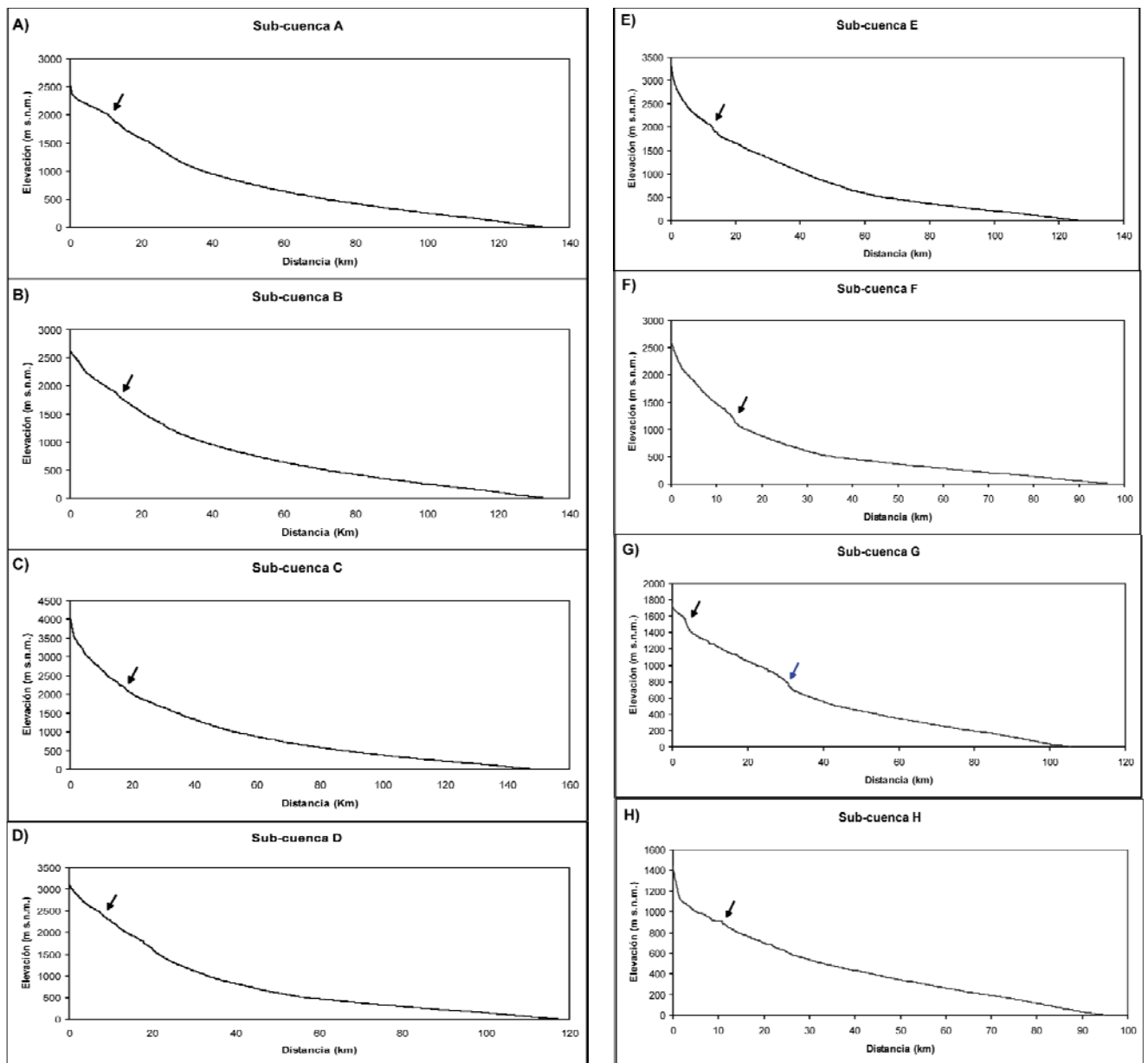


Figura 4.5: Perfiles longitudinales de las subcuencas pertenecientes a la Cuenca Los Choros. Las flechas negras indican los knickpoints identificados, para mayor detalle y para el significado de la flecha azul en la Subcuenca G ver el texto. En la Figura 4.7 se muestra la ubicación de cada subcuenca.

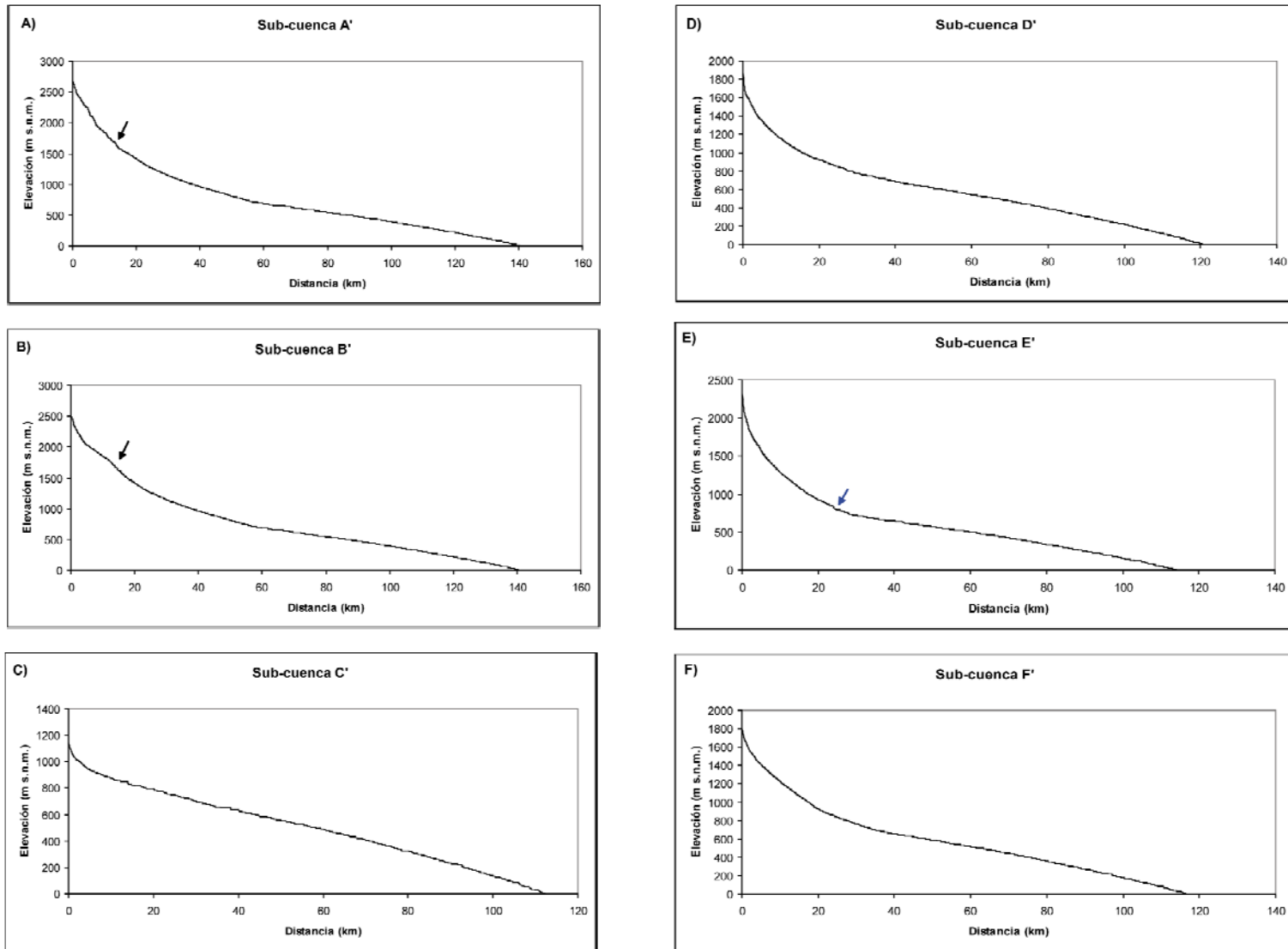


Figura 4.6: Perfiles longitudinales de las subcuencas pertenecientes a la Cuenca Chañaral. Las flechas negras indican los knickpoints identificados. Notar la marcada convexidad que muestran los perfiles en las partes bajas. Para mayor detalle y para el significado de la flecha azul en la Subcuenca E ver el texto En la Figura 4.7 se muestra la ubicación de cada subcuenca.

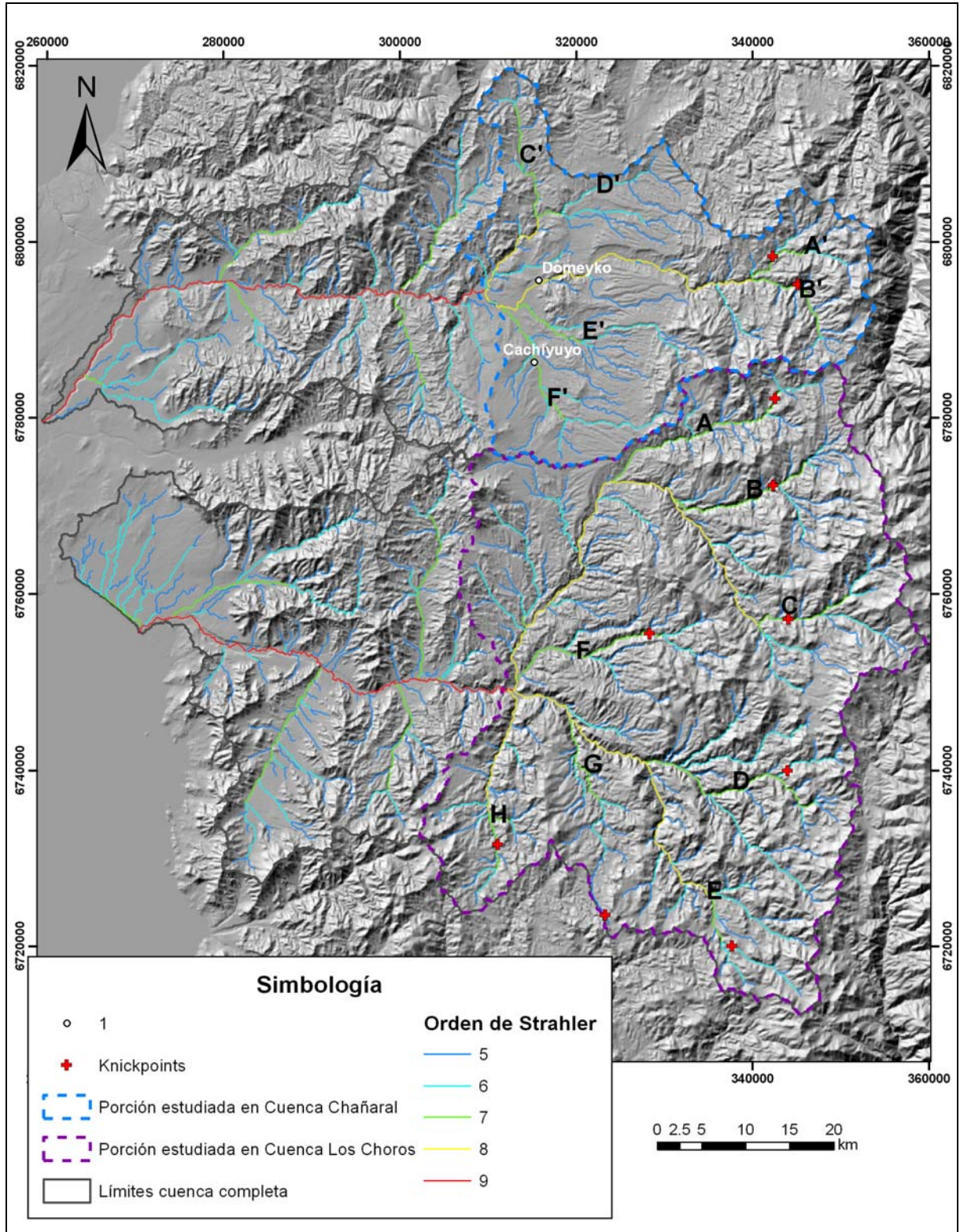


Figura 4.7: Vista en planta de las dos cuencas de drenaje estudiadas, clasificadas según orden de Strahler (para simplificar se muestran los tributarios de orden 5 y mayores). Las letras negras indican la ubicación de cada subcuenca. Se muestran además los *knickpoints* identificados (para verlos en un perfil longitudinal ir a Figura 4.5 y 4.6). Los puntos blancos muestran la ubicación de Domeyko y Cachiuyo, las principales localidades del sector.

## 4.4. Análisis Pendiente-Área Drenada

### 4.4.1. Análisis de Primer Orden

En ambas cuencas analizadas se realizaron las regresiones sólo para el dominio de procesos fluviales (Tarboton et al., 1989; Montgomery y Foufoula-Georgiou, 1993; Stock y Dietrich, 1998; Snyder et al., 2000) (Figura 4.2). Este dominio, de acuerdo a los datos, comienza a desarrollarse en el área de estudio cuando los canales alcanzan áreas drenadas entre  $10^6$  y  $10^7$  m<sup>2</sup>.

#### 4.4.1.1. Cuenca de Drenaje Los Choros

Los resultados permiten separar las subcuencas en dos grupos que se describen a continuación.

- 1) Subcuencas que presentan un claro patrón en el cual es posible diferenciar dos dominios, uno de bajo  $k_{sn}$  aguas arriba y otro de alto  $k_{sn}$  aguas abajo (subcuencas A, B, D, F y H; ver Figura 4.8). El quiebre en los valores de  $k_{sn}$  que separa ambos dominios coincide con los *knickpoints*.
- 2) Subcuencas que no presentan un patrón tan claro (C, E, y G; Figura 4.9 y 4.10), causando confusiones y llevando a posibles interpretaciones erróneas. Para evitar esto, cada una de estas subcuencas será analizada por separado.
  - i) *Subcuenca C*. El comportamiento de los datos permite interpretar uno o dos dominios y en ambos casos obtener altos coeficientes de determinación ( $R^2$ ) (Figura 4.9A y 4.9B, respectivamente). Pese a lo anterior, se observa un mejor ajuste de las rectas con pendiente impuesta ( $\theta_{ref} = 0.45$ ) en el caso de la interpretación de dos dominios (rectas de color turquesa y anaranjado en Figura 4.9B). Además, de esa forma el quiebre que separa a ambos dominios coincide con el *knickpoint* identificado en esta subcuenca. Es por ello que se considera válida la segunda interpretación: dos dominios, uno de bajo  $k_{sn}$  aguas arriba y otro de alto  $k_{sn}$  aguas abajo (Figura 4.9B), al igual que los casos de las subcuencas A, B, D y F, pero en este caso con una diferencia mucho menor entre ambos.
  - ii) *Subcuenca E*. En esta subcuenca ocurre exactamente lo mismo que en C (Figura 4.9D-E), por lo que también se considera válida la existencia de dos dominios con  $k_{sn}$  levemente diferentes (Figura 4.9E), cuya separación coincide con el *knickpoint*.
  - iii) *Subcuenca G*. Este caso es muy diferente a los anteriores. En un principio los datos muestran que existe una tendencia rectilínea, pero justo antes de llegar al

valor 7 en el eje x, se produce una abrupta caída (Figura 4.10), cuya posición coincide con la del *knickpoint*. Lo esperable sería que aguas abajo del *knickpoint* fuera posible identificar otra tendencia rectilínea de pendiente negativa, pero en este caso se observa un marcado aplanamiento y posteriormente una inclinación con pendiente positiva a partir del valor 8 en el eje x (ver Figura 4.10). Dicho aplanamiento se produce en una zona donde el río drena áreas planas (pertenecientes a la Superficie Algarrobillo), en las cuales ha incidido levemente, por lo que se tiene un canal con pendientes bajas y que varían muy poco al avanzar aguas abajo. La inclinación con pendiente positiva en cambio, se debe a un problema metodológico, no a rasgos topográficos y es el mismo problema que ya había sido identificado en el análisis del perfil longitudinal de esta subcuenca: la baja resolución y la marcada forma meándrica de los valles en los cuales se encauzan estos canales, no permiten identificar la verdadera trayectoria del río, saltándose parte de ella y produciendo falsos trayectos rectos que presentan abruptas disminuciones en las alturas (falsos *knickpoints*). Luego, es posible calcular  $k_{sn}$  sólo en una parte de esta subcuenca, resultando ser poco significativo para el análisis.

Luego, aunque en algunos casos es más notorio y más claro que en otros, todas las subcuencas analizadas en CLC (salvo G que se descarta por problemas metodológicos) presentan un dominio de bajo  $k_{sn}$  y otro de alto  $k_{sn}$ , aguas arriba y aguas abajo del *knickpoint*, respectivamente. Lo anterior corresponde a la separación entre la parte baja del canal ya adaptada a una cierta perturbación y la parte alta, aún no ajustada. Dicha perturbación provoca un aumento en el empinamiento de estos canales y puede deberse a un aumento en la tasa de alzamiento y/o una disminución de la eficiencia erosiva. Esto último puede ser causado por la resistencia del substrato, la protección del lecho del canal con una cubierta sedimentaria o una disminución de la descarga (Kirby et al., 2003). Todos estos aspectos serán discutidos en la sección 5.

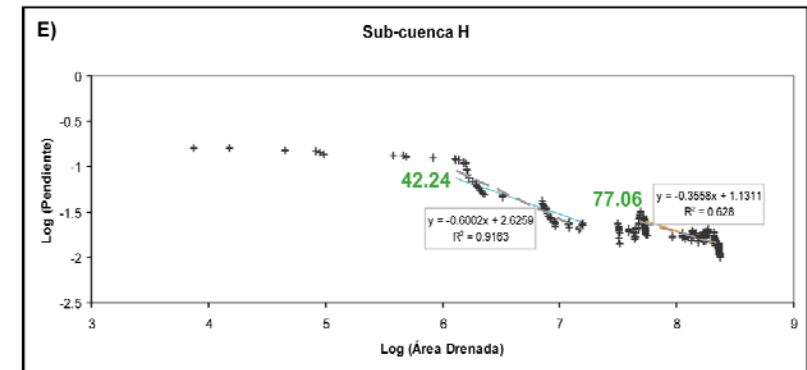
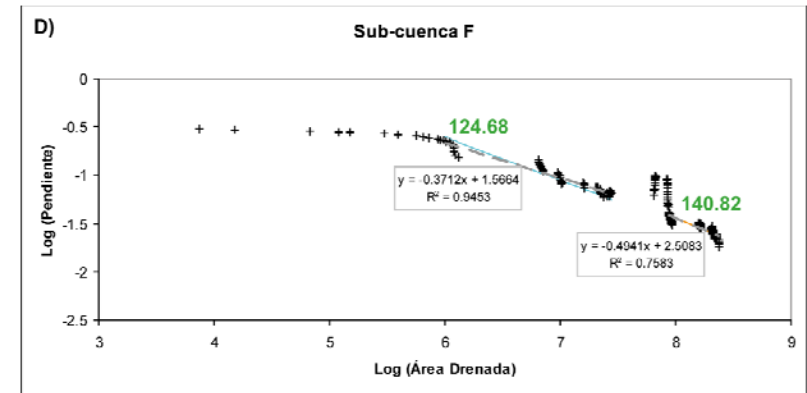
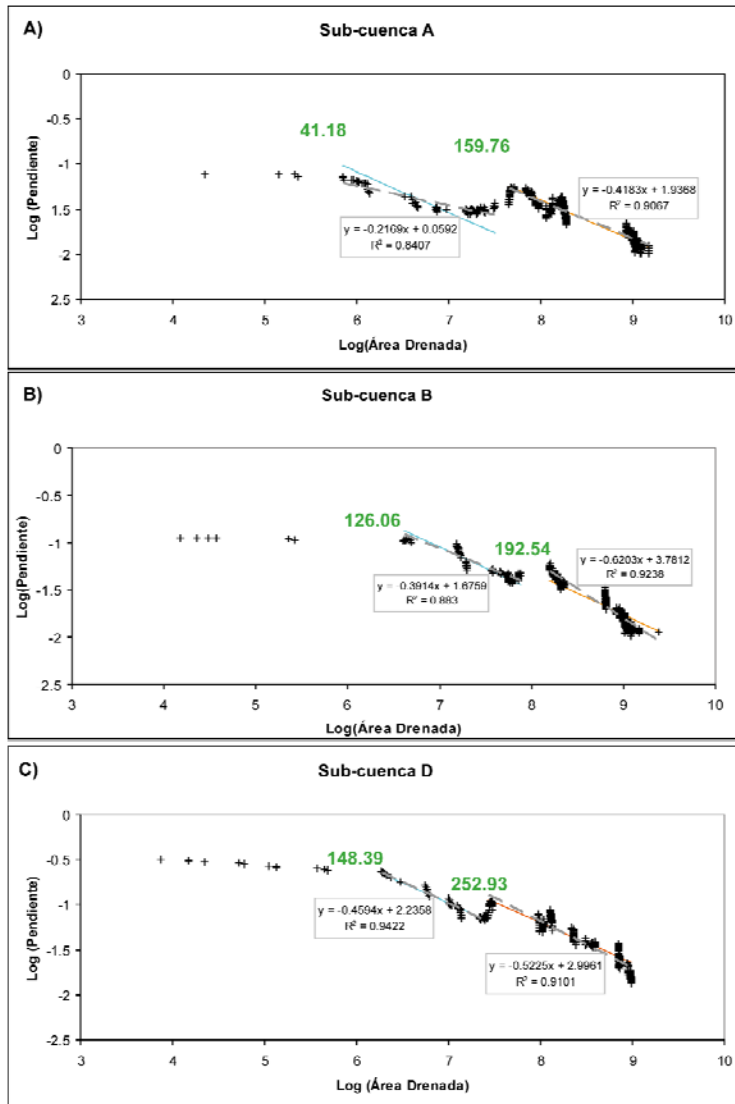


Figura 4.8: Gráficos log(Pendiente) vs log(Área Drenada) para las subcuencas analizadas en la Cuenca Los Choros que presentaron un patrón claro. Los valores de pendientes y áreas drenadas utilizados están en m/m y m<sup>2</sup>, respectivamente. Las líneas discontinuas de color gris representan las rectas obtenidas al realizar una regresión lineal de los datos pertenecientes a cada dominio, su ecuación se presenta dentro de los rectángulos grises. Las líneas continuas de color turquesa y anaranjado representan las rectas obtenidas con  $\theta_{ref} = 0.45$  en cada caso y los valores de ksn obtenidos se muestran con números de color verde junto a cada recta.

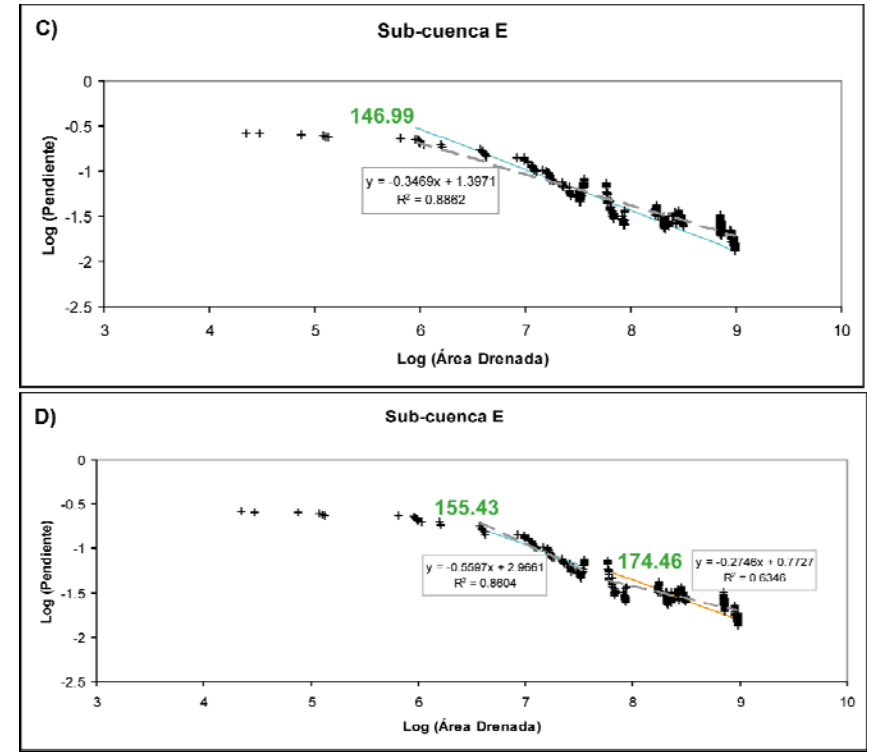
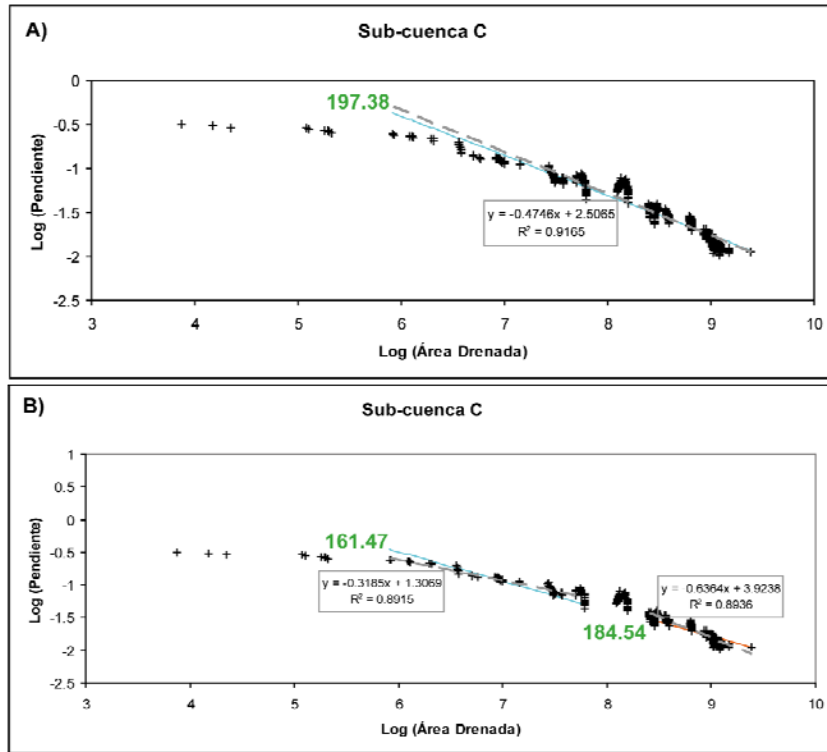


Figura 4.9: Gráficos log(Pendiente) vs log(Área Drenada). Los valores de pendientes y áreas drenadas utilizados están en m/m y m<sup>2</sup>, respectivamente. Las líneas discontinuas de color gris representan las rectas obtenidas al realizar una regresión lineal de los datos pertenecientes a cada dominio, su ecuación se presenta dentro de los rectángulos grises. Las líneas continuas de color turquesa y anaranjado representan las rectas obtenidas con  $\theta_{ref} = 0.45$  en cada caso y los valores de  $k_{sn}$  obtenidos se muestran con números de color verde junto a cada recta. A) y B) muestran las dos posibles interpretaciones para la Subcuenca C, C) y D) muestran las dos posibles interpretaciones para la Subcuenca E. Ver texto para mayor detalle y validez de cada interpretación.



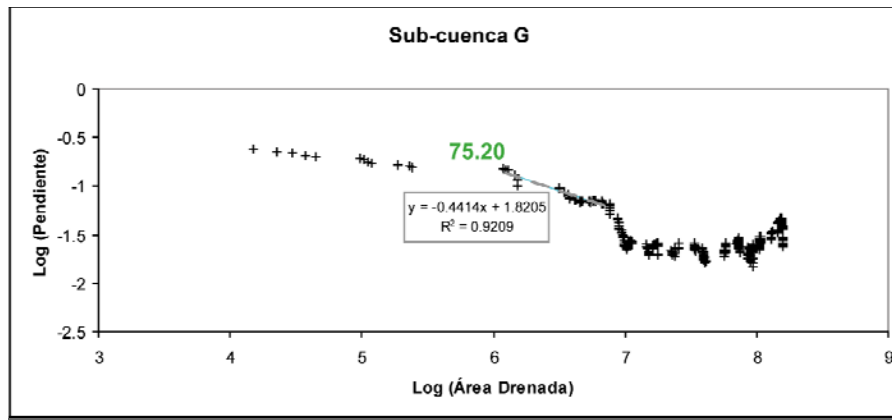


Figura 4.10: Gráfico log(Pendiente) vs log(Área Drenada) para la Subcuenca G. Los valores de pendientes y áreas drenadas utilizados están en m/m y m<sup>2</sup>, respectivamente. La línea discontinua de color gris representa la recta obtenida al realizar una regresión lineal de los datos pertenecientes a cada dominio, su ecuación se presenta dentro del rectángulo gris. La línea continua de color turquesa representa la recta obtenida con  $\theta_{ref} = 0.45$  y el valor de  $k_{sn}$  obtenido se muestra con un número de color verde junto a la recta. Para el resto de los datos no es posible obtener un valor de válido  $k_{sn}$  (ver texto).

#### 4.4.1.2. Cuenca de Drenaje Chañaral

El análisis de los datos de área drenada-pendiente, muestra que en general, las subcuencas presentan un valor constante de  $k_{sn}$  a lo largo de sus cursos (Figura 4.12), pero existen dos casos excepcionales: las subcuencas A' y B', donde se pueden separar dos dominios, tal como ocurre en las subcuencas de la CLC (Figura 4.11). Estas subcuencas son las únicas que drenan las partes altas del la CCh y cuyos perfiles longitudinales presentan *knickpoints*, coincidiendo estos últimos con la separación de los dominios. En ellas se presenta una particularidad que dificulta el análisis, ya que no es posible obtener un valor de  $k_{sn}$  en el dominio más bajo (Figura 4.11). Esto se debe a que se produce una gran diferencia entre la pendiente que entrega la regresión ( $\theta$ ) y la pendiente impuesta ( $\theta_{ref} = 0.45$ ), provocando que el valor de  $k_{sn}$  calculado suministre muy poca información acerca de la variación de la pendiente a lo largo del canal (Kirby et al., 2003). Según Wobus et al. (2006a), cuando la diferencia entre  $\theta$  y  $\theta_{ref}$  es mayor a 0.2, el valor de  $k_{sn}$  sólo es significativo en un pequeño rango alrededor de  $A_{cent}$  (punto medio del rango de valores de  $\log(\text{Área Drenada})$ ; ecuación 4.20). En los dominios aguas abajo del *knickpoint* en estas subcuencas, las diferencias son cercanas a 0.7, por lo que el cálculo no resulta válido. Luego, en A' y B', no es posible obtener valores de  $k_{sn}$  para los dominios ubicados aguas abajo del *knickpoint*, debido a la alta concavidad que allí sus perfiles presentan, sin embargo, de manera cualitativa, se ve que allí ocurre un fuerte aumento de las pendientes. Esta insuficiencia metodológica es cubierta por el análisis de segundo orden, donde se realizan cálculos para tramos pequeños.

De acuerdo con lo anterior, la CCh en su parte más alta se encuentra en un estado transitorio, mostrando porciones del río aún no ajustadas a una perturbación (que puede ser de carácter espacial o temporal). Aguas abajo, en cambio, las subcuencas que drenan las partes

medias (subcuencas C' a la F'), parecen encontrarse ajustadas a cualquier perturbación. Lo anterior puede deberse a que éstas lograron ajustarse más rápido que las subcuencas de las partes altas, o que la perturbación se originó en las zonas superiores, drenadas sólo por A' y B', por lo que las subcuencas más bajas nunca se vieron afectadas.

#### 4.4.1.3. Cuenca de Los Choros vs Cuenca Chañaral

Al comparar los resultados obtenidos en ambas cuencas resulta evidente que existe una gran diferencia entre ambas. La CLC se encuentra en un estado transitorio, donde los *knickpoints* separan las partes bajas de los canales (con altos valores de  $k_{sn}$ ) ya ajustadas a una perturbación, de las partes más altas (con bajos valores de  $k_{sn}$ ) relictas de una etapa previa. La CCh en cambio, parece aún encontrarse en un estado transitorio en las partes más altas, pero en las partes medias (Depresión de Domeyko) este rasgo no se observa.

Debe tenerse en cuenta que si bien, ambas cuencas se encuentran bajo condiciones climáticas similares, debido a otros factores, éstas pueden tener comportamientos dinámicos diferentes, y por lo tanto, ante un cambio en las condiciones geomorfológicas, pueden reaccionar de manera diferente desde el punto de vista temporal (velocidad de ajuste) o dinámico (tipo de respuesta).

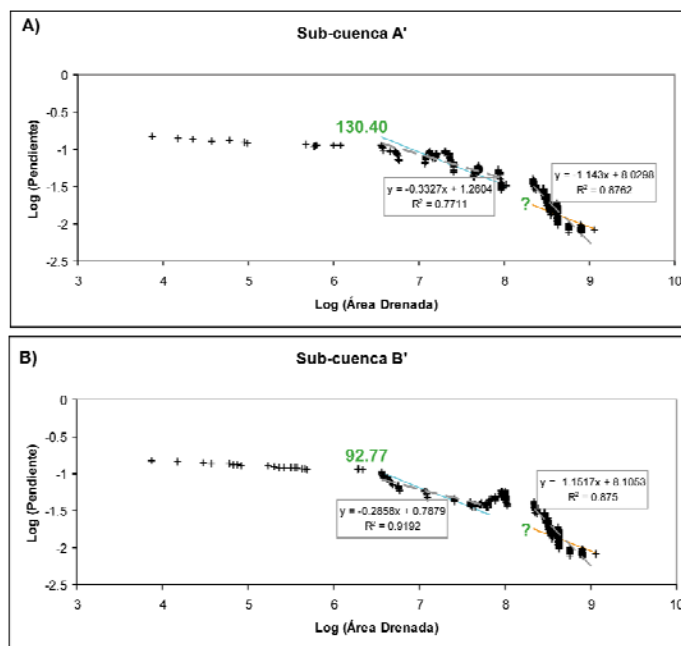


Figura 4.11: Gráficos  $\log(\text{Pendiente})$  vs  $\log(\text{Área Drenada})$ . Los valores de pendientes y áreas drenadas utilizados están en m/m y  $\text{m}^2$ , respectivamente. Las líneas discontinuas de color gris representan las rectas obtenidas al realizar una regresión lineal de los datos, su ecuación se presenta dentro de los rectángulos grises. Las líneas continuas de color turquesa y anaranjado representan las rectas obtenidas con  $\theta_{\text{ref}} = 0.45$  en cada caso y los valores de  $k_{sn}$  obtenidos se muestran con números de color verde junto a cada recta.

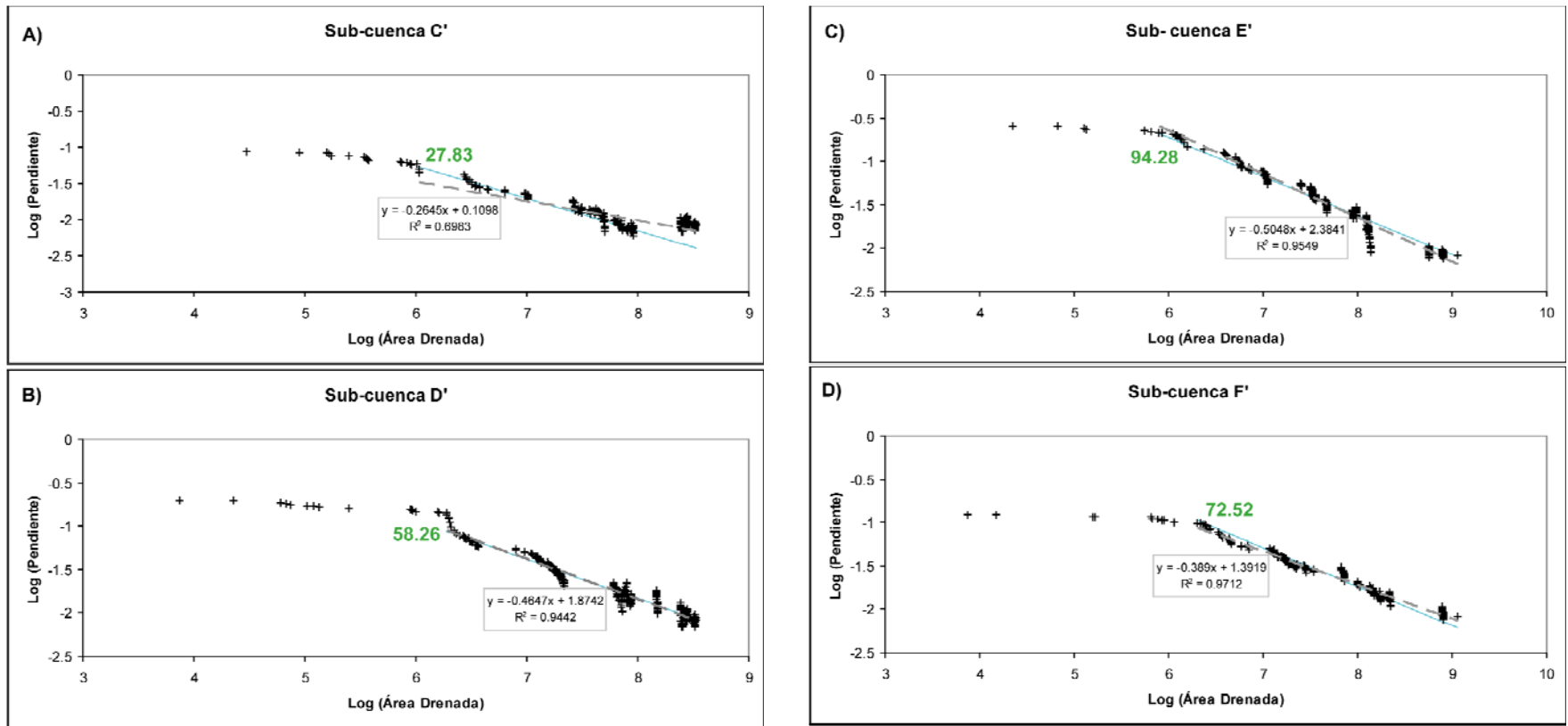


Figura 4.12: Gráficos  $\log(\text{Pendiente})$  vs  $\log(\text{Área Drenada})$ . Los valores de pendientes y áreas drenadas utilizados están en m/m y  $\text{m}^2$ , respectivamente. Las líneas discontinuas de color gris representan las rectas obtenidas al realizar una regresión lineal de los datos, su ecuación se presenta dentro de los rectángulos grises. Las líneas continuas de color turquesa representan las rectas obtenidas con  $\theta_{\text{ref}} = 0.45$  en cada caso y los valores de  $k_{sn}$  obtenidos se muestran con números de color verde junto a cada recta.

## 4.4.2. Análisis de Segundo Orden

### 4.4.2.1. Cuenca Los Choros

Dentro de esta cuenca, los valores de  $k_{sn}$  varían entre 31 y 259  $m^{0.9}$ , siendo el promedio 139  $m^{0.9}$ . Lo anterior muestra que existe una buena correlación de estos resultados con aquellos obtenidos en el análisis de primer orden.

A partir de los datos obtenidos se elaboró un mapa donde es posible observar las variaciones espaciales en los valores de  $k_{sn}$  (Figura 4.13). De éste se deriva que existe una zona de muy alto empinamiento de los canales en la parte media-alta de la CLC (aproximadamente entre F2 y F1), especialmente en las subcuencas C y D, donde los valores superan los 230  $m^{0.9}$ . (Figura 4.13). Otras zonas donde se observan altos valores de  $k_{sn}$  ( $\sim 200 m^{0.9}$ ) son en el canal principal de la cuenca, aguas abajo de la confluencia entre D y E, y justo donde la Subcuenca F cruza a F2 (Figura 4.13), lugar que además coincide con el *knickpoint*. Algo menores que los ya descritos, pero aún así bastante altos ( $\sim 180 m^{0.9}$ ) son los valores que hay aguas abajo de la confluencia entre A, B y C (Quebrada Pelicano) (Figura 4.13). Luego, como patrón general, se ve que en la parte media-alta de CLC se concentran los mayores empinamientos. Allí se identifica además un aumento progresivo hacia el sur en los valores de  $k_{sn}$ , pero esto se mantiene hasta llegar a la Subcuenca D, a partir de la cual, al seguir avanzando en el mismo sentido, se observa una disminución (Figura 4.13).

### 4.4.2.2. Cuenca Chañaral

Los valores de  $k_{sn}$  varían entre 27 y 196  $m^{0.9}$ , con un promedio de 88  $m^{0.9}$ , cifra mucho más baja que la obtenida en CLC.

Los empinamientos más altos se concentran en la parte media-alta del canal principal de la cuenca (subcuencas A' y B') donde los valores de  $k_{sn}$  van desde 148 a 196  $m^{0.9}$ ; de hecho al W de F2 no hay empinamientos altos (en general  $k_{sn} < 100 m^{0.9}$ ) (Figura 4.13). Dentro de este sector occidental, a pesar del bajo empinamiento generalizado, también se observan variaciones. Los valores de  $k_{sn}$  más pequeños ( $\sim 30-50 m^{0.9}$ ) se ubican hacia el NW (Subcuenca C' y aguas abajo de su confluencia con D'), mientras que los menos bajos están hacia el centro, a lo largo del canal principal (Figura 4.13).

### 4.4.2.3. Patrones Generales

Considerando los resultados obtenidos en ambas cuencas, es claro que CCh en general presenta menores empinamientos que CLC. Además se observa una franja de altos

empinamientos desarrollada a lo largo de ambas cuencas, aproximadamente entre F2 y F1 (Figura 4.13), sector coincidente con el dominio de la Cordillera Principal Occidental y donde se ubican los principales *knickpoints* (los de las subcuencas que drenan las partes altas; Figura 4.7).

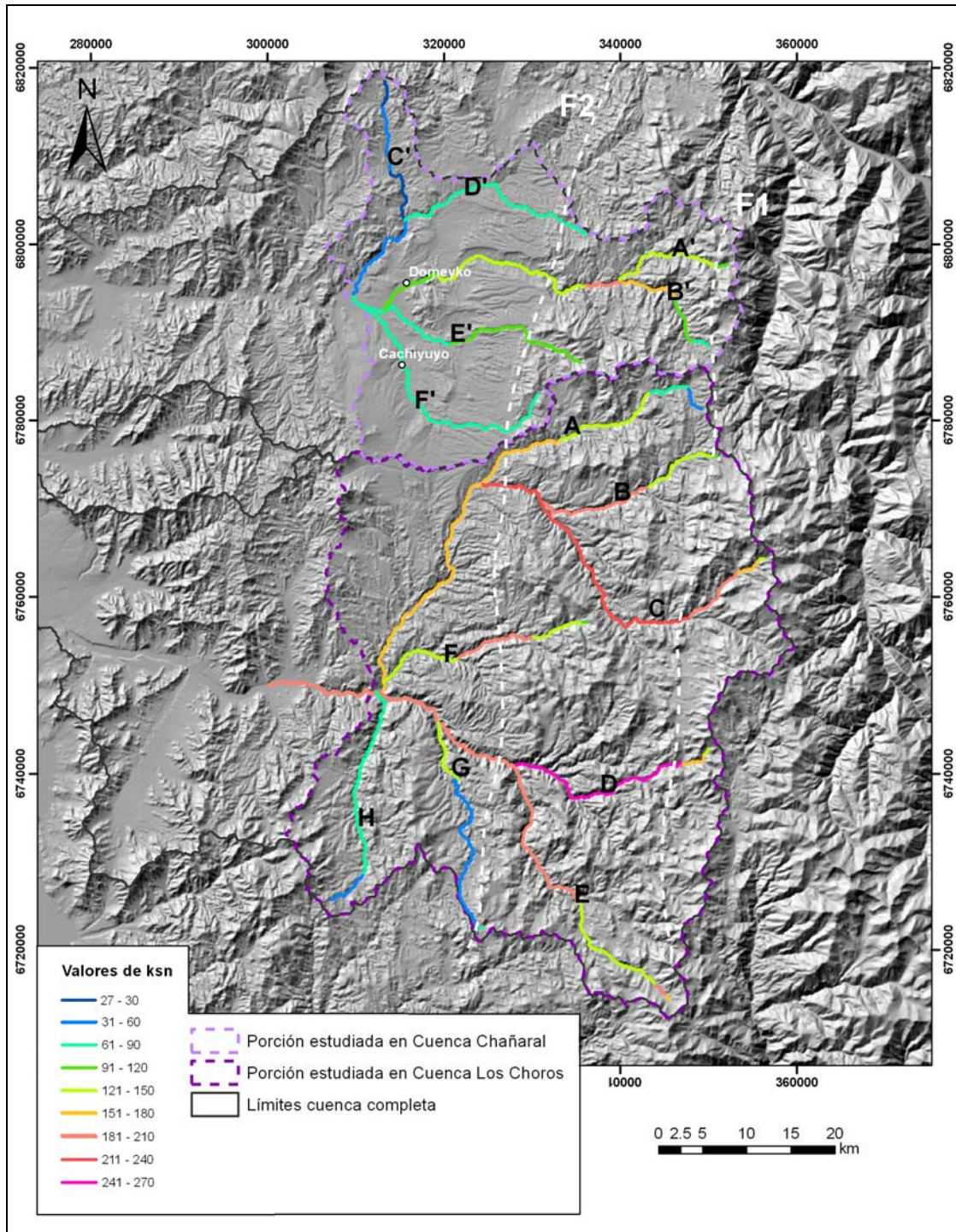


Figura 4.13: Vista en planta de la CLC y CCh, mostrando los valores de  $k_{sn}$  por tramos. Las letras negras indican la ubicación de cada subcuenca, las líneas blancas discontinuas la de los frentes cordilleranos F1 y F2 y los puntos blancos muestran la ubicación de Domeyko y Cachiyuyo, las principales localidades del sector.

## 5. Discusiones

### 5.1. Erosión vs Tectónica en el origen de la Depresión de Domeyko

La Depresión de Domeyko se encuentra desarrollada en rocas volcánicas y sedimentarias mesozoicas y, en general, se encuentra limitada por rocas intrusivas, las que además aparecen como pequeños cerros islas en el medio de la depresión. Este tipo de rocas, de acuerdo con lo planteado por algunos autores (e.g. Stock y Montgomery, 1999), pueden llegar a ser varios órdenes de magnitud más resistentes que el resto de las litologías. Lo anterior sugiere que esta depresión tiene, al menos en parte, un origen erosivo.

Una génesis de este tipo puede ser explicada con un modelo similar al planteado para la formación de la Depresión Central más al sur, entre 33° y 35° S, donde se propone que la excavación de la depresión se debe a la incisión fluvial generada por el desarrollo de drenajes laterales (Farías, 2007; Farías et al., 2008a,b; Figura 5.1). Si ocurrieron procesos similares en la Depresión de Domeyko, entonces sería esperable que ésta presentara un lecho con morfología irregular producto de la incisión fluvial, sin embargo, tal como ya se ha descrito, en esta depresión ocurre todo lo contrario: su lecho corresponde a una superficie de bajo relieve (SAlg) bien conservada que tiene más bien el aspecto de un pediplano. Dado lo anterior, hay dos posibilidades que explican esta situación: 1) la erosión no es un proceso relevante en el desarrollo de la Depresión de Domeyko, lo que se contrapone con la clara relación con las litologías que presenta ó 2) la depresión sí tiene un origen erosivo, al menos en parte, pero los rasgos morfológicos que registran este proceso fueron degradados por un evento de erosión posterior no incisivo, sino más bien aplanador.

No es claro qué tipo de mecanismo podría explicar esta transición desde incisión por drenajes laterales a pedimentación. En este caso se plantea como posible explicación una disminución de la descarga, la que puede haberse ocasionado por un cambio climático o por una reorganización de la red de drenaje.

Es importante explicitar que el modelo de formación de la Depresión Central planteado para la zona central (Farías, 2007; Farías et al., 2008a,b) considera que el alzamiento afecta a todo el antearco como un solo bloque y no que se alza la Cordillera Principal en forma independiente del resto del antearco, aunque debe quedar claro que las cantidades de alzamiento son mayores en este último dominio. Una posible evidencia de que un alzamiento de todo el antearco habría ocurrido en el área de estudio es la presencia de una superficie de bajo relieve al oeste del área de estudio, en el dominio de la Cordillera de la Costa (Figura 5.2), la que de acuerdo a sus características podría correlacionarse con SLS-SSF.

Luego, resulta muy probable un control erosivo en el desarrollo de la Depresión de Domeyko; sin embargo, debe tenerse en cuenta que los procesos tectónicos no dejan de tener un

papel fundamental, ya que sería el alzamiento el que genera un pulso de incisión que se propaga aguas arriba, permitiendo el desarrollo de drenajes laterales.

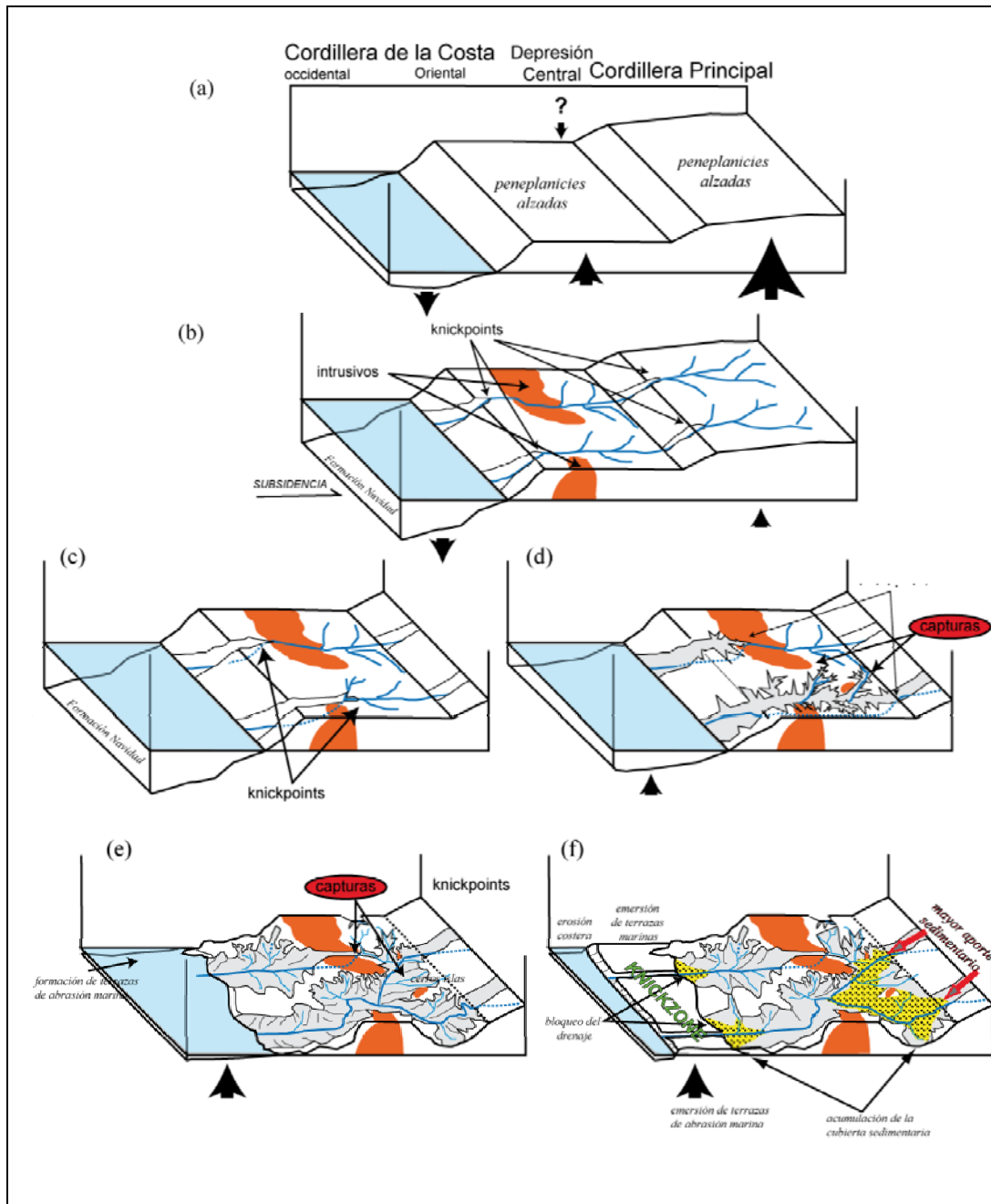


Figura 5.1: Modelo de evolución de la Depresión Central entre 33° y 35° S tomado de Farías (2007). (a) Condiciones iniciales dadas por el alzamiento regional de superficie. (b) Respuesta inmediata de la erosión formando empinados *knickpoints* separados uno de otro a la misma distancia en ambos ríos mayores. (c) Retención del *knickpoint* a su arribo a los afloramientos de cuerpos graníticos y rápido retroceso en litologías menos resistentes. (d). Crecimiento de la red de drenaje del río cuyo *knickpoint* retrocede más rápido e inicio de capturas. (e) Captura del río principal y abandono de la red cuyo *knickpoint* está retenido por los cuerpos graníticos. (f) Alzamiento del borde costero que induce la acumulación sedimentaria, y mayor ingreso de sedimentos en la depresión debido a la mayor erosión en la Cordillera Principal e inicio de las glaciaciones montañosas.

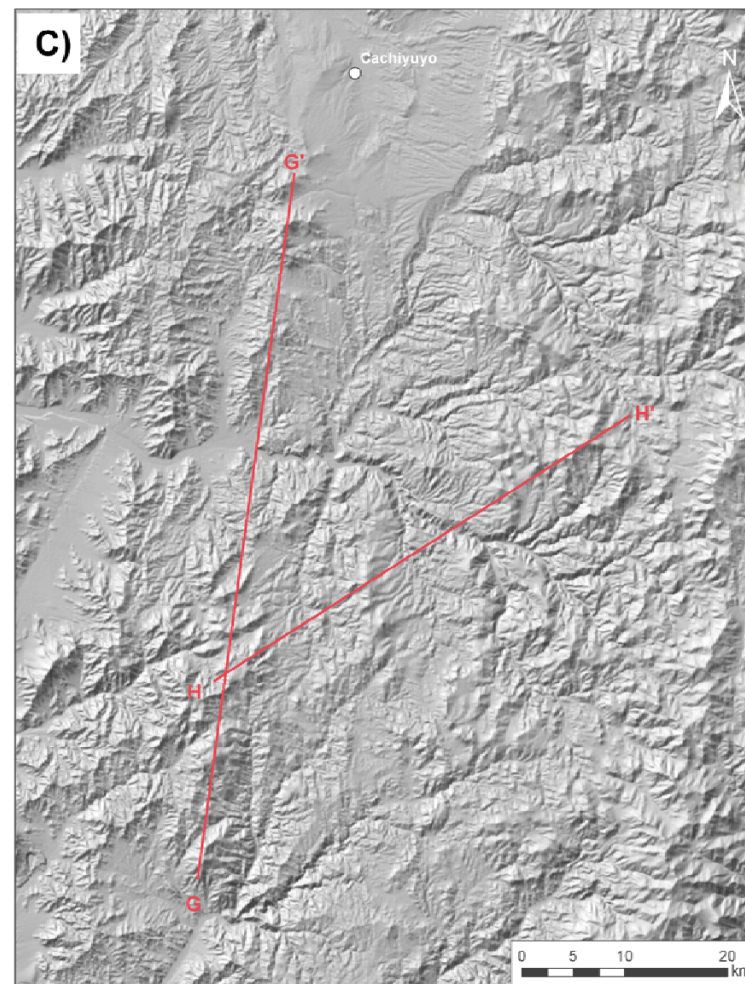
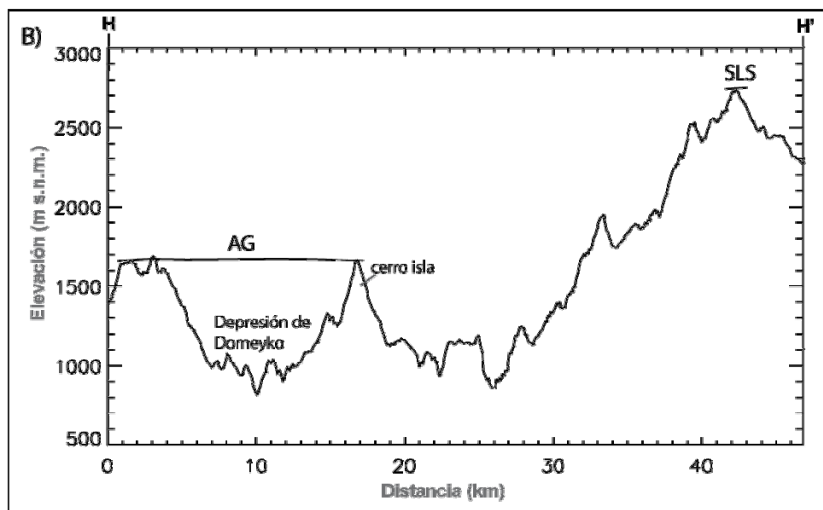
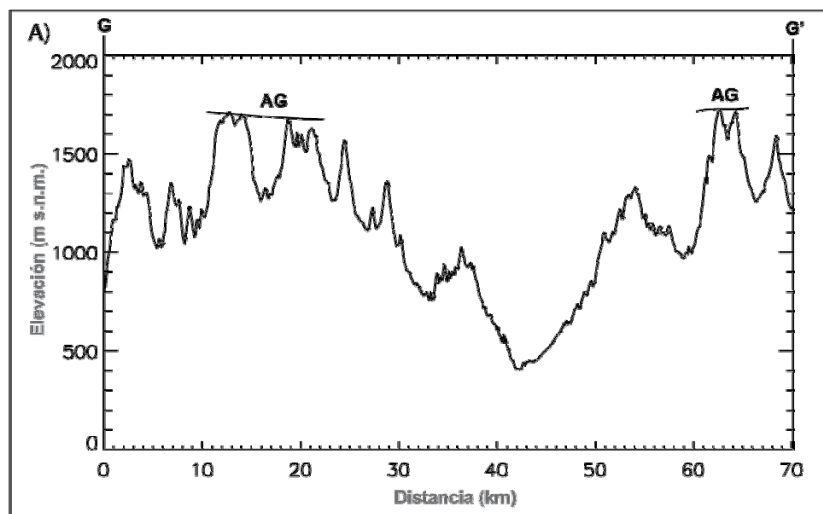


Figura 5.2: A) Perfil topográfico donde se identifica una superficie de bajo relieve (AG) presente al oeste del área de estudio en el dominio de la Cordillera de la Costa. B) Perfil topográfico donde se identifica la superficie de bajo relieve AG y SLS. C) Relieve sombreado de la parte sur de la Depresión de Domeyko donde se muestra la ubicación de los perfiles topográficos de A) y B).



## **5.2. Erosión y Agradación en la Depresión de Domeyko**

La sucesión de eventos interpretada en la Depresión de Domeyko sugiere una pérdida de la capacidad de transporte, la cual se tradujo en el fin de un proceso de pedimentación y el comienzo de uno de agradación. Esta pérdida de la capacidad de transporte puede deberse a los siguientes factores:

- Cambio climático que genere una disminución del flujo de agua aportado a la cuenca (e.g. Nalpas et al., 2008)
- Subida del nivel base, que puede ser causada por un aumento en el nivel del mar o porque el drenaje se vuelve endorreico debido a perturbaciones de origen tectónico (e.g. Riquelme et al., 2003).
- Reorganización de la cuenca de drenaje que implique una disminución de su área drenada, provocando una disminución de la descarga. Este proceso resultaría particularmente efectivo en el área de estudio, debido a que la mayor parte de la recarga hidrológica se genera en las partes altas de las cuencas.

Por el momento no es posible descartar ninguna de estas posibilidades. Si se logra acotar la edad de este evento (ver sección 5.3.) podría evaluarse la coincidencia temporal con un cambio climático, cambio eustático o algún evento de deformación.

## **5.3 Correlación de los eventos locales con procesos de carácter regional**

Para ninguno de los eventos identificados a partir del análisis de superficies se cuenta con edades absolutas, lo que dificulta enormemente la interpretación. Correlacionando los eventos locales con otros de carácter regional, es posible tener una idea de la cronología absoluta de estos acontecimientos, lo que permite además establecer una relación entre la evolución local y la evolución andina en general.

Hasta ahora se sabe que el área fue afectada por un evento de deformación (plegamiento) Cretácico Superior o posterior y previo a la actividad de las fallas (FAB y FV). Por lo tanto, este evento de plegamiento puede ser atribuido a la fase de deformación ocurrida a fines del Cretácico Superior-comienzos del Paleógeno (Fase K-T) o a la etapa compresiva ocurrida en el Eoceno medio (Compresión Incaica). El mismo razonamiento puede hacerse para la actividad de las fallas, ya que de acuerdo al análisis morfológico y a la información recopilada de trabajos anteriores de carácter regional (Maksaev et al., 1984; Moscoso y Mpodozis, 1988; Nasi et al. 1990), la actividad de la FAB y de la FV, responsable del desarrollo de los frentes cordilleranos, está acotada entre el Paleoceno y el Mioceno inferior, por lo que dicho evento puede ser atribuido a la Fase Incaica o a la Fase Pehuenche. Establecer la edad de alguno de estos sucesos es importante, ya que a partir de ello es posible acotar la edad del resto de los eventos. A

continuación se analizan y discuten las posibles edades de la actividad de la FAB y de la FV y las implicancias de cada una de estas posibilidades.

### **5.3.1 Alzamiento durante la Fase Incaica (Eoceno medio-Eoceno superior)**

Esta posibilidad tiene las siguientes implicancias:

1) La Formación Cerrillos fue plegada en el Cretácico Superior-Paleoceno, ya que no existen registros de otros períodos compresivos que puedan explicar esta configuración.

2) La etapa erosiva que permitió la formación de SLS-SSF se desarrolló entre el Paleoceno y el Eoceno inferior.

3) En el Eoceno medio-Eoceno superior se formó un relieve en el actual dominio de la Cordillera Principal Occidental y Cordillera Principal Central, lo que geomorfológicamente se tradujo en la formación de los frentes cordilleranos F1 y F2 y el comienzo de la degradación de SLS-SSF. Este evento se correlacionaría con la deformación ocurrida más al norte durante la Fase Incaica (i.e., entre 24° y 27° S), donde aún se conserva parte del relieve generado (Relieve Incaico). De esta manera, el relieve que hoy se observa en el área de estudio al oeste del frente cordillerano F2, correspondería a una extensión hacia el sur del Relieve Incaico. Esta interpretación concuerda con la prolongación hacia el sur del Relieve Incaico planteada por Charrier et al. (2007) (ver Figura 5.3), ya que el relieve del área coincide espacialmente con las unidades magmáticas arco-intra arco del Cretácico Superior-Paleógeno Temprano y con depósitos acumulados en las cuencas extensionales asociadas. Además, se ubica justo al este del área donde actualmente se encuentran depósitos detríticos que han sido correlacionados con las Gravas de Atacama. (Figura 5.3). Es importante explicitar que, de acuerdo a los rasgos morfológicos observados más al oeste, es probable que este relieve se haya extendido hasta el dominio de la Cordillera de la Costa (Figura 5.2), por lo que el alzamiento habría afectado a todo el antearco, de manera similar a lo planteado por (Farías, 2007; Farías et al., 2008a,b).

4) Después del Eoceno medio-Eoceno superior, probablemente durante el Oligoceno, se produjo erosión al oeste de la FAB (excavación de la Depresión de Domeyko y posterior pedimentación). Luego, debido a una disminución de la capacidad de transporte, comenzó el relleno y la consecuente pedimentación relacionada al nuevo nivel base.

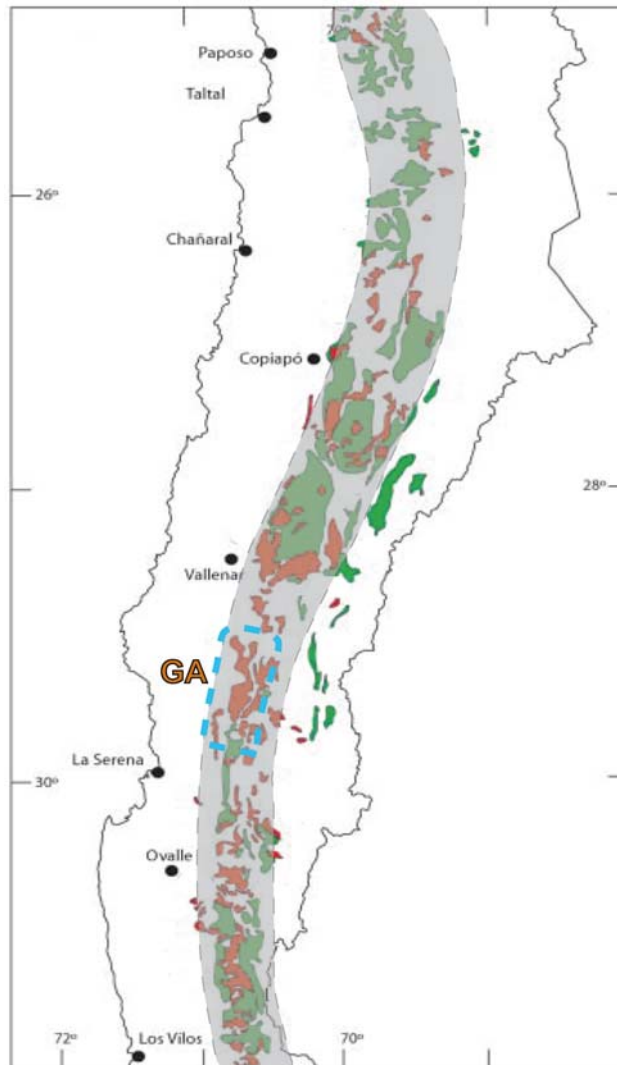


Figura 5.3: Prolongación hacia el sur del Relieve Incaico basado en Charrier et al. (2007). Notar la concordancia que existe entre dicha extensión y la ubicación del relieve observado en el sector oriental del área de estudio (indicado de manera aproximada por la línea discontinua celeste). GA indica la ubicación de los depósitos semi-consolidados presentes en el área de estudio, los cuales Moscoso et al. (1982) correlacionan con las Gravas de Atacama

### 5.3.2 Alzamiento durante la Fase Pehuenche (Mioceno inferior)

Esta posibilidad tiene las siguientes implicancias:

1) La Formación Cerrillos puede haber sido plegada en el Cretácico Superior-Paleoceno o durante la etapa de compresión incaica. La primera opción tiene las mismas implicancias que el análisis realizado en 5.3.1, salvo que el evento posterior de erosión habría durado más tiempo. Como se busca analizar posibilidades extremas, para la cronología de los siguientes eventos se considera como cierta la segunda opción, es decir, el plegamiento de Cerrillos ocurrió durante la Fase Incaica.

2) La etapa erosiva que permitió la formación de SLS-SSF se desarrolló entre el Eoceno medio-Eoceno superior y el Oligoceno superior-Mioceno inferior.

3) El relieve que aún se conserva en el dominio de la Cordillera Principal Occidental y Cordillera Principal Central, se formó en el Mioceno inferior, durante un evento de deformación ocurrido justo antes del cese de la actividad de las fallas inversas que se registra en la región (i.e., entre 28° y 31° S) (Moscoso y Mpodozis, 1988; Maksaev et al., 1984; Nasi et al., 1990) y que estaría relacionado con el aplanamiento de la zona de subducción y la extinción del arco (Kay et al., 1987; Moscoso y Mpodozis, 1988). La posibilidad de que el alzamiento que se produjo en esta etapa haya afectado a todo el antearco, también es válida en este escenario.

4) Los procesos post-fallamiento descritos en la sección 5.1 y 5.2 (pedimentación y posterior agradación-pedimentación), ocurrieron en el rango Mioceno inferior-Mioceno superior. En este caso el comienzo de la agradación en la Depresión de Domeyko se correlaciona bien con la transición a condiciones hiperáridas del Mioceno medio que ha sido registrada en gran parte del Desierto de Atacama (Mortimer, 1973; Mortimer y Saric, 1975; Tosdal et al., 1984; Alpers y Brimhall, 1988; Clark et al., 1990), por lo que la disminución en la capacidad de transporte de las redes de drenaje podría tener un origen climático.

### 5.3.3 Edad del Alzamiento

Cualquiera de estas sucesiones de eventos permiten explicar los rasgos morfológicos hoy presentes en el área de estudio. Por un lado, la primera posibilidad resulta más válida si se considera cierto que el Relieve Incaico se prolongó más al sur de los 27° S, sin embargo, la segunda opción se correlaciona mejor con eventos registrados más al este, entre 28° y 31° S (e.g. Maksaev et al., 1984; Kay et al., 1987; Moscoso y Mpodozis, 1988). Además, en el sector aledaño a la frontera entre Chile y Argentina, entre 29°20' y 30°30' S, Bissig et al. (2002) identifica tres superficies de pedimentación: Superficie Frontera-Deidad (15-17 Ma), Superficie Azufreras-Torta (12.5-14 Ma) y Superficie Los Ríos (6-10 Ma). La distribución, altura y pendiente de estas superficies, permiten hacer una buena correlación entre la superficie Frontera-Deidad y la superficie SLS-SSF del área de estudio. Lo anterior sugiere la existencia de un pediplano de dimensiones regionales que se desarrolló hasta el Mioceno inferior, hecho que concuerda con la posibilidad planteada en la sección 5.3.2. Debe considerarse que entre ambas superficies se observa un grado de conservación muy diferente (estando Frontera-Deidad mucho mejor preservada que SLS-SSF). Lo anterior puede deberse a que, dada la escasa a nula actividad de glaciares, la erosión aún no afectaría a las zonas más

orientales donde ha sido identificada la Superficie Frontera-Deidad. Aunque la correlación no será del todo confiable hasta que no se cuente con edades, el resto de los eventos regionales descritos para la región de subducción plana sugieren que el evento de alzamiento registrado en el área de estudio se correlaciona mucho mejor con la Fase Pehuenche.

#### **5.4. Posibles Controles en el Patrón de Pendientes de Canales**

La zona donde se concentran los más altos índices de empinamiento coincide, en general, con el dominio de la Cordillera Principal Occidental, lo que sugiere que existe una correspondencia clara entre comportamiento fluvial y rasgos topográficos. Si bien los índices de empinamiento dependen de la tasa de alzamiento, no es posible atribuir los patrones de pendientes observados sólo a este factor, ya que también influye la erodabilidad del lecho (que se cuantifica con el coeficiente de erosión  $K$ ), valor que a su vez es influenciado por la litología, el flujo sedimentario y la precipitación orográfica (cuando existe) (Kirby et al., 2003). Además, tal como ya ha sido planteado, debe tenerse en cuenta que existen otros factores externos que pueden influir en el comportamiento de los índices de empinamiento y que no están explícitamente incluidos en el modelo de incisión fluvial, tales como una caída del nivel base o el retroceso de escarpes (e.g. Kirby et al., 2003). A continuación se discute el grado de incidencia que podría tener cada uno de estos factores en el patrón de pendientes observado en el área de estudio.

##### **5.4.1. Litología**

Las variaciones en la resistencia litológica pueden ejercer un fuerte control en las pendientes de canales y en la morfología del paisaje (e.g. Hack, 1957, 1973; Moglen y Bras, 1995; Tucker y Slingerland, 1996). Esto se debe a las grandes diferencias en los coeficientes de erosión ( $K$ ) que pueden existir entre las litologías; de hecho, Stock y Montgomery (1999) estimaron que en regiones con litologías muy variables  $K$  puede llegar a variar en  $\sim 4$  órdenes de magnitud. Aunque estas variaciones podrían explicarse por diferencias climáticas, es claro que la calidad de la roca puede influenciar significativamente la incisión fluvial (Sklar y Dietrich, 1999; Stock y Montgomery, 1999).

De acuerdo con las observaciones realizadas en terreno, en el área de estudio no existen grandes variaciones en la calidad de la roca. Las únicas diferencias aparentes se encuentran entre las rocas intrusivas y las rocas estratificadas. De hecho, las primeras en general corresponden a los cerros y cordones montañosos más altos, mientras que en las segundas suelen presentarse las menores elevaciones. Esta situación es claramente corroborada por el hecho de que la Depresión de Domeyko (donde se observa una disminución generalizada de las elevaciones) se encuentra desarrollada sobre rocas estratificadas y delimitada por rocas intrusivas (Figura 5.4), lo que sugiere una importante influencia de la erosión en el desarrollo de este rasgo morfológico, de manera similar a lo que ocurre en la zona central (33°-35° S; Farias, 2007; Farias et al, 2008). En base a este criterio cualitativo se realizó una clasificación de las litologías según su resistencia a la erosión, estableciéndose las siguientes categorías (Figura 5.4):

- Resistencia a la erosión alta: rocas intrusivas.

- Resistencia a la erosión media: unidades estratificadas mesozoicas (Grupo Bandurrias, Grupo Chañarcillo y Formación Cerrillos).
- Resistencia a la erosión baja: depósitos semi-consolidados (Gravas de Atacama).
- Resistencia a la erosión muy baja: depósitos no consolidados recientes.

Al superponer los valores de  $k_{sn}$  sobre las diferentes unidades de resistencia (Figura 5.4) se puede evaluar de manera simple un posible control litológico en los patrones de empinamiento. Si éste existe, entonces debería verse una correlación entre las rocas más erodables y los más bajos índices de empinamiento. Esto ocurre en las subcuencas B y D, pero hay otros casos donde ocurre lo contrario (por ejemplo B' y A) o donde no se observa una relación aparente (por ejemplo A', E', F', C y F). Lo anterior indica que, pese a que existen diferencias en el grado de erodabilidad que presentan las rocas que conforman el lecho, éste factor no es capaz de explicar los patrones de empinamiento.

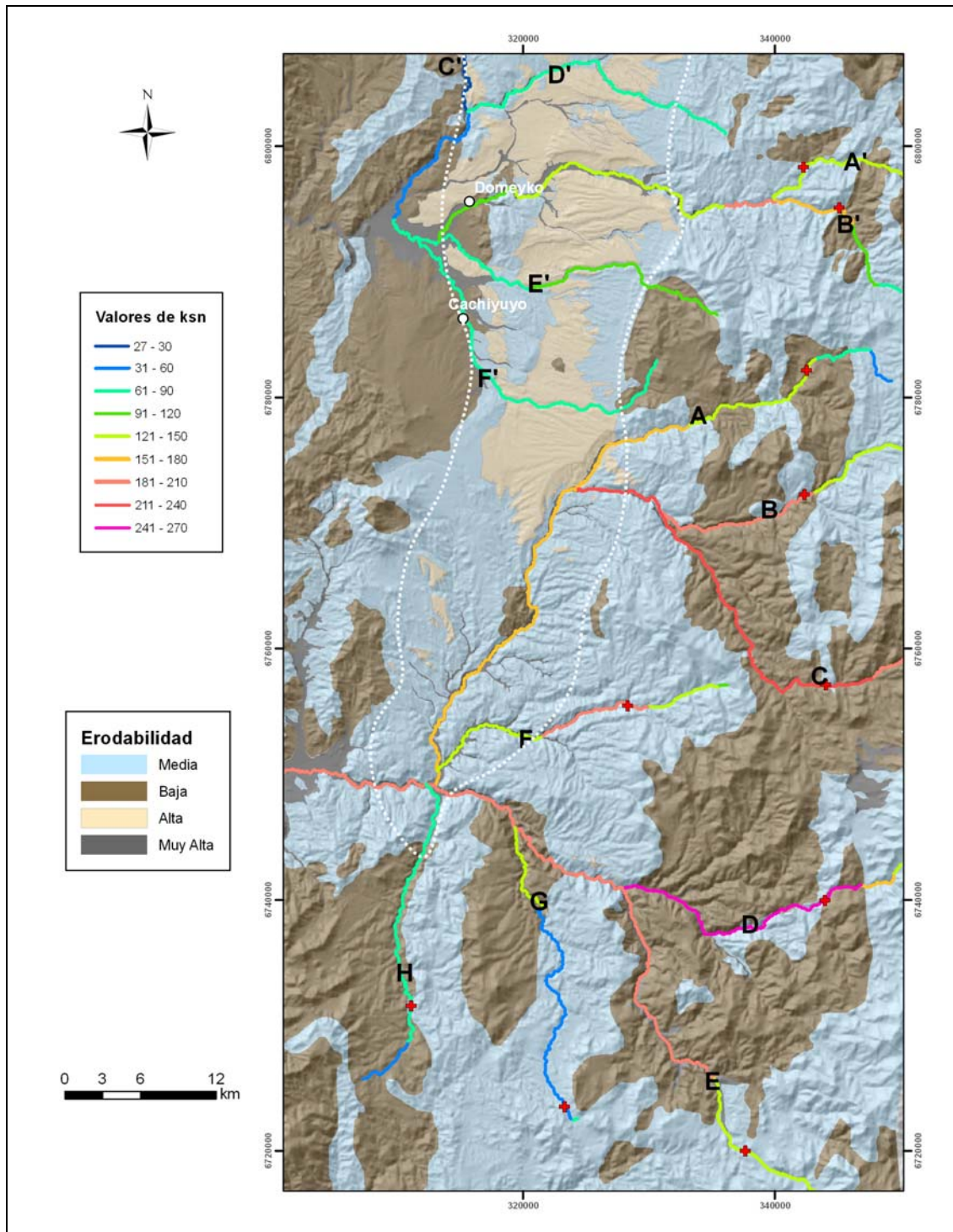


Figura 5.4: Mapa donde se sobreponen los valores de  $k_{sn}$  y los *knickpoints* (cruces rojas) sobre unidades litológicas con diferentes resistencias a la erosión (ver texto). La línea punteada blanca corresponde a la delimitación aproximada de la Depresión de Domeyko y los puntos blancos indican la ubicación de las principales localidades del sector (Gachiyuyo y Domeyko). La clasificación de unidades está basada en el mapa geológico de Moscoso et al. (1982) y en este trabajo.

### 5.4.2. Flujo Sedimentario

El hecho de que la CLC tenga canales con lecho rocoso-aluvial mezclado indica que el flujo sedimentario podría influenciar de manera importante los patrones de incisión del paisaje (Kirby et al., 2003), debido a su rol dual de fomento e inhibición de la erosión. A medida que la erosión aumenta debido a la mayor cantidad de herramientas abrasivas disponibles, las pendientes deberían disminuir al ir avanzando aguas abajo, pero si una cubierta sedimentaria comienza a proteger al lecho de la erosión, disminuyendo su coeficiente de erosión ( $K$ ), entonces las pendientes deberían tender a aumentar. Además existen otros factores que pueden complicar aún más la comprensión de este proceso, tales como el tamaño de grano y la aleatoriedad del aporte sedimentario (Sklar y Dietrich, 1998).

En las cuencas estudiadas, en general no se observa una correspondencia entre patrones de empinamiento y área drenada (Figura 4.13). Por ejemplo en las subcuencas A' y B', para áreas drenadas del orden de  $400 \text{ km}^2$  se observan valores de  $k_{sn}$  muy similares a los que se presentan en áreas menores a  $10 \text{ km}^2$ . En la mayoría de los casos, dentro de una misma subcuenca se observan sucesivos aumentos y disminuciones de los empinamientos a medida que se avanza desde la divisoria hacia el exutorio. Además, debe aclararse que si bien los mayores valores de  $k_{sn}$  se concentran en las partes medias-altas de las cuencas (aprox. en una franja N-S a NNE-SSW; Figura 4.13), allí las áreas drenadas no son similares, ya que cada subcuenca tiene diferentes cantidades y tamaños de tributarios aguas arriba de la franja.

Debe considerarse que aunque las subcuencas más pequeñas en general presentan empinamientos menores que las subcuencas mayores (Figura 4.13), este factor no es capaz de explicar el patrón general observado en el área y, por lo tanto, se infiere que hay otros agentes que controlan las pendientes de los canales analizados.

### 5.4.3. Precipitación Orográfica

El modelo de incisión fluvial asume precipitaciones constantes dentro de la cuenca de drenaje, sin embargo, haciendo algunas consideraciones simples dentro de la ley de potencia de escorrentía (*stream power law*), existen trabajos que demuestran que mayores montos de precipitación en torno a un frente cordillerano deberían estar acompañados de mayor erosión y, por lo tanto, menores pendientes (Roe et al., 2002; Whipple et al., 1999), ya que el río logra balancear el alzamiento de manera más eficiente.

En el área de estudio, pese a existir una aridez generalizada, hay una estrecha relación entre cantidad de precipitación y alturas, concentrándose los mayores montos en las cabeceras de los canales. Este comportamiento no debería ser reciente, considerando que el clima árido en el Desierto de Atacama es un fenómeno de largo plazo y que en el Mioceno superior, la Cordillera de los Andes ya alcanzaba elevaciones similares a las actuales (e.g. Gregory-Wodzicki, 2000).

Si los patrones de pendientes estuvieran controlados por las variaciones espaciales de precipitación, deberían encontrarse los mayores empinamientos hacia el oeste (zonas más bajas), lo que de ninguna manera ocurre.



Luego, en el área no se observa una relación entre los montos de precipitación y los valores de  $k_{sn}$ , por lo que se descarta un control de este tipo.

#### **5.4.4. Otros Factores**

Hasta ahora ha quedado claro que en las cuencas analizadas no existen variaciones en la erodabilidad y erosividad del lecho que sean capaces de explicar los patrones de empinamiento observados. Lo anterior indica que existe un control de otro tipo, el cual, de acuerdo a la distribución de los empinamientos, podría corresponder a una respuesta transitoria que se está propagando aguas arriba, o a variaciones espaciales en las tasas de alzamiento (e.g. Kirby et al., 2003). Ambas son analizadas a continuación.

##### **5.4.4.1. Respuesta Transitoria**

El análisis de perfiles longitudinales indica un estado transitorio, donde los *knickpoints* están migrando hacia las cabeceras para ajustarse a una perturbación, la cual no necesariamente tiene un origen tectónico. Sin embargo, debe recordarse que esta condición fue observada en toda la CLC, pero sólo en las partes altas de la CCh. Si los patrones de empinamientos se deben sólo a un proceso de ajuste transitorio, entonces puede interpretarse que en la CCh las subcuencas más pequeñas ya lograron ajustarse a la perturbación. Pero, considerando que ambas cuencas han estado sometidas a condiciones hidrológicas similares ¿por qué las subcuencas pequeñas logran ajustarse en la CCh pero no en la CLC? Una explicación es que la perturbación que causó esta respuesta transitoria, en la CCh se haya generado más cerca de las divisorias, por ejemplo, debido a una falla de traza NNE-SSW. Sin embargo, este tipo de rasgos no se observa en el área, resultando mucho más probable que la CCh tenga variaciones en su comportamiento dinámico y que dentro del dominio de la Depresión de Domeyko su comportamiento sea limitado por el transporte, lo que genera que no se observen evidencias de su estado transitorio (Willgoose, 1994). Whipple y Tucker (2002) interpretan estas eventuales transiciones desde condiciones limitadas por la incisión a condiciones limitadas por el transporte, como una característica común de paisajes en declinación.

Luego, una respuesta transitoria provocada por la propagación de una onda de incisión desde el oeste de la Depresión de Domeyko, es capaz de explicar los patrones de empinamiento observados en el área. El hecho de tener una franja de altos  $k_{sn}$ , de ancho variable y alargada en una dirección aproximada N-S, se explica porque actualmente la onda de incisión en migración se encuentra en el dominio de la Cordillera Principal Occidental.

##### **5.4.4.2. Variaciones Espaciales en las Tasas de Alzamiento**

Esta segunda opción indicaría que el dominio de la Cordillera Principal Occidental se ha estado alzando más rápidamente que el resto del área, al menos desde que comenzó la incisión, lo que implicaría un alzamiento relativo de este dominio con respecto al ubicado hacia el este y oeste. Dado que no se registra la existencia de fallas activas que pudieran

acomodar este alzamiento, la única opción sería que existiera una flexura en el sector de la Cordillera Principal Occidental. Sin embargo, en el área no se observa ningún rasgo que apoye esta idea, como por ejemplo una topografía abombada o fallas normales, por lo que se descarta esta posibilidad.

#### **5.4.4.3. Origen de la Respuesta Transitoria**

Los patrones de empinamientos observados en el área se explican por el estado transitorio de un paisaje en declinación, en el cual hay una onda de incisión que viene propagándose desde el oeste y en la actualidad se encuentra en el dominio de la Cordillera Principal Occidental. Esta onda de erosión puede haberse originado producto de una caída relativa del nivel base o de un cambio climático.

Existen evidencias que permiten interpretar que en el Desierto de Atacama se produjeron cambios climáticos en el Mioceno superior (Reich et al., 2009) y en el Plioceno (Hartley y Chong, 2002; Reich et al., 2009). Zaprowski et al. (2005) plantean que al pasar desde un clima estable a un clima más variable e inestable se generarían perfiles de canales más cóncavos, es decir, habría un ajuste de los perfiles, pero éste sería relativamente uniforme a lo largo de los canales de la cuenca (ver Figura 4.3A). Luego, un cambio climático que haya generado un pulso de incisión no permite explicar que éste se haya propagado desde el oeste y, por lo tanto, se descarta que deba su origen a un cambio climático. Esta onda de incisión se atribuye más bien a una caída relativa del nivel base, la cual puede tener un origen tectónico o simplemente eustático.

La cantidad de incisión en la CLC y en su vecina la CCh puede ser medida en las zonas donde la superficie SLa-SCorr es cortada por canales fluviales. En algunos sectores de la Cordillera Principal Occidental en el área de estudio, la incisión es superior a los 400 m.

Durante el Neógeno, las variaciones en el nivel del mar han sido siempre inferiores a los 250 m (Hardenbol et al., 1997), por lo tanto, este proceso no es capaz de explicar la cantidad de incisión registrada. En consecuencia, aunque no se descarta la influencia parcial de variaciones eustáticas, la caída relativa del nivel base que explica la incisión hacia el este, tendría un origen tectónico.

A partir de estudios sedimentológicos realizados en depósitos marinos de edad Mioceno-Pleistoceno que afloran unos 50 km al oeste del área de estudio (Formación Coquimbo; Paskoff, 1970, 1977; Herm and Paskoff, 1967; Paskoff et al., 1995; Fuenzalida et al., 1965; Benado, 2000), Le Roux et al. (2005) identifican un evento de rápido alzamiento que comienza en el Plioceno medio-Plioceno superior. Éste podría ser el responsable de la caída relativa del nivel base que genera la onda de incisión que hoy se encuentra unos 60 km más al este y de esta manera es posible inferir una edad para el comienzo de esta etapa incisiva que hasta la actualidad mantiene al paisaje en un estado transitorio.

## 5.5. Modelo Integrado de Evolución Geomorfológica en la parte sur de la Depresión de Domeyko

A partir del análisis de los rasgos morfológicos y morfométricos, y considerando las correlaciones realizadas con eventos de carácter regional, se ha establecido un modelo de evolución morfológica para la parte sur de la Depresión de Domeyko, el que consta de seis etapas y se describe a continuación.

- 1) *Oligoceno superior-Mioceno inferior*. Primer período de pedimentación (Ped 1). En esta etapa se habría desarrollado la superficie SLS-SSF, que habría abarcado toda el área comprendida entre la actual Cordillera de la Costa y Cordillera Principal. Es probable que esta superficie corresponda a la degradación de la prolongación hacia el sur del Relieve Incaico (Figura 5.5A) y, por lo tanto, se correlacionaría con el Pedimento de Choja (Galli, 1967), desarrollado en la Región de Tarapacá.
- 2) *Mioceno inferior*. Alzamiento del antearco y desarrollo de fallas de vergencia oeste en el sector oriental del área de estudio, cortando a la superficie de pedimentación desarrollada en la etapa anterior y dando origen a los frentes cordilleranos F1 y F2. (Figura 5.5B)
- 3) *Mioceno inferior-Mioceno medio*. Respuesta erosiva diferencial que habría permitido el desarrollo de drenajes laterales y el consecuente desarrollo de la Depresión de Domeyko. El relieve generado producto de la excavación habría sido posteriormente degradado por una segunda etapa de pedimentación que habría afectado al dominio de la Depresión de Domeyko (Ped 2). (Figura 5.5C)
- 4) *Mioceno medio-Mioceno superior*. Agradación en la Depresión de Domeyko que se debería a una pérdida de la capacidad de transporte de las redes de drenaje, la cual podría atribuirse a un aumento de la aridez relacionado con la transición a condiciones hiperáridas ocurrida en el Desierto de Atacama en el Mioceno medio. En este nuevo nivel base generado producto de la agradación habría comenzado a desarrollarse una pedimentación (Ped 3), la que habría suavizado parte del relieve previo remanente y se habría propagado hacia el este de F2. (Figura 5.5D)
- 5) *¿Plioceno?*. Evento de alzamiento que provoca una caída relativa del nivel base, generando una onda de incisión que comienza a propagarse aguas arriba. (Figura 5.5E)
- 6) *¿Plioceno?-Reciente*. Respuesta transitoria ante el evento de alzamiento de la etapa anterior, la cual se desarrolla en un paisaje en declinación. Consiste en la propagación de la incisión a través del paisaje, por medio de una continua migración de los *knickpoints* hacia las cabeceras, lo que se traduce en la degradación de los rasgos morfológicos previamente generados: superficies de bajo relieve, frentes cordilleranos y depósitos de la etapa 4). (Figura 5.5F)

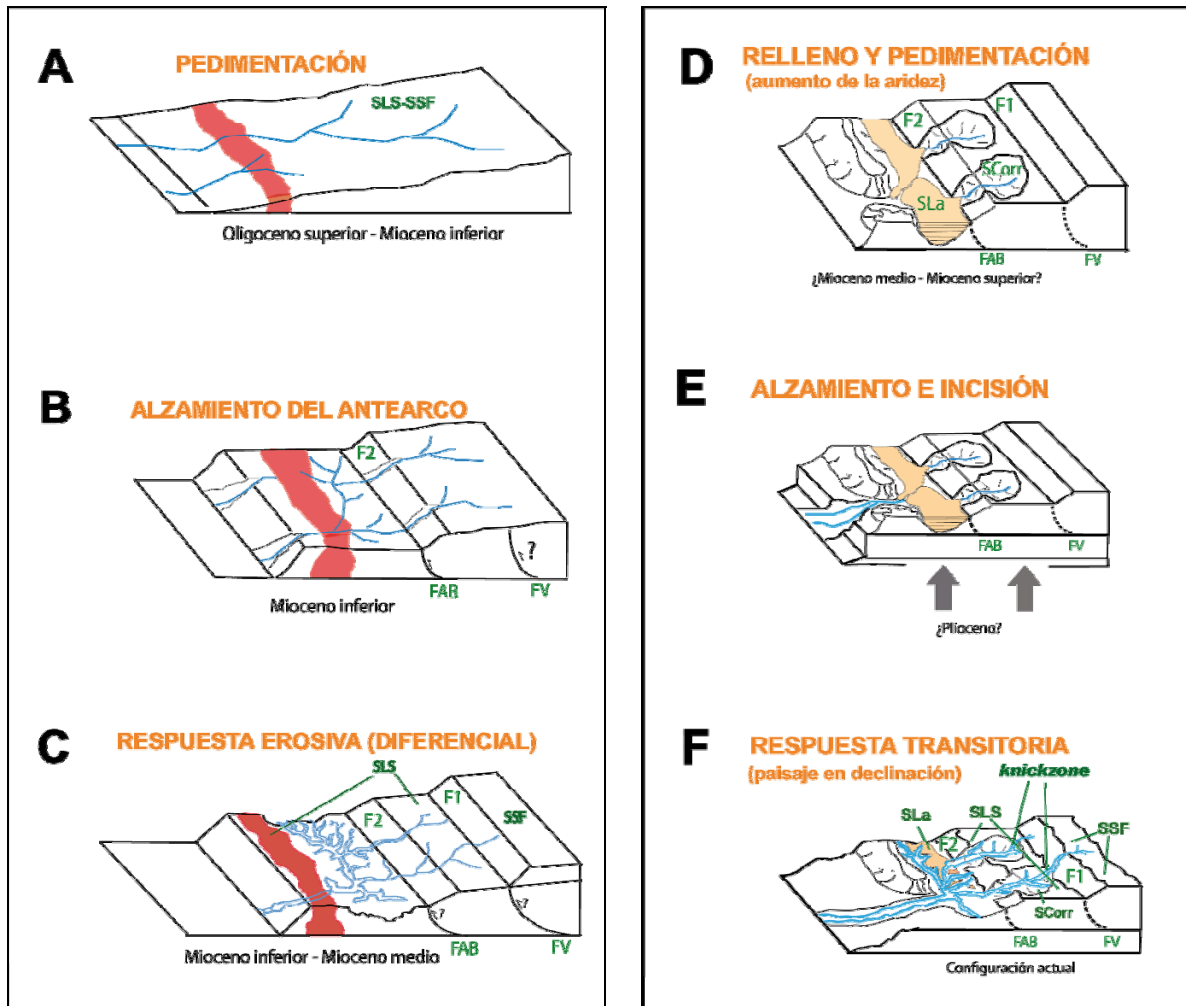


Figura 5.5: Modelo de evolución geomorfológica en la parte sur de la Depresión de Domeyko. Todas las edades han sido inferidas a partir de correlaciones regionales (ver texto). Las franjas de color rojo corresponden a rocas intrusivas.

## 6. Conclusiones

A partir de un análisis de los rasgos morfológicos y morfométricos del área de estudio, es posible identificar seis eventos mayores que han determinado la evolución geomorfológica neógena de la parte sur de la Depresión de Domeyko, dos de los cuales corresponden a pulsos de alzamiento. La correlación de estos eventos con otros de carácter regional permite acotar las edades de cada uno de ellos.

El primer pulso de alzamiento neógeno habría ocurrido en el Mioceno inferior y a éste período se asocia también el fallamiento inverso que da origen a los frentes cordilleranos que caracterizan la morfología actual.

La relación entre la morfología y la distribución de las unidades geológicas sugiere que la Depresión de Domeyko debe su origen a un proceso de erosión diferencial producido por el desarrollo de drenajes laterales, el cual habría surgido como respuesta al alzamiento del Mioceno inferior. Se identifica un período posterior de agradación, el cual evidencia una pérdida de la capacidad de transporte en los drenajes, la que podría estar relacionada con el aumento de la aridez ocurrida en el Mioceno medio.

El segundo pulso de alzamiento es inferido a partir del análisis morfométrico de las redes de drenaje. Éste indica una migración hacia las cabeceras de una onda de incisión producida por un alzamiento regional, probablemente ocurrido durante el Plioceno. El paisaje en la actualidad se encuentra en declinación, aún en un estado transitorio producto de este último evento de alzamiento.

Pese a haber estado sometidas a condiciones climáticas y geomorfológicas muy similares, las cuencas de drenaje Chañaral y Los Choros presentan comportamientos dinámicos diferentes. Los datos disponibles hasta ahora no permiten establecer el origen de estas diferencias. La obtención de edades absolutas para los rasgos geomorfológicos del área, permitiría complementar la información obtenida en este trabajo y acrecentaría aún más la utilidad de las herramientas morfométricas en el entendimiento de la evolución morfotectónica de la región.

## 7. Referencias

- Abad, E. 1976. Geología de la Precordillera al noreste de Vallenar, entre latitudes 28° y 28°30'S, provincia de Atacama. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 213p. Santiago.
- Aguirre, L. and Egert, E. 1965. Cuadrángulo Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, escala 1:50.000, Carta no. 15.
- Aguirre, L., Charrier, R., Davidson, J. *et al.* 1974. Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30–35°S) of the Southern Andes. *Pacific Geology*, 8, 1–38.
- Alpers, C.N. and Brimhall, G.H. 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile; evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100:1640–56
- Antonioletti, R. 1972. Los climas del Norte Chico. In Antonioletti, R., Schneider, H., Borcosque, J. L. Características climáticas del Norte Chico (26° a 33° latitud sur). *Inst. Invest. Rec. Nat. (IREN)*, p. 1-19. Santiago.
- Arabasz, W. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama fault zone in northern Chile. Ph. D. Thesis, Calif. Inst. Technol., 264p. Pasadena.
- Arévalo, C. 1995. Mapa geológico de la Hoja Copiapó, Región de Atacama. Escala 1:100.000, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Documentos de Trabajo 8.
- Arévalo, C. 2005a. Carta Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, escala 1:100.000, No. 91.
- Arévalo, C. 2005b. Carta Los Loros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, escala 1:100.000, No. 92.
- Aubouin, J., Borrello, A., Cecioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R. and Vicente, J.C. 1973b. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, 15(1/2), 11–72.
- Barazangi, M., and Isacks, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4, 686–692.
- Benado, D.E. 2000. Estructuras y Estratigrafía Básica de Terrazas Marinas en Sector Costero de Altos de Talinay y Bahía Tongoy: Implicancia Neotectónica. Memoria, Universidad de Chile. 78pp.
- Benda, L., and Dunne, T. 1997. Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks. *Water Resour. Res.* 33:2865–80
- Bloom, 1998. *Geomorphology, a systematic analysis of late cenozoic landforms*. Third edition, Department of Geological Sciences, Cornell University.

Boric, R., Díaz, F., and Maksaev, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Boletín 40.

Charrier, R., and Malumián, N. 1975. Orogénesis y epeirogénesis en la región austral de América del Sur durante el Mesozoico y el Cenozoico. Revista Asociación Geológica Argentina, 30(2), 193–207.

Charrier, R., and Vicente, J.C. 1972. Liminary and geosyncline Andes: major orogenic phases and synchronical evolutions of the central and Magellan sectors of the Argentine Chilean Andes. Solid Earth Problems Conference, Upper Mantle Project, Buenos Aires, 1970, 2, 451–470.

Charrier, R., Pinto, L., and Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Origen in Chile. Chapter 3. The Geology of Chile. The Geological Society, London, p. 21-114.

Clark, A.H., Tosdal, R.M., Farrar, E., and Plazolles, V.A. 1990. Geomorphologic environment and age of supergene enrichment of the Cuajone, Quellaveco, and Toquepala porphyry copper deposits, southern Peru: Economic Geology, v.85. p. 1604-1628.

Coira, B., Davidson, C., Mpodozis, C., and Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. Earth-Science Reviews, Special Issue, 18, 303–332.

Conn, H. 1974. Geología de la Hoja Chacritas, provincia de Atacama Chile. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 90 p. Santiago.

Cornejo, P., Matthews, S., and Pérez, C. 2003. The “K-T” compressive deformation event in northern Chile (24°–27°S). Proceedings 10th Congreso Geológico Chileno, Concepción.

Cornejo, P., Mpodozis, C., Ramírez, C. F., and Tomlinson, A. 1993. Estudio geológico de la región de Potrerillos y El Salvador (26°–27° Lat. S). Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Chile, Registered Report IR-93-01.

Crosby, B.T., and Whipple, K.X. 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand, Geomorphology, 82, 16–38.

Dedios, P. 1967. Cuadrángulo Vicuña, provincia de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica no. 16.

DGA. 2004. Modelo de simulación quebrada Los Choros. Evaluación de los recursos hídricos en la quebrada Los Choros, IV Región de Coquimbo. Informe Técnico, departamento de estudio y planificación de los recursos hídricos.

Dunne, T., and Leopold, L.B. 1978. Water in environmental planning: W.H. Freeman and Company, San Francisco, 818 pp.

Duvall, A., Kirby, E., and Burbank, D. 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California, J. Geophys. Res., 109

Fariás, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Farias, M., Carretier, S., Charrier, R., Martinod, J., Tassara, A., Encinas, A., and Comte, D. 2008a. No subsidence in the development of the Central Depression along the Chilean margin. In: 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts: 206-206.

Fariás, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., and Comte, D. 2008b. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S). *Tectonics*, 27.

Farrar, E., Clark, A., Haynes, J., Quirt, G., Conn, H., and Zentilli, M. 1970. K-Ar evidence for the post-Paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 10, 60–66.

Flint, J.J. 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge, *Water Resour. Res.*, 10, 969-973.

Fuenzalida, H., Cooke, R., Paskoff, R., Segerstrom, K., and Weishcet, W. 1965. High stands of Quaternary sea level along the Chilean coast. *Geological Society of America Special Paper*, 84, 473–496.

Galli, C. (1967). Pediplain in northern Chile and the Andean uplift. *Science*, 158, 653 – 655.

Gansser, A. 1973. Theories and facts on the Andes. *Journal of the Geological Society, London*, 129, 93–131.

Gregory-Wodzicki, K. 2000. Uplift history of the central and northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin*, 112(7), 1091–1105.

Hack, J.T. 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia Maryland. U.S. Geol.Surv. Prof. Pap. 294–B:97

Hancock, G.S., Anderson, R.S., and Whipple, K.X. 1998. Beyond power: Bedrock river incision process and form, in Tinkler, K. J., and Wohl, E. E., ed., *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*: Washington, D. C., American Geophysical Union, p. 35-60.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.C., and Vail, P.R. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T. & Vail, P.R. (eds): *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. - SEPM Spec. Publ.no 60, 3-13.

Harkins, N., Kirby, E., Heimsath, A., Robinson, R., and Reiser, U. 2007. Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 112.

Hartley, A.J., and Chong, G. 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: implications for the desertification of western South America. *Geology* 30:43–46



Hartley, A.J., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S.J., and Jolley, E.J. 2000. Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, 28, 331–334.

Herm, D., and Paskoff, R. 1967. Vorschlag zur Gliederung des masrinen Quartärs in Nord- und Mittel-Chle. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 10, 577–588.

Hodges, K.V., Wobus, C., Ruhl, K., Taylor, S., and Whipple, K. 2004. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 379-389.

Hovius, N., C. P. Stark, H. T. Chu, and Lin, J. C. Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt: Central Range, Taiwan, *J. Geol.*, 108, 73– 89, 2000.

Howard AD. 1980. Thresholds in river regimes. In *Thresholds in Geomorphology*, ed. DR Coates, JD Vitek, pp. 227–58. Boston: Allen Unwin.

Howard, A.D. 1987. Modelling fluvial systems: rock-, gravel- and sand- bed channels, in Richards, K., ed., *River channels*: New York, Basil Blackwell, pp. 69-94.

Howard, A.D. 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution, *Water Resour. Res.*, 30, 2261– 2285.

Howard, A.D. 1998. Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. See Tinkler&Wohl, pp. 297– 319.

Howard, A.D., and Kerby, G. 1983. Channel changes in badlands, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 739-752.

Howard, A.D., Dietrich, W.E., and Seidl, M. A. 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *J. Geophys. Res.*, 99, 13,971– 13,986.

Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., and Ando, C. J. 1983a. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 341–361.

Jordan, T.E., and Allmendinger, R.W.1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, Vol.286, p. 737-764.

Jurgan, H. 1977a. Zur Gliederung der Unterkreide-Serien in der Provinz Atacama, Chile. *Geologische Rundschau*, 66, 404–434.

Jurgan, H. 1977b. Strukturelle und lithofazielle Entwicklung des andinen Unterkreide-Beckens im Norden Chiles (Provinz Atacama). *Geotektonische Forschungen*, 52.

Kay, S.M., Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., and Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29° - 30.5°) over the zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, Vol.92, p. 6173 – 6190.

Kirby, E., and Whipple, K. 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream

profile analysis, *Geology*, 29(5), 415-418.

Kirby, E., Whipple, K., Tang, W., and Chen, Z. 2003. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles, *J. Geophys. Res.*, 108.

Kirkby, M.J. 1993. Network hydrology and geomorphology, in Beven, K., and Kirkby, M.J., eds., *Channel network hydrology*: Jhon Wiley & Sons Ltd, London, 218 pp.

Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., and Dewey, J. 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. In: BURG, J. & FORD, M. (eds) *Orogeny Through Time*. Geological Society, London, Special Publications, 121, 237–264.

Latorre, C., Moreno, P., Vargas, G., Maldonado, A., Villa-Martinez, R., Armesto, J.J., Villagran, C., Pino, M., Núñez, L. and Grosjean, M. 2007. Late quaternary environments and palaeoclimate. Chapter 12. *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, p. 309-328.

Le Roux, J.P., Gómez, C., Venegas, C., Fenner, J., Middleton, H., Marchant, M., Buchbinder, B., Frassienetti, D., Marquardt, C., Gregory-Wodzickih, K.M. and Lavenu, A. 2005. Neogene-Quaternary coastal and offshore sedimentation in north central Chile: Record of sea-level changes and implications for Andean tectonism. *Journal of South American Earth Sciences* 19 P. 83–98

Leopold, L.B. and Maddock, T. 1953. Hydraulic geometry of streams and some physiographic implications, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 252, 57.

Maksaev, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector oriental del Cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 31, escala 1:50.000.

Maksaev, V. 1979. Las Fases tectónicas Incaica y Quechua en la Cordillera de los Andes del Norte Grande de Chile. *Actas, II Congreso Geológico Chileno*, 1, p. B63-B77.

Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., and Nasi, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°–31°S): geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*, 21, 11–51.

Mégard, F. 1987. Cordilleran Andes and Marginal Andes: A review of Andean geology north of the Arica elbow (18ES). In *Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin*. Edited by J.W.H. Monger and J. Francheteau. American Geophysical Union – Geological Society of America, geodynamic Series, 18, 0. 71-95.

Montgomery, D.R., and Foufoula-Georgiou, E. 1993. Channel network source representation using digital elevation models, *Water Resour. Res.*, 29, 1178– 1191.

Montgomery, D.R., and Gran, K.B. 2001. Downstream variations in the width of bedrock channels. *Water Resour. Res.* 37:1841–46

Mortimer, C. 1973. Área Pan de Azúcar, Región de Atacama. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society, London*, 129, 505–526.

Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Geol. Soc. Lond., J.*, Vol. 129, Part 5, p. 505-526.

Mortimer, C., and Saric-Rendic, N. 1975. Cenozoic studies in northern Chile: *Geologische Rundschau*, Vol.64, p.395-420.

Moscoso, R.1977. Avance geológico de las hojas Vallenar – La Serena, escala 1: 250.000. *Inst. Invest. Geol.* (inédito), 39p. Santiago.

Moscoso, R. 1979. Geología de una franja transversal a la Cordillera de la Costa y Cordillera de los Andes a la latitud de Domeyko (29°S), Región de Atacama. Memoria de Titulo, Univ. Chile, Depto. Geol., 166p. Santiago.

Moscoso, R., and Mpodozis, C. 1988. Estilos estructurales en el Norte Chico de Chile, regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile*, Santiago, 15(2), 151–166.

Moscoso, R., Nasi, C., and Salinas, P. 1982a. *Geología de la Hoja Vallenar y parte Norte de la Hoja La Serena*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, 55.

Mourgues F.A. (2007). Paléontologie stratigraphique (Ammonites) et évolution tectono-sédimentaire du bassin d'arrière arc de Chañarillo (Berriasien-Albien, Nord du Chili). Unpublished PhD thesis, University of Toulouse III, France.

Mpodozis, C., Kay, S.M., Moscoso, R., and Nasi, C. 1988. Las secuencias volcánicas terciarias de la Alta Cordillera entre los ríos Copiapó y Huayco: Cambio geoquímicas ligados a la disminución del ángulo de subducción. In: congreso Geológico Chileno No. 5, Resúmenes. Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones, No. 39, p.267.

Nalpas, T., Dabard, M.P., Ruffet, G., Vernon, A., Mpodozis, C., Loi, C., and Hérail, G. 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales–Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control?. *Tectonophysics*.

Nasi, P.C., Moscoso, D.R., and Maksaev, J.V. 1990. Hoja Guanta, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Nro. 67: 1-140. Santiago.

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

Parker, G., and Izumi, N. 2000. Purely erosional cyclic and solitary steps created by flow over a cohesive bed, *J. Fluid Mech.*, 419, 203– 238.

Parrish, J.T., Ziegler, A.M., and Scotese, C.R. 1982. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeol. Palaeoclim. Palaeoecol.* 40:67–101

Paskoff, R. 1970. *Recherches Géomorphologiques dans le Chili semi-aride*. Biscaye Frères, Bordeaux.

Paskoff, R. 1977. The Quaternary of Chile: the state of research. *Quaternary Research*, 8, 2–31.

Paskoff, R., Leonard, E. M., Novoa, J., Ortlieb, L., Radke, U. y Wehmiller, J. F. 1995. Field meeting in the La Serena-Coquimbo Bay area (Chile). Guide Book for a Field Trip. IGCP Project 367, Ediciones ORSTOM.

Pazzaglia, F.J., Gardner, T.W., and Merritts, D.J. 1998. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces, in Tinkler, K. J., and Wohl, E. E., ed., *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*: Washington, D. C., American Geophysical Union, p. 207-235.

Pilger, R. H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London*, 141, 793–802.

Pineda, G., and Emparan, C. 2006. Geología del área Vicuña-Pichasca, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1.100.000.

Reich, M., Palacios, C., Vargas, G., Luo, S., Cameron, E.M., Leybourne, M.I., Parada, M.A., Zúñiga, A., and You, C.F. (2009). Supergene enrichment of copper deposits since the onset of modern hyperaridity in the Atacama Desert, Chile. *Mineralium Deposita*, DOI 10.1007/s00126-009-0229-3.

Reutter, K., Scheuber, E., and Chong, G. 1996. The Precordillera fault system of Chuquicamata, Northern Chile: evidence for reversals along arc-parallel strike-slip faults. *Tectonophysics*, 259, 213–228.

Reutter, K., Scheuber, E., and Helmcke, D. 1991. Structural evidence of orogen-parallel strike slip displacements in the Precordillera of Northern Chile. *Geologische Rundschau*, 80, 135–153.

Reutter, K. J. 2001. Le Ande centrali: elemento di un'orogenesi di margine continentale attivo. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, 37(1/2), 5–37.

Riquelme, R., Hérail, G.R., Martinod, J., Charrier, R., and Darrozes, J. 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S–28°S). *Geomorphology* 86, 283–306.

Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J., and Charrier, R. 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics*, 361, 255–275.

Rubey, W.W. 1938, The force required to move particles on a stream bed: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 189-E, pp. 120-141.

Safran, E. B., Whipple, K.X., Caffee, M., Bierman, P. R., Aalta, R., and T. Dunne. 2005. Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes, *Earth Surf. Processes Landforms*, 30, 1007– 1024.

Scheuber, E., and Andriessen, P.A.M. 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, 12, 243–257.

Scheuber, E., and González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic – Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°–26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18, 895–910.

Scheuber, E., and Reutter, K. J. 1992. Magmatic arc tectonic in the central. Andes between 21° and 25°S. *Tectonophysics*, 205, 127–140.

Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., and Reutter, K.J. 1994. Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In: Reutter, K. J., Scheuber, E., and Wigger, P. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes. Structure and Evolution of an Active Continental Margin*. Springer, Heidelberg, 121–140.

Shumm, P. 1977. *The fluvial system*: John Wiley & Sons, Inc., New York, 338 pp.

Scotese, C.R., Gahagan, L.M., and Larson, R.L. 1988. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics* 155: 27-48.

Seegerstrom, K., and Parker, R. 1959. Cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 1, no. 2, 1:50.000.

Seegerstrom, K. 1960. Cuadrángulo Quebrada Paipote, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 2, no. 1, 1:50.000.

Seegerstrom, K., and Ruiz, C. 1962. Geología del Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Carta Geológica de Chile, 1, no. 3, 1:50.000.

Seidl, M.A., and Dietrich, W.E. 1992. The problem of channel erosion into bedrock, *Catena supplement*, 23, 101-124.

Shackleton, N.P., and Kennet, J.P. 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 281, in Kennet, J.P., Houtz, R.E. *et al.* Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 29: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, p. 743-755.

Sillitoe, R. H., Mortimer, C., and Clark, A. H. 1968. A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, southern Atacama Desert, Chile. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy (Section B, Applied Earth Sciences)*, 77, B166–B169.

Sklar, L., and Dietrich, W. E. 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply, in *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 107, edited by K. J. Tinkler and E. E. Wohl, pp. 237– 260, AGU, Washington, D. C.

Sklar, L. S., and Dietrich, W. E. 2004. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load, *Water Resour. Res.*, 40.

Snyder, N. P., Whipple, K. X., Tucker, G. E., and Merritts, D. J. 2000. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino Triple Junction region, northern California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112(8), 1250-1263.

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, 211–215.

Steinmann, G. 1929. *Geologie von Peru*. Kart Winter, Heidelberg.

Stock, J.D. and Dietrich, W.E. 1998. Channel incision by debris flows: A missing erosion law?: *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, v.79, no.45, p.F366.

Strahler, A.N. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Am. Geophys. Union Trans.*, 38(6), p. 913-920.

Tarboton, D. G., Bras, R. L., and Rodriguez-Iturbe, I. 1989. Scaling and elevation in river networks, *Water Resour. Res.*, 25, 2037– 2051.

Tinkler, K.J., and Wohl, E. 1998. A primer on bedrock channels in *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 107, edited by K. J. Tinkler and Wohl, E. E. AGU, Washington, D. C.

Tosdal, R. M., Farrar, E., and Clark, A. H. 1984. K-Ar geochronology of the Late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 10, 157–173

Tucker, G.E., and Bras, R.L. 1998. Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. *Water Resour. Res.* 34 : 2751–2764.

Tucker, G. E., and Slingerland, R. 1994. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study, *J. Geophys. Res.*, 99, 12,229– 12,243.

Tucker, G. E., and Slingerland, R. 1996. Predicting sediment flux from fold and thrust belts, *Basin Res.*, 8, 329-349.

Twidale, C.R. 2004. River patterns and their meaning. *Earth-Science Review* 67, 159-218.

Vicente, J. C., Charrier, R., Davidson, J., Mpodozis, A. C., and Rivano, S. 1973. La Orogénesis Subhercínica: Fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes Argentino Chilenos centrales. 5th Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, 5, 81–98.

Vicente, J. C. 2005. La fase primordial de estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua: importancia de la fase pehuenche del Mioceno inferior, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (4): 672-684.

Whipple, K. X. 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 151– 185.

Whipple, K. X., and Tucker, G. E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *J. Geophys. Res.*, 104, 17,661– 17,674.

Whipple, K. X., G. S. Hancock, and R. S. Anderson 2000. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 490–503.

Whipple, K.X. and Tucker, G.E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geophys. Res.* 104:17661– 17674

Whipple, K. X., and Tucker, G. E. 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution, *J. Geophys. Res.*, 107(B2).

Willgoose, G., Bras, R.L. and Rodriguez-Iturbe, I. 1991. Acoupled channel network growth and hillslope evolution model. 1. Theory. *Water Resour. Res.* 27:1671–1684.

Willgoose G. 1994. A physical explanation for an observed area-slope-elevation relationship for catchments with declining relief. *Water Resour. Res.* 30:151–59.

Wobus, C. W., Hodges, K. V., and Whipple, K. X. 2003. Has focused denudation sustained active thrusting at the Himalayan topographic front?, *Geology*, 31, 861-864.

Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., and Sheehan, D. 2006a. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 398, 55-74.

Wobus, C.W., Crosby, B.T., and Whipple, K. X. 2006b. Hanging valleys in fluvial systems: Controls on occurrence and implications for landscape evolution, *J. Geophys. Res.*, 111.

Yrigoyen, M. 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(A): 169-190, Santiago.

Yrigoyen, M. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Mendoza. V.A. Ramos (Ed), Relatorio, 1: 123-148.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., and Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292:686–93

Zevenbergen, L. W. and Thorne, C.R. 1987. Quantitative Analysis of Land Surface Topography, *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 12, pp. 12.