



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DURANTE EL NEÓGENO DEL SECTOR QUEBRADA ALGARROBAL, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE (28°15'-28°45'S)

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

KATHERINE EVELYN PINOCHET OVIEDO

PROFESOR GUÍA:
GERMÁN AGUILAR MARTORELL

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SÉBASTIEN CARRETIER
KATJA DECKART

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto FONDECYT 11121529

SANTIAGO DE CHILE
2013

RESUMEN

Este trabajo consiste en estudiar la evolución geomorfológica del Frente de Montaña asociado a la Cordillera Frontal durante el Neógeno, entre los 28°15' y 28°45' S, al noreste de la ciudad de Vallenar. Con el fin de evaluar la influencia de los factores tectónicos y erosivos en la formación, preservación y degradación del Frente de Montaña, se realizan análisis morfométricos en la cuenca de drenaje de la Quebrada Algarrobal y análisis de los rasgos geomorfológicos del Neógeno preservados en el sector sur de la Quebrada Algarrobal, tales como pedimentos, frentes topográficos y *knickpoints*. Autores de numerosos estudios han utilizado los pedimentos como base para evaluar la evolución geomorfológica del paisaje andino neógeno. Estos rasgos corresponden a superficies casi planas, escasamente degradadas por la incisión de los sistemas fluviales y que resultan de un balance entre alteración del sustrato y transporte de sedimentos.

A partir de análisis geomorfológicos, se definieron y agruparon remanentes de pedimentos separados por cuatro frentes topográficos, mostrando en conjunto, una morfología escalonada de cinco pediplanicies. Las cuatro pediplanicies orientales son de carácter degradacional, y la última, corresponde a una superficie agradacional. Según los parámetros morfométricos de las subcuencas tributarias estudiadas, estas representarían paisajes transitorios que preservan remanentes heredados; y según la morfometría de los canales principales, se identificaron cinco *knickpoints*, cuatro de ellos a lo largo de la Quebrada Algarrobal.

Integrando los antecedentes de la zona, los análisis morfométricos y geomorfológicos de este trabajo y las correlaciones realizadas con eventos de carácter regional y local es posible identificar cinco eventos mayores en la evolución geomorfológica neógena del Frente de Montaña: (1) Oligoceno – Mioceno inferior: desarrollo de una extensa pediplanicie; (2) Mioceno inferior: pulso de alzamiento que genera la dislocación de la pediplanicie previamente formada y el origen del Frente de Montaña, como una unidad fisiográfica independiente, heredando la orientación NNE-SSW de la deformación incaica; (3) Mioceno inferior – Mioceno medio: respuesta erosiva al alzamiento, cuya agradación y posterior acumulación de sedimentos habría generado un nuevo nivel de base, favoreciendo el desarrollo de pedimentos en altitud encajados a la pediplanicie previamente alzada; (4) Mioceno medio, nuevo pulso de alzamiento que habría involucrado a todo el antearco; (5) Mioceno superior – Plioceno: respuesta erosiva al alzamiento anterior, determinada por procesos incisivos que habrían afectado a las pediplanicies previamente desarrolladas.

Así, se sugiere que la formación del Frente de Montaña, a la latitud del valle del Río Huasco, estaría controlada por procesos erosivos que afectaron a una extensa pediplanicie alzada, cuya degradación habría generado pedimentos encajados en altura y disrupciones geomorfológicas tanto en el relieve de los fondos de valles como en los interfluvios. Estas geoformas estarían, principalmente, controladas por la heterogeneidad litológica, la que a su vez fue determinada por el magmatismo y la deformación acomodada por fallas durante el Paleógeno. Por otra parte, la formación y el desarrollo de pediplanicies en altura permiten afirmar que no todas las pediplanicies pueden ser consideradas marcadores de alzamiento.

DEDICO ESTA MEMORIA:

A DIOS; A MI AMOR Y COMPAÑERO DE VIDA, GREGORHY; A MIS PADRES,
MARCELINO Y CLAUDIA; A MI HERMANA, LORENA.

GRACIAS POR EL AMOR, LA COMPRENSIÓN Y EL APOYO ENTREGADO DURANTE
TODOS MIS AÑOS DE ESTUDIO.

"Porque desde la creación del mundo, las cualidades invisibles de Dios, es decir, su eterno poder y su naturaleza divina, se perciben claramente a través de lo que él creó, de modo que nadie tiene excusa".

Romanos 1:20 (NVI)

AGRADECIMIENTOS

Un proyecto de investigación como este¹ nunca es el trabajo de una persona solamente. La contribución de distintas personas e instituciones, de distintas maneras, ha hecho esto posible. Me gustaría extender mis agradecimientos, especialmente, a los siguientes:

En primer lugar, quiero agradecer a Germán Aguilar, mi profesor guía, por su paciencia al enseñarme, por sus valiosas sugerencias durante las discusiones generadas, y por su constante apoyo y tremenda disposición a lo largo de este trabajo. También, agradezco mucho la atención y los consejos y comentarios de mis profesores co-guías, Sébastien Carretier y Katja Deckart.

Esta memoria fue posible llevarla a cabo gracias al financiamiento entregado por el Proyecto Fondecyt N°11121529, a cargo del Dr. Germán Aguilar. Agradezco, además, los beneficios económicos otorgados por la fundación Women's Auxiliary of AIME (WAAIME), presidida por la Sra. Benilda Dahmen, por la Fundación Moisés Mellado y por el Programa de Atención Económica (PAE) de la Universidad de Chile, durante mis años de estudio y los meses de realización de este trabajo.

Agradezco la gentileza y hospitalidad del personal de Teck-Relincho durante la campaña de terreno, quienes otorgaron información muy útil para complementar la investigación y nos permitieron alojar muy cómodamente en el campamento Relincho. Gracias a las memoristas Cindy Guaita y Katia Rossel, por la grata compañía durante esos días. Gracias a los geólogos Matías Peña, Esteban Salazar y María Pía Rodríguez, por facilitarme la útil información de sus trabajos en edición.

Mi gratitud también va dirigida al personal administrativo del departamento de Geología de la Universidad de Chile. Especialmente, agradezco a Blanca que, con tanta dedicación y disposición, me ayudó a gestionar tantos asuntos ininteligibles para mí. Agradezco, además, al AMTC de la Universidad de Chile por el espacio brindado para trabajar.

Gracias a mis amigos que fueron un pilar fundamental durante el desarrollo de este trabajo y durante toda mi carrera. A toda la comunidad Pdl, con quienes compartimos tantas lindas e inolvidables experiencias, recogidas de terrenos, clases, trabajos, almuerzos y largas jornadas de estudio. En especial, agradezco a Buki, Franny, Alvarito, Xio y Pía, por convertirse en más que compañeros de carrera; a mis amigas Laura, Makis y Paulita, mis partners espirituales que siempre están presentes; a Jejito, Fallilein y Tomasa, mis bachiamigos siempre unidos.

Especiales agradecimientos a mi mejor amigo y compañero de vida, Gregorhy, por su amor, entrega y apoyo incondicionales durante todo este proceso. También agradezco el infinito cariño y los tiernos consejos de mis padres, Marcelino y Claudia, y de mi hermana, Lorena. A ustedes cuatro, gracias por estar siempre a mi lado, apoyándome y animándome con tanto amor para desarrollar el mejor trabajo que podía llegar a hacer. Una mención honrosa a mi difunto abuelito, quien sembró en mí el deseo por el conocimiento, cuya cosecha está, en parte, plasmada en este trabajo.

Y, por sobre todo, agradezco a quien me proveyó de fuerzas, alegrías, desafíos y gracia para mi crecimiento durante esta investigación: mi mayor agradecimiento es para Dios.

¹ Acogida a la nueva normativa ortográfica según la RAE 2010.

Tabla de contenido

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Motivación y formulación del problema.....	1
1.2. Estudios anteriores sobre pedimentos en los Andes Centrales.....	4
1.2.1. Al norte de los Andes Semiáridos.....	4
1.2.2. En los Andes Semiáridos.....	5
1.2.3. Al Sur de los Andes Semiáridos.....	6
1.3. Hipótesis de trabajo.....	6
1.4. Objetivos.....	7
1.4.1. Objetivo General:.....	7
1.4.2. Objetivos Específicos:.....	7
1.5. Metodología general.....	7
1.6. Ubicación y accesos.....	8
2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS.....	11
2.1. Principales rasgos morfoestructurales regionales.....	11
2.2. Marco geotectónico.....	13
2.2.1. Evolución tectonoestratigráfica pre-Neógeno.....	13
2.2.2. Evolución tectonoestratigráfica a partir del Neógeno.....	16
2.3. Marco geológico local.....	18
2.3.1. Unidades mesozoicas.....	20
2.3.2. Unidades cenozoicas.....	20
2.3.3. Estructuras.....	22
2.4. Marco climático y paleoclimático.....	24
2.4.1. Clima regional.....	24
2.4.2. Variaciones climáticas en el Desierto de Atacama durante el Neógeno.....	26
3. MORFOMETRÍA DE LA CUENCA DE DRENAJE DE LA QUEBRADA ALGARROBAL ..	27
3.1. Marco conceptual.....	27
3.1.1. Componentes de una cuenca de drenaje.....	28
3.1.2. Caracterización morfométrica de cuencas de drenaje.....	29
3.1.3. Caracterización de la red de drenaje.....	33
3.1.3.1. Jerarquización de la red de drenaje.....	33
3.1.3.2. Análisis de canales.....	34

3.1.3.2.1.	Perfiles de <i>thalweg</i>	34
3.1.3.2.2.	Concepto de <i>knickpoint</i>	36
3.1.3.2.3.	Análisis de pendiente de <i>thalweg</i> y área drenada	37
3.1.3.2.4.	Condición ideal y anomalías en perfiles longitudinales	38
3.2.	Descripción de la cuenca de drenaje Algarrobal	41
3.3.	Procedimiento	43
3.3.1.	Procesamiento de imágenes.....	43
3.3.2.	Parámetros morfométricos	45
3.3.3.	Análisis de canales	46
3.3.3.1.	Jerarquización.....	46
3.3.3.2.	Análisis de pendiente y área drenada	47
3.3.3.2.1.	Elaboración de gráficos <i>log</i> (Pendiente) vs. <i>log</i> (Área Drenada)	47
3.3.3.2.2.	Identificación de <i>knickpoints</i>	52
3.4.	Resultados e interpretaciones	53
3.4.1.	Jerarquización de la red de drenaje	53
3.4.2.	Parámetros morfométricos	53
3.4.2.1.	Comentarios	55
3.4.3.	Análisis de canales	59
3.4.3.1.	Análisis Pendiente – Área drenada.....	60
3.4.3.2.	Perfiles de <i>thalweg</i>	67
4.	RASGOS GEOMORFOLÓGICOS DEL NEÓGENO PRESERVADOS EN EL SECTOR DE LA QUEBRADA ALGARROBAL.....	70
4.1.	Marco conceptual	70
4.1.1.	Definición de pedimento y pediplanicie.....	70
4.1.2.	Procesos formadores de pedimentos	72
4.2.	Procedimiento	73
4.2.1.	Perfiles topográficos.....	73
4.2.2.	Mapeo geomorfológico	73
4.3.	Caracterización de pediplanicies	75
4.3.1.	Definición de grupos de superficies	75
4.3.2.	Definición de pediplanicies	77
4.3.3.	Descripción de pediplanicies.....	78
4.3.3.1.	Pediplanicie 1 (P1)	78

4.3.3.2.	Pediplanicie 2 (P2)	80
4.3.3.3.	Pediplanicie 3 (P3)	82
4.3.3.4.	Pediplanicie 4 (P4)	83
4.3.3.5.	Pediplanicie 5 (P5)	85
4.4.	Correlaciones con superficies definidas por otros autores	86
4.4.1.	Superficie San Félix	86
4.4.2.	Superficie La Silla (SLS)	87
4.4.3.	Superficie Corredores.....	87
4.4.4.	Superficie Algarrobillo.....	88
4.4.5.	Superficie Las Lagunitas	88
5.	DISCUSIONES.....	90
5.1.	Definición de una nueva unidad fisiográfica: el Frente de Montaña.....	90
5.2.	Control litológico y estructural en la disposición de las unidades geomorfológicas.....	92
5.2.1.	Relación de pediplanicies con unidades geológicas.....	92
5.2.1.1.	Pediplanicies de carácter degradacional.....	93
5.2.1.2.	Pediplanicies de carácter agradacional.....	94
5.2.2.	Relación de frentes topográficos con unidades y rasgos geológicos.....	97
5.2.3.	Relación de <i>knickpoints</i> con unidades y rasgos geológicos	98
5.2.4.	Conjunción de geoformas a lo largo del <i>thalweg</i> de la Qda. Algarrobal.....	99
5.3.	Correlación con eventos locales y regionales.....	101
5.4.	Erosión versus tectónica en la formación del Frente de Montaña.....	102
5.4.1.	Procesos formadores de las pediplanicies	103
5.4.1.1.	Desarrollo de pediplanicies cercano al nivel del mar.	103
5.4.1.2.	Desarrollo de pediplanicies en altitud.	104
5.5.	Modelo de evolución geomorfológica neógena del Frente de Montaña	106
6.	CONCLUSIONES.....	109
7.	REFERENCIAS	111

Índice de Figuras

Figura 1.1. Relieve sombreado de los Andes entre los 26° y 32°S, construido con un modelo de elevación digital de la misión de la NASA (SRTM: Shuttle Radar Topography Mission). _____	3
Figura 1.2. Ubicación y accesos a la zona de estudio. Se destaca el proyecto Relincho, yacimiento de cobre y molibdeno, situado dentro del área de estudio delimitada por un cuadrángulo negro. Fuente: http://www.mapas.mop.cl . _____	10
Figura 2.1. A. Modelo de elevación digital de los Andes, entre los 15° y 40°S. B. Segmento del flat-slab que comprende las unidades morfoestructurales de la zona de estudio _____	12
Figura 2.2. Etapas y subetapas del ciclo andino (Charrier et al., 2009) _____	14
Figura 2.3. Oroclino de Vallenar. Modificado de Arriagada et al. (2009). _____	17
Figura 2.4. Mapa geológico regional 1:1.000.000 según SERNAGEOMIN (2003) acotado a la zona de estudio. _____	18
Figura 2.5. Leyenda de la Figura 2.4 (SERNAGEOMIN, 2003). _____	19
Figura 2.6. Distribución de las unidades plutónicas andinas. _____	21
Figura 2.7. Mapa de precipitaciones anuales en los Andes Semiáridos (27°-32°S) _____	25
Figura 3.1. Componentes de una cuenca de drenaje (modificado de Burbank y Anderson, 2011). _____	28
Figura 3.2. Componentes de un análisis hipsométrico (Strahler, 1952). _____	32
Figura 3.3. Diagrama mostrando jerarquización de la red de drenaje según Strahler (1957). _____	34
Figura 3.4. Condiciones lito-estructurales en la forma del perfil longitudinal para una corriente fluvial (Selby, 1985). _____	35
Figura 3.5. Interpretación de los datos pendiente-área drenada para una serie de datos ideales. Modificado de Duvall et al. (2004). _____	38
Figura 3.6. Esquemas de perfiles longitudinales (línea negra en la parte inferior de cada gráfico) y datos de pendiente y área drenada (línea negra en la parte superior de cada gráfico) mostrando estados de equilibrio y transitorios en diferentes casos. _____	40
Figura 3.7. Esquemas que muestran ejemplos idealizados de cuatro categorías de perfiles longitudinales identificados en Taiwán, junto con la información de pendiente y área drenada asociada _____	41
Figura 3.8. Imagen satelital que muestra los tributarios considerados (A, B, C, D y E) para los análisis morfométricos de cuenca y análisis de canales. _____	42
Figura 3.9. Red de drenaje de la cuenca de drenaje de la Quebrada Algarrobal _____	44
Figura 3.10. Relieve sombreado que muestra la delimitación de las 6 cuencas de drenaje a estudiar _____	45
Figura 3.11. Modelo de elevación digital indicando el recorrido seguido por la Quebrada Algarrobal y por cada tributario estudiado según los análisis de canales _____	47
Figura 3.12. Detalle de un meandro correspondiente a una sección de la Quebrada Algarrobal _____	48

Figura 3.13. Traza de perfiles longitudinales sobre una imagen ráster de área drenada (izquierda) y sobre un MNE (derecha).	49
Figura 3.14. Gráficos Área drenada (km ²) vs. Distancia (km).	50
Figura 3.15. Gráficos Elevación (m) vs. Distancia (m).	52
Figura 3.16. Gráficos que muestran relaciones basadas en las Leyes de Horton.	54
Figura 3.17. Curvas hipsométricas de las cuencas tributarias estudiadas.	55
Figura 3.18. Relaciones de parámetros morfométricos característicos de las cuencas asociadas a los Tributarios A, B, C, D y E.	56
Figura 3.19. Mapa litológico que incluye la delimitación de las cinco subcuencas estudiadas..	59
Figura 3.20. Gráficos log(Pendiente) vs. log(Área Drenada) (A) y perfil de thalweg (B) asociado al Tributario A.	61
Figura 3.21. Gráficos log(Pendiente) vs log(Área Drenada) (A) y perfil de thalweg (B) asociado al Tributario B..	62
Figura 3.22. Gráficos log(Pendiente) vs. log(Área Drenada) (A) y perfil de thalweg (B) asociado al Tributario C.	63
Figura 3.23. Gráficos log(Pendiente) vs log(Área Drenada) (A) y perfil de thalweg (B) asociado al Tributario D.	64
Figura 3.24. Gráficos log(Pendiente) vs. log(Área Drenada) (A) y perfil de thalweg (B) de la Quebrada Algarrobal, enfocado en el sector aguas arriba del exutorio de la subcuenca asociada al Tributario D_	65
Figura 3.25. Gráficos log(Pendiente) vs log(Área Drenada) (A) y perfil de thalweg (B) de la Quebrada Algarrobal, enfocado en el sector aguas abajo del exutorio de la subcuenca asociada al Tributario D _	66
Figura 3.26. Perfiles de thalweg para tributarios de orden de Strahler 3.	67
Figura 3.27. Ubicación en planta de knickpoints identificados	69
Figura 4.1. Evolución geomorfológica de un paisaje ilustrado en el Ciclo de Davis	72
Figura 4.2. Perfiles topográficos a lo largo de la cueca de estudio.	76
Figura 4.3. Mapeo de relictos de pediplanicies de la zona de estudio, a escala 1:100.000, incluyendo frentes topográficos y knickpoints.	77
Figura 4.4. A. Imagen satelital en planta indicando las pediplanicies P1 y P2, y los frentes topográficos (FT1, FT2 y FT3) y knickpoints (K2, K3, K4 y K5) asociados.	79
Figura 4.5. Histogramas de elevaciones (A) y pendientes (B) correspondientes a la Pediplanicie 1. ____	80
Figura 4.6. Fotografía tomada desde la pediplanicie P1 hacia el SW.	80
Figura 4.7. Fotografía tomada desde la pediplanicie P2 que muestra bolones autóctonos de intrusivos correspondientes al Complejo Plutónico Corral de Pircas.	81
Figura 4.8. Histogramas de elevaciones (A) y pendientes (B) correspondientes a la Pediplanicie 2. ____	81

Figura 4.9. A. Imagen satelital en planta, indicando las pediplanicies P1, P2, P3 y P4 y la posición de los frentes topográficos, FT2, FT3 y FT4, y de los knickpoints, K1 Y K2. _____	82
Figura 4.10. Histogramas de elevaciones (A) y pendientes (B) correspondientes a la Pediplanicie 3. __	83
Figura 4.11. Imagen satelital en planta, indicando las pediplanicies P3, P4 y P5 y la posición del frente topográfico FT4. _____	84
Figura 4.12. Histogramas de elevaciones (A) y pendientes (B) correspondientes a la Pediplanicie 4. __	84
Figura 4.13. Vista hacia el noroeste que muestra una superficie que representa a la pediplanicie P5. _	85
Figura 4.14. Histogramas de elevaciones (A) y pendientes (B) correspondientes a la Pediplanicie 5. __	85
Figura 5.1. A. Principales unidades fisiográficas de la zona de estudio _____	91
Figura 5.2. Relación entre las unidades geomorfológicas mapeadas con la litología (SERNAGEOMIN, 2003) y las principales fallas documentadas de la zona de estudio_____	95
Figura 5.3. A. Relieve sombreado de los Andes Semiáridos, construido con un modelo de elevación digital de la misión de la NASA: 'Shuttle Radar Topographic Mission' (SRTM3). _____	96
Figura 5.4. Perfil de thalweg de la Quebrada Algarrobal que incluye la posición aproximada de las geoformas identificadas y los contactos litológicos_____	100
Figura 5.5. Desarrollo de pediplanicies cercano al nivel del mar _____	104
Figura 5.6. Desarrollo de pediplanicies en altitud._____	105
Figura 5.7. Modelo de evolución geomorfológica para el Frente de Montaña durante el Neógeno ____	108

Índice de Tablas

Tabla 3.1. Valores interpretativos de la densidad de drenaje (Delgadillo y Páez, 2008). _____	31
Tabla 3.2. Parámetros morfométricos de las cuencas de drenaje en estudio. _____	54
Tabla 3.3. Knickpoints identificados, junto con la elevación y el área drenada aguas arriba. _____	68
Tabla 4.1. Altitudes mínima, máxima y media y pendientes media de los grupos de superficies identificadas en los cuatro perfiles longitudinales. _____	78

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación y formulación del problema

En los últimos 20 años, se ha instaurado el consenso de que los relieves de montaña son el resultado de factores tectónicos y climáticos, y de su interacción (*e.g.* Molnar y England, 1990). Algunos autores proponen que las fuerzas tectónicas son el factor de primer orden en la transformación del relieve andino (*e.g.* Schildgen *et al.*, 2007; 2010) y, por ende, el estudio de la magnitud de la incisión de valles pueden usarse para estimar la historia de alzamiento de cordones montañosos activos; por otra parte, hay quienes consideran que es el clima el factor principal en la configuración del paisaje y en su historia erosiva (*e.g.* Lamb y Davis, 2003). Considerando el hecho de que la orogénesis andina se encuentra bien documentada y que la posición latitudinal de la cadena andina se ha mantenido relativamente estable luego de los cambios climáticos en el Cenozoico, el margen andino se ha convertido en un escenario adecuado para estudiar la interacción entre los factores tectónicos y erosivos que afectan la configuración de una cadena montañosa (*e.g.* Aguilar *et al.*, 2013).

Diversos estudios geomorfológicos han analizado los pedimentos como una base para desarrollar deducciones sobre la evolución secuencial de los paisajes (Bloom, 1998). Los pedimentos corresponden a superficies lisas, ligeramente inclinadas (0-10°), cubiertas por una fina capa de regolito (Strudley y Murray, 2007). La identificación y descripción de una amplia gama de ambientes climáticos y litológicos ha llevado a algunos geomorfólogos a considerar la pedimentación como un proceso que gobierna el desarrollo del paisaje a los pies de las montañas de todo el mundo (*e.g.* King, 1953); sin embargo, los pedimentos suelen encontrarse en formaciones áridas desarrolladas en litologías resistentes a la meteorización (*e.g.* rocas

graníticas). Los procesos y mecanismos responsables para la formación de pedimentos aún no son comprendidos cabalmente, luego de más de un siglo de debate (Dohrenwend, 1994). A pesar de ello, se reconoce que estas superficies pueden resultar ser unos buenos marcadores de alzamientos, siempre y cuando los pedimentos formados representen el alzamiento de una superficie creada cerca de un nivel de base regional en un pasado muy distante.

Autores de numerosos estudios han utilizado los pedimentos como base para evaluar la evolución geomorfológica del paisaje andino neógeno (Figura 1.1) (*e.g.* Aguilar *et al.*, 2011, Farías *et al.* 2008; Bissig y Riquelme, 2009, 2010; Urresty, 2009; Garrido, 2009; Riquelme *et al.*, 2007, 2003; Bissig *et al.*, 2002). Según Aguilar *et al.* (2013), entre los 28,5° y 30,5°S, el relieve del frente de montaña, correspondiente al piedemonte que separa a la Cordillera Frontal de la Cordillera de la Costa, está asociado a la actividad del Sistema de Fallas Vicuña-San Félix que habría acomodado el alzamiento relativo de la Cordillera Frontal respecto a la Cordillera de la Costa durante el Oligoceno y Mioceno inferior. Además, los autores plantean que se habrían formado sucesivos escalones de pedimentos, encajados entre sí, como consecuencia de ese episodio tectónico, y posteriormente, como resultado de un nuevo episodio de alzamiento ocurrido durante el Mioceno medio, se habrían originado los valles actuales del antearco. Sin embargo, aún no se ha realizado una caracterización de las distintas unidades geomorfológicas que componen este frente de montaña.

La zona de estudio se enmarca dentro de los Andes semiáridos, correspondiente a una zona de transición entre el Desierto de Atacama hiper-árido hacia el norte de 27°S y el distintivo clima mediterráneo de Chile Central hacia el sur de 32° (Latorre *et al.*, 2007). Este segmento, también conocido como zona de subducción plana (*flat slab*; Baranzangi e Isacks, 1976; Yáñez *et al.*, 2002), se caracteriza por la ausencia de actividad volcánica, el desarrollo de valles fluviales transversales y la ausencia de la Depresión Central (*e.g.* Farías, 2007). Por ende, la configuración fisiográfica del segmento del *flat slab* consiste en dos unidades morfoestructurales mayores dispuestas en dirección N-S: la Cordillera de la Costa, por el oeste, y la Cordillera Frontal, por el este (*e.g.* Charrier *et al.*, 2007). Esta zona combina la presencia de sistemas fluviales bien desarrollados y jerarquizados, junto con la preservación de geoformas que registran su evolución a diferentes escalas de tiempo, lo que otorga un buen escenario para estudiar la evolución geomorfológica durante el Neógeno. En el contexto del margen andino, tanto el estudio de remanentes de superficies como el estudio de los valles actuales incisionados permiten la

reconstrucción de la historia de erosión asociada a diferentes eventos de alzamiento y/o cambios climáticos que han ocurrido durante el Neógeno (Aguilar, 2010).

La zona de estudio se ubica en la III Región de Atacama, al noreste de la ciudad de Vallenar, entre los 28°15' y 28°45' latitud Sur, inmediatamente al norte del valle del río Huasco (Figura 1.1). Con el fin de evaluar la influencia de los factores tectónicos y erosivos en la formación y degradación del frente de montaña asociado a la Cordillera Frontal, se estudian los relictos de pediplanicies y otras geoformas de la zona, para responder interrogantes como: ¿cuándo se formaron las superficies identificadas?, ¿cuáles son los procesos geológicos involucrados en la formación y desarrollo de estas superficies?, ¿pueden considerarse como

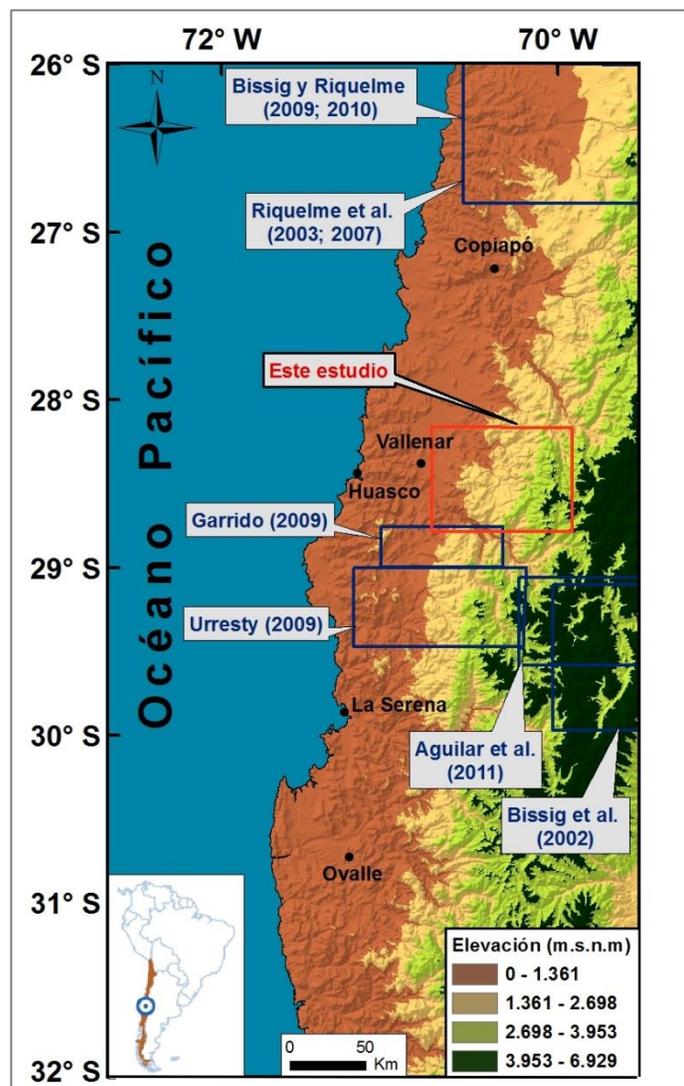


Figura 1.1. Relieve sombreado de los Andes entre los 26° y 32°S, construido con un modelo de elevación digital de la misión de la NASA (SRTM: Shuttle Radar Topography Mission). Se incluyen las zonas estudiadas en trabajos anteriores de acuerdo a la evolución de superficies de bajo relieve al norte y al sur de la zona de estudio, junto a las principales ciudades cercanas.

marcadores de pulsos de alzamiento? Para ello, se realizan análisis morfométricos en la cuenca de drenaje de la Quebrada Algarrobal y análisis geomorfológicos de los rasgos morfológicos del Neógeno preservados en el sector de la Quebrada Algarrobal. Los análisis morfométricos sirven para caracterizar y evaluar las variaciones en el grado de madurez del paisaje, e involucran la estimación de pendientes, de integrales hipsométricas y de densidad de drenaje, la construcción de curvas hipsométricas y análisis de gráficos $\log(\text{Pendiente})$ vs. $\log(\text{Área Drenada})$ y de perfiles de *thalweg*. Los análisis de los rasgos geomorfológicos involucran el estudio de frentes topográficos, *knickpoints*, y pedimentos que dominan los interfluvios de la cuenca de drenaje, cuyo reconocimiento y caracterización permiten establecer correlaciones espaciales y temporales a nivel regional. Es importante explicitar que la cabecera de la cuenca de drenaje de la Quebrada Algarrobal no se extiende hasta la alta cordillera; por lo tanto, los rasgos morfológicos que se pueden extraer de ella son el resultado de procesos erosivos y deposicionales locales; como consecuencia, se descartan aquellos procesos que ocurren a mayores altitudes de la Cordillera Frontal.

El área de estudio comprende el proyecto Relincho, un yacimiento de Cu-Mo vinculado al conjunto de pórfidos cupríferos pertenecientes a la Franja Metalogénica del Paleoceno a Eoceno Inferior (Maksaev, 2001). Particularmente, investigaciones como la expuesta en este trabajo, contribuyen información a la reconstrucción paleogeográfica del frente de montaña andino, lo cual tiene una directa implicancia con la exhumación de cuerpos mineralizados y la concentración de mineralización supérgena y de depósitos exógenos del norte de Chile.

1.2. Estudios anteriores sobre pedimentos en los Andes Centrales

Superficies planas y de bajo relieve han sido descritas e interpretadas en el centro y norte de Chile como relictos de pediplanicies. A continuación, se mencionan los trabajos realizados, de norte a sur, junto con una breve descripción:

1.2.1. Al norte de los Andes Semiáridos

Al norte de la zona de estudio, entre los 26° y 27°S, Bissig y Riquelme (2009; 2010; Fig. 1.1), distinguen tres superficies que representarían episodios sucesivos de formación de pedimentos separados por períodos de incisión, a causa del alzamiento de la Cordillera Frontal.

Estos pedimentos se agrupan en: la superficie Sierra Checos del Cobre, de probable edad oligocena; la superficie Asientos (>17,5 Ma) y el Pediplano de Atacama (15-10 Ma).

De acuerdo a estudios realizados por Riquelme *et al.* (2003; 2007; Fig. 1.1) entre los 26° y 28°S, la incisión definitiva de los pedimentos identificados y la formación de los cañones actuales, resultaría de un alzamiento regional que habría afectado a todo el antearco durante los últimos 10 Ma.

1.2.2. En los Andes Semiáridos

En la región de los Andes Semiáridos, Aguilar *et al.* (2011; Fig. 1.1) afirman que el paisaje del valle del Río Huasco es un paisaje en estado transitorio que aún no ha logrado el equilibrio geomorfológico, evidenciado por los pedimentos bien preservados en los interfluvios y por escarpadas cabeceras de los valles que representan las *knickzones* aguas abajo de los pedimentos. Entre los 29,5-30,5°S, Bissig *et al.* (2002; Fig. 1.1) diferenciaron tres superficies escalonadas en los interfluvios de la alta Cordillera Frontal, cuya cobertura volcánica permitió datarlos, mediante el método Ar-Ar, y diferenciarlos en: Superficie Frontera-Deidad (16±1 Ma; 4.600-5.300 m s.n.m.), Superficie Azufrera-Torta (13,2±0,8 Ma; 4.300–4.600 m s.n.m.) y Superficie Los Ríos (8±2 Ma; 3.800–4.300 m s.n.m.). Aguilar *et al.* (2011), utilizan las edades de estos pedimentos para calcular tasas de erosión, considerándolas como superficies de referencia. Así, estiman tasas de erosión asociadas al encajamiento de pedimentos durante el Mioceno medio entre 6 y 31 m/Ma y tasas de erosión para la incisión asociada a la formación de los actuales valles de entre 45 y 75 m/Ma, durante el Plioceno-Cuaternario.

Inmediatamente al sur de la zona de estudio, Garrido (2009; Fig. 1.1) y Urresty (2009; Fig. 1.1) estudiaron la evolución geomorfológica de la Depresión de Domeyko entre los 28°45' y 29°40' S durante el Neógeno. Urresty (2009) analizó cualitativa y cuantitativamente los rasgos geomorfológicos de dos cuencas hidrológicas ubicadas en el flanco oeste de la Cordillera de los Andes entre los 29°00' y 29°40'S (Cuenca de Drenaje Los Choros y Cuenca de Drenaje Chañaral), cuyas cabeceras coinciden con el límite oriental del frente de montaña que separa la Cordillera Frontal de la Cordillera de la Costa. Como resultado, definió cinco superficies de bajo relieve (de este a oeste): Superficie de Erosión San Félix (3.400-4.100 m s.n.m.), Superficie de Erosión La Silla (2.300-2.800 m s.n.m.), Superficie de Pedimentación Corredores (1.400-2.700 m

s.n.m.), Superficie de Erosión Algarrobillo (800-1.400 m s.n.m) y Superficie de Pedimentación-Deposición Las Lagunitas (820-1.350 m s.n.m).

Los alcances de estos trabajos serán abordados más adelante junto con la interpretación de los resultados de este trabajo.

1.2.3. Al Sur de los Andes Semiáridos

Entre los 32° y 33°S, Farías *et al.* (2008) afirman que los pedimentos colgados en los interfluvios de la Cordillera Principal se habrían generado antes del alzamiento de la misma, a una altura relativamente menor con respecto a su nivel de base. Tales pedimentos habrían resultado de la degradación de los centros volcánicos que rellenaban la Cuenca Extensional Abanico, y la incisión definitiva de ellos habría resultado de un alzamiento regional que afectó a todo el antearco durante los últimos 10 Ma, lo cual se condice con lo planteado por Riquelme *et al.* (2007) al norte de los Andes Semiáridos.

Farías *et al.* (2008) concluyen que la actividad de la Falla San Ramón-Pocuro habría gatillado la formación del Frente de Montaña de la Cordillera Principal, generando un alzamiento relativo de la Cordillera Principal con respecto a la Cordillera de la Costa. Aguilar *et al.* (2013) proponen que este mismo escenario podría haber caracterizado a la región Semiárida, donde el Sistema de Fallas Vicuña-San Félix habría gatillado la generación del frente de montaña, alzando la Cordillera Frontal con respecto a la Cordillera de la Costa y, posteriormente, generando la incisión de pedimentos que se disponen hacia el este.

1.3. Hipótesis de trabajo

Se espera demostrar que la evolución del frente de montaña asociado a la Cordillera Frontal, entre los 28°15' y 28°45' S, ha estado controlada, principalmente, por procesos de erosión, actuando sobre un relieve generado por un alzamiento que se habría iniciado en el Oligoceno - Mioceno inferior. El encajamiento de pedimentos y paleovalles estaría ligado a sucesivos pulsos de incisión en respuesta a alzamientos regionales que involucran a gran parte del antearco, mientras que la agradación de sedimentos en el frente de montaña habría inhibido la incisión durante ciertos periodos de tiempo y generado con ello las condiciones favorables para la pedimentación.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo General:

Dilucidar la evolución geomorfológica neógena del frente de montaña asociado a la Cordillera Frontal a la latitud de la Quebrada Algarrobal (28°15'-28°45'S), considerando su eventual relación con el alzamiento andino del Cenozoico superior y la respuesta erosiva ante el desequilibrio del relieve generado.

1.4.2. Objetivos Específicos:

1. Identificar y agrupar los rasgos geomorfológicos del frente de montaña de la Cordillera Frontal, tales como sierras, laderas, frentes topográficos, valles, pedimentos y anomalías en los *thalwegs*, para documentar cambios pasados de tectónica y clima.
2. Conocer las relaciones espaciales y temporales relativas entre las distintas unidades geomorfológicas y anomalías identificadas.
3. Comprender los procesos formadores de los distintos rasgos geomorfológicos.
4. Discutir el rol de los factores tectónicos y erosivos en la conformación y preservación de los rasgos geomorfológicos que componen el frente de montaña de la Cordillera Frontal.

1.5. Metodología general

En orden de cumplir con los objetivos mencionados, la metodología general para realizar el presente estudio se presenta, brevemente, a continuación. Cabe señalar que una descripción acabada de los métodos y herramientas utilizadas serán descritas al comienzo de cada capítulo.

1. Recopilación de estudios previos realizados en el área de estudio y a nivel regional, considerando enfoques geológicos, geotectónicos, climáticos y geomorfológicos. Especial atención tuvieron los estudios sobre los efectos del clima y la tectónica sobre los procesos de erosión y sedimentación para lograr establecer su control en la evolución del frente de montaña andino.
2. Realización de una campaña de terreno durante 6 días de abril de 2013, desde el día martes 16 hasta el domingo 21 de abril. La campaña consistió en verificar el mapeo

geomorfológico preliminar realizado y en estudiar la zona. Paralelamente, se recopiló información, a través de observaciones y fotografías, formulando interpretaciones preliminares sobre la historia paleogeográfica de la zona de estudio. En el marco del proyecto Fondecyt que acoge este trabajo, se realizó un muestreo de intrusivos para futuros análisis termocronológicos (U-Th)/He y $^4\text{He}/^3\text{He}$ en apatito y Ar-Ar en minerales de enriquecimiento supérgeno, cuyo procedimiento y resultados no son abordados en esta investigación.

3. Análisis morfométricos del relieve encerrado en la Cuenca de la Quebrada Algarrobal, utilizando diferentes parámetros, tanto para las principales cuencas tributarias (área drenada, pendiente media del relieve, hipsometría, entre otros), como también para los cauces principales (perfiles de *thalweg* y relación entre área drenada y pendiente de *thalweg*). Para este análisis, se utilizó el programa de tratamiento de información geográfica *Terrain Analysis System (TAS-GIS; Lindsay, 2005)*, el programa *River Tools 3.0* y el programa ENVI 4.8 (acrónimo de *ENvironment for Visualizing Images*).
4. Elaboración de un mapeo de relictos de pediplanicies a escala 1:100.000 en el software ArcGis 10.1, incluyendo frentes topográficos y sierras, integrando información obtenida a partir de interpretación de una imagen satelital obtenida de ArcGis Map Service² con un tamaño de pixel de 5 m, de observaciones de terreno y de análisis morfométricos, cuya base fueron Modelos Numéricos de Elevación (MNE) construidos a partir de los datos de *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)* de la NASA, con resolución de 90 m aproximadamente de tamaño de pixel.

1.6. Ubicación y accesos

La zona de estudio comprende a la cuenca de drenaje de la Quebrada Algarrobal, ubicada en la III Región de Atacama, al noreste de la ciudad de Vallenar, entre *ca.* 28°15' y 28°45' latitud Sur, y entre *ca.* 70°40' y los 70°10' longitud Oeste (Figura 1.2), inmediatamente al norte del valle del Río Huasco.

² <http://services.arcgisonline.com/arcgis/services>

Las localidades comprendidas por el área de estudio son: El Donkey, Mercedita, Chacritas y Chehueque. Dentro de las localidades aledañas a la zona, está Algarrobal, por el norte, y limitando la arista sur del sector en estudio, están: La Higuera, Alto del Carmen, La Totorá y El Tránsito.

Es posible acceder a este sector desde la Ruta 5-Norte, a través de dos caminos: una opción es entrar directamente por la Quebrada Algarrobal, que presenta un camino pavimentado hasta el sector de El Donkey (camino C-455); una segunda alternativa es acceder a la zona a través de los caminos público y privado que conducen al Proyecto Relincho de la empresa canadiense Teck (camino C-479). El acercamiento a los puntos de parada fue realizado por caminos ripiados.

El área de estudio comprende uno de los proyectos mineros más prometedores de Teck. Relincho es un proyecto de extracción de cobre y molibdeno, que se ubica en la comuna de Vallenar, Región de Atacama, a unos 50 kilómetros al este de esa ciudad, y a una altura de entre 1.500 y 2.200 metros sobre el nivel del mar. Actualmente, se está llevando a cabo su Estudio de Impacto Ambiental y Social que considera un proceso de Participación Ciudadana Anticipada, que se ha estado realizando durante el segundo semestre de este año. Cabe destacar que los estudios de Relincho están evaluando como parte de su caso base el suministro de agua desde el mar para la operación de la mina. De acuerdo con estudios preliminares, el proyecto permitiría alcanzar una capacidad de producción de aproximadamente 200 mil toneladas de cobre fino contenido en concentrado al año y 5 mil toneladas de molibdeno al año. Su producción comenzaría en 2016, mediante el método de rajo abierto.³

³ www.teckchile.com

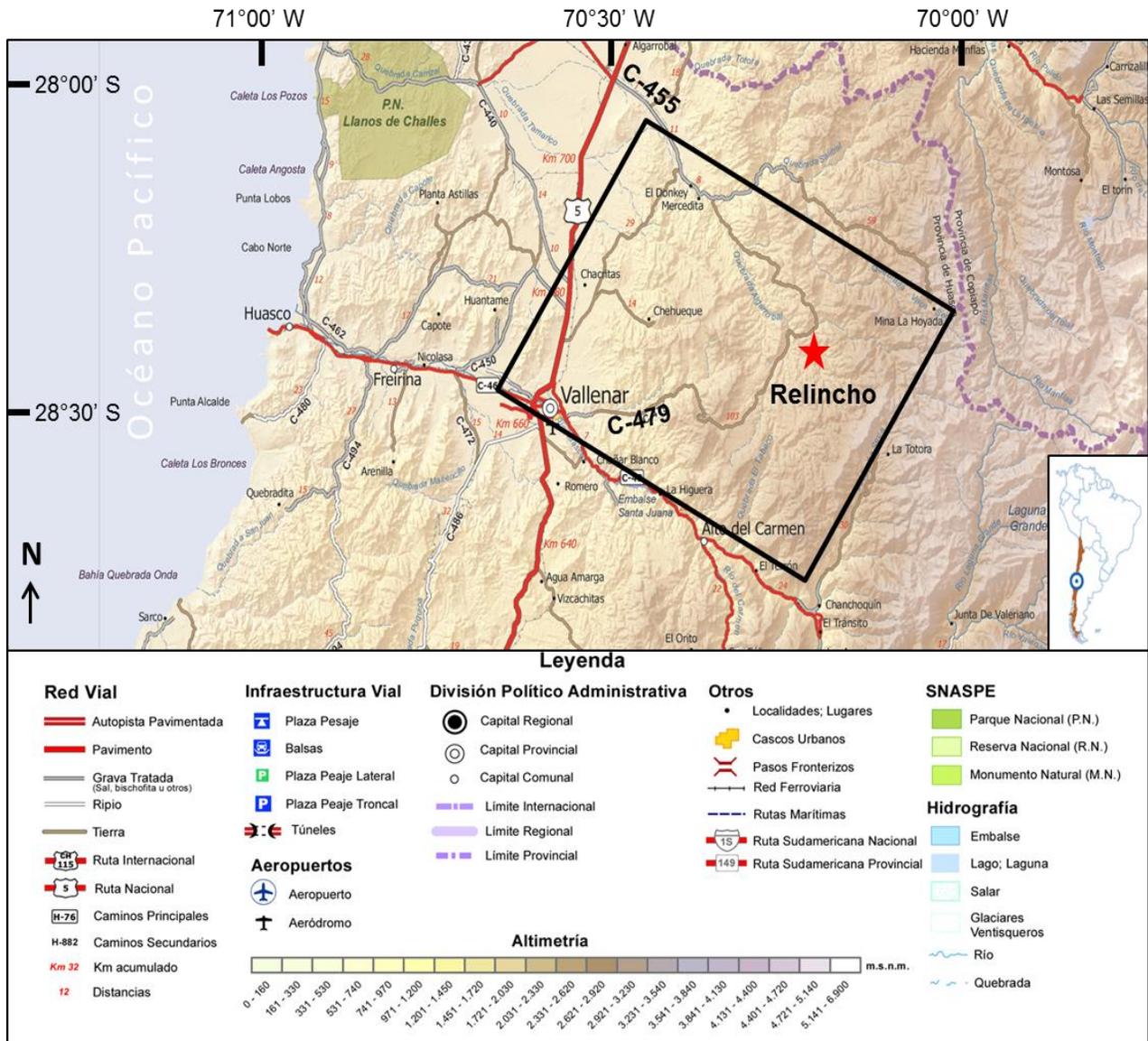


Figura 1.2. Ubicación y accesos a la zona de estudio. Se destaca el proyecto Relincho, yacimiento de cobre y molibdeno, situado dentro del área de estudio delimitada por un cuadrángulo negro. Fuente: <http://www.mapas.mop.cl>.

Capítulo 2

Antecedentes Geológicos

En este capítulo, se incluye una caracterización de los principales rasgos morfológicos regionales, el contexto geotectónico que ha imperado desde el Jurásico entre los 28° y 32°S, el marco geológico regional y local de la zona de estudio y los antecedentes climáticos y paleoclimáticos regionales a partir del Neógeno.

2.1. Principales rasgos morfoestructurales regionales

En los Andes Centrales chilenos, el régimen de subducción ha estado continuamente activo desde el Jurásico Inferior hasta el presente (Ciclo Andino, 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 1976, Baranzangi e Isacks reconocieron la existencia de un segmento de subducción subhorizontal entre *ca.* 27° S y 33°30' S, conocido como zona de subducción plana (*flat slab*) (Fig. 2.1). Este segmento se caracteriza por la ausencia de actividad volcánica, el desarrollo de valles fluviales transversales y la ausencia de la Depresión Central (Farías, 2007). Esta última unidad morfológica presente en el resto de los Andes Centrales chilenos, actúa como separador de unidades mayores: (1) al norte de los 27° S, la Cordillera de la Costa es separada de la Precordillera y, (2) al sur de 33,5°S, la Cordillera de la Costa es separada de la Cordillera Principal (Charrier *et al.*, 2007) (Figura 2.1).

La ausencia de la Depresión Central en el segmento de *flat slab* permite que la zona de estudio comprenda la conjunción de dos unidades morfoestructurales mayores del orógeno andino a la latitud del segmento de subducción plana de Chile Central: la Cordillera Frontal, por el este, y la Cordillera de la Costa, por el oeste.

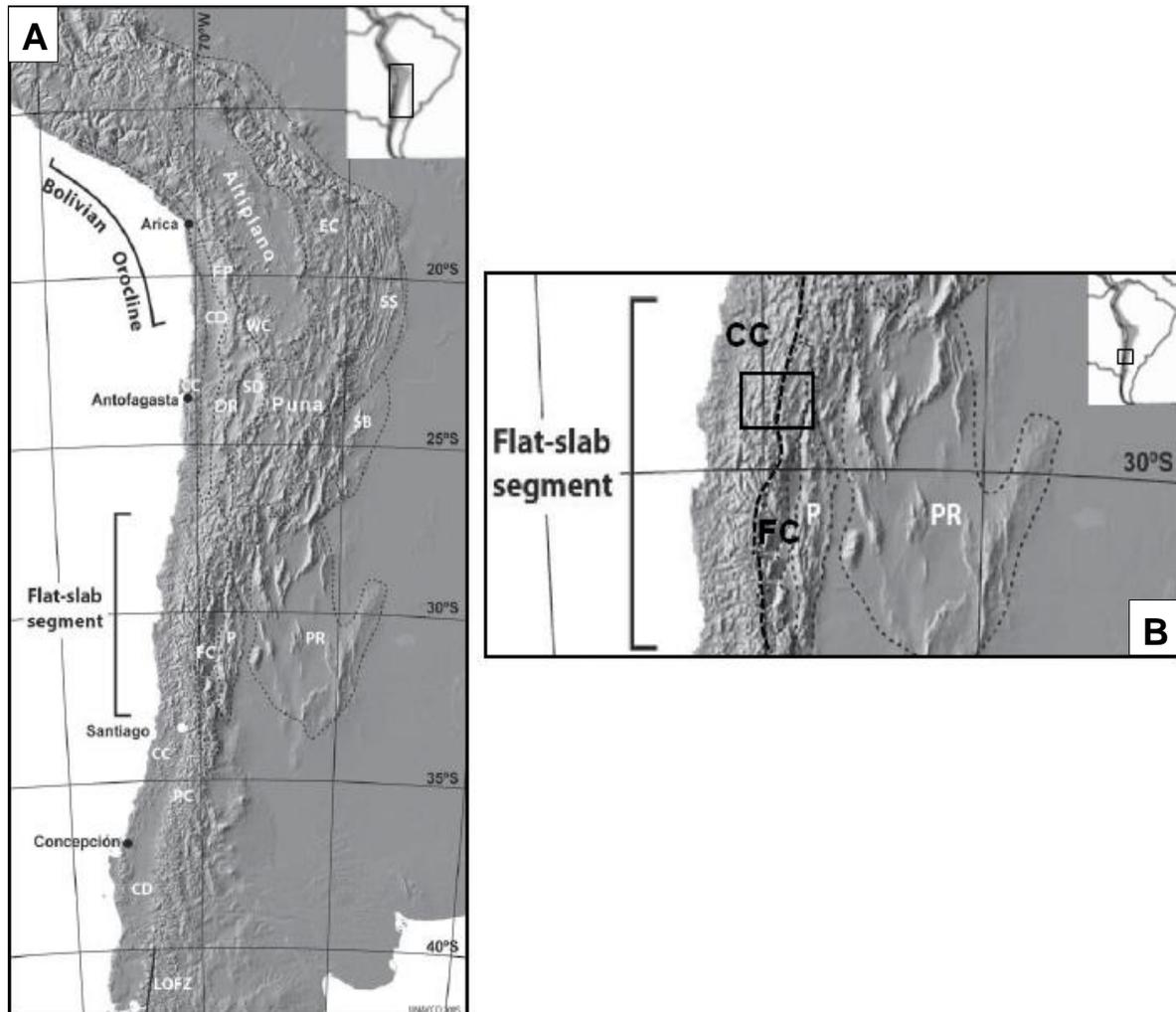


Figura 2.1. A. Modelo de elevación digital de los Andes, entre los 15° y 40°S. Se indica el Oroclino Boliviano, el segmento del *flat-slab*, las unidades morfoestructurales según Charrier *et al.* (2007). B. Segmento del *flat-slab* que comprende las unidades morfoestructurales de la zona de estudio (señalada con un rectángulo negro). Abreviaciones: CC, Cordillera de la Costa; CD, Depresión Central (Intermedia); EC, Cordillera Oriental; FC, Cordillera Frontal; FP, Precordillera de Antearco (flanco occidental del Altiplano); LOFZ, Zona de Falla Liquiñe–Ofqui; P, Precordillera en Argentina; PC, Cordillera Principal; PR, Relieve Pampeano; SB, Sistema Santa Bárbara; SD, Depresiones de los Salares; SS, Sierras Subandinas; WC, Cordillera Occidental (modificado de Charrier *et al.*, 2007).

Cordillera Frontal. Esta unidad corresponde a una cadena montañosa continua que se encuentra interrumpida por tributarios que drenan hacia el oeste. Según Amman *et al.* (2001), esta unidad alcanza elevaciones máximas de 5.800 m s.n.m., donde se exhiben evidencias de la acción de glaciaciones cuaternarias: se presentan valles en forma de artesa, circos glaciales, aristas y

cumbres piramidales, acompañadas de laderas con escombros glaciogénicos y morrenas de valle (Aguilar *et al.*, 2013). En la zona de estudio, las alturas máximas no superan los *ca.* 3.500 m s.n.m. y las mínimas bordean los *ca.* 1.500 m s.n.m. En esta unidad, los interfluvios preservan remanentes de pedimentos, predominando aquellas⁴ con pendiente inferior a 10° (Bissig *et al.*, 2002; Aguilar *et al.*, 2011, 2013), que fueron tempranamente atribuidos a un paisaje Terciario (Willis, 1929; Paskoff, 1970).

Cordillera de la Costa. Esta cadena, conformada por una serie de cordones montañosos con dirección N-S y N-NE, representa el piedemonte de la Cordillera Frontal. En su extremo oriental, se encuentra parcialmente cubierta por un depósito aluvial elongado, el Llano de Travesía (Mortimer, 1973). A nivel regional, entre los 27° y 29,5°S, las alturas máximas alcanzan los 1.500 m s.n.m. en el norte y descienden progresivamente hacia el sur (Aguilar *et al.*, 2013). En la zona de estudio, sus alturas fluctúan entre *ca.* 500 y 1.000 m s.n.m. Según Aguilar *et al.* (2013), alrededor de los 29,5°S, esta unidad coincide con la inflexión de la Cordillera Frontal y del borde costero, y es característica de una abundante presencia de superficies planas con pendientes que no superan los 10°, entre ellas, pedimentos bien preservados, que evidencian un relieve maduro de acuerdo a la morfometría del relieve de las cuencas de drenaje.

2.2. Marco geotectónico

La reactivación del régimen de subducción en el Jurásico Inferior dio inicio a una serie de condiciones geotectónicas que caracterizan la evolución tectonoestratigráfica del margen andino. Este período es conocido como el Ciclo Andino, que comprende tres etapas separadas e interrumpidas por distintas fases de deformación compresivas (llamadas Orogenias en Figura 2.2). A continuación, se describen someramente los eventos principales de este ciclo para el área comprendida entre los 28° y 30°S.

2.2.1. Evolución tectonoestratigráfica pre-Neógeno

En la primera etapa del Ciclo Andino, se desarrolló un arco magmático de orientación norte-sur ubicado en la zona de la actual Cordillera de la Costa, y una cuenca de trasarco marina al este del arco. Entre los 28°30' y 29°00' S, se habrían desarrollado una serie de hemigrabenes abiertos hacia el oeste controlada por fallas normales de borde entre el Triásico y el Cretácico

⁴ Acogida a la nueva normativa ortográfica según la RAE 2010.

Inferior (Salazar, 2012). El bajo acoplamiento entre las placas oceánica y continental explicaría las condiciones extensionales que caracterizan esta etapa, permitiendo una intensa actividad magmática y abundante sedimentación en la cuenca de trasarco (Charrier *et al.*, 2007). Posteriormente, la cuenca de trasarco es invertida (Mourgues, 2007) a causa de un pulso de deformación compresiva conocido como Fase Peruana (Charrier y Vicente, 1972; Vicente *et al.*, 1973; Reutter, 2001), ocurrido entre el Cretácico Inferior y el Cretácico Superior, evento que deforma, alza y eroda las unidades sedimentarias (Steinmann, 1929; Groeber, 1951; Charrier & Vicente, 1972; Vicente *et al.*, 1973; Reutter, 2001).

Esta fase compresiva cambia sustancialmente la paleogeografía del margen continental: el arco magmático se desplaza considerablemente hacia el este; las cuencas de tras arco dan lugar a cuencas continentales de antepaís (hacia el este del arco); y se genera una amplia región de antearco (hacia el oeste del arco). Esta orogenia marca el término de la primera etapa del ciclo Andino.

EDAD	ERA	PERIODO	CICLO TECTONICO	ETAPAS	SUBETAPAS	EVENTOS TECTONICOS
10	CENOZOICO	NEOGENO	A N D I N O	Tercera	Segunda	<i>Orogenia Pehuenche</i>
					Primera	
50		PALEOGENO		Segunda	Segunda	<i>Orogenia Incaica</i>
					Primera	Transtensión
100	MESOZOICO	CRETACICO		Primera	Segunda	<i>Orogenia K-T</i>
					Primera	Extensión
150		JURASICO		Segunda	<i>Orogenia Peruana</i>	
				Primera	Extensión	<i>Subsidencia termal</i>
200					Extensión	<i>Subsidencia tectónica</i>
					Extensión	Emersión de la cuenca
					Extensión	<i>Subsidencia termal</i>
					Extensión	<i>Subsidencia tectónica</i>

Figura 2.2. Etapas y subetapas del ciclo andino, con los eventos tectónicos característicos (Charrier *et al.*, 2009).

Posteriormente, durante la primera sub-etapa de la segunda etapa del Ciclo Andino (*Albiano a Maastrichtiano*), y sobre el Grupo Chañarcillo, se deposita en discontinuidad angular la Formación Cerrillos, sobre la cual, a su vez, descansa en discontinuidad angular la Formación Hornitos. Cada formación se habría depositado en un pulso fuertemente extensivo, en cuencas muy subsidentes (Charrier *et al.*, 2007). Hacia fines del Cretácico Temprano, la separación de Sudamérica de África marcó el inicio de la deformación contraccional, asociada a la fase compresiva “K-T” (límite entre Cretácico Superior y Paleoceno; Cornejo *et al.* 2003; Charrier *et al.*, 2007). Esta deformación es evidenciada por la inversión tectónica de las cuencas extensionales por medio de la reactivación inversa de las fallas de borde y por el transporte tectónico hacia el oeste que habría inducido el alzamiento relativo de la Cordillera Frontal por sobre la Cordillera de la Costa (Salazar, 2012). Paralelamente, se acumulan potentes secuencias volcánicas en la Cordillera de la Costa y se acuñan hacia el este contra el frente de montaña de la Cordillera Frontal. De forma sincrónica, una gran cantidad de rocas intrusivas, agrupadas en distintos complejos plutónicos, representan el plutonismo de este período (Cornejo *et al.*, 2003; Makshev *et al.*, 2009; Martínez *et al.*, 2013). Este está representado por intrusivos de una diversa gama petrográfica que se emplazan entre los depósitos calcáreos de la cuenca de Chañarcillo y los depósitos volcano-sedimentarios de las Formaciones Cerrillos y Hornitos.

Luego, vino un período de extensión-transtensión, que se prolongó hasta el Eoceno medio (Charrier *et al.*, 2009). Este último período transtensivo post K-T, se reconoce como la segunda sub-etapa de la segunda etapa del Andino. Este régimen tectónico se condice con una subducción oblicua de la placa Farallón por debajo de la placa Sudamericana, cuyas tasas de convergencia eran relativamente bajas (Pardo-Casas y Molnar, 1987). Sin embargo, durante el Eoceno medio a tardío, estas condiciones tectónicas cambian: la subducción se vuelve menos oblicua y aumentan las tasas de convergencia (Pilger, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Reutter, 2001), lo que habría generado la fase compresiva Incaica, dando inicio a la tercera etapa del Ciclo Andino (*e.g.* Steinmann, 1929; Charrier y Vicente, 1972; Cornejo *et al.*, 2003; Reutter, 2001; Charrier *et al.*, 2007).

La orogenia Incaica provocó un relieve positivo de orientación NNE-SSW formado por la inversión y el consecuente alzamiento del arco y de las cuencas extensionales mesozoicas asociadas (Charrier *et al.*, 2007), por medio de la generación de las fallas de “*short-cut*” y de “*bypass*” en el frente de montaña de la Cordillera Frontal, que cortan a las fallas normales

mesozoicas (Salazar, 2012). Este relieve positivo, denominado Relieve Incaico (Charrier *et al.*, 2007, 2009), comprende las sucesiones deformadas mesozoicas e intrusivos del Cretácico Superior al Paleoceno inferior exhumados. Los relieves positivos asociados a este orógeno aún están preservados, probablemente, debido a la recurrencia de pulsos de alzamiento y a la prevalencia de un clima relativamente árido que habría restringido su erosión (Germán Aguilar, comunicación personal). Después de este episodio de rápida convergencia, las placas sostuvieron un movimiento relativo prácticamente paralelo, con la subsecuente disminución en la velocidad de subducción.

2.2.2. Evolución tectonoestratigráfica a partir del Neógeno

En el límite Oligoceno–Mioceno, sobrevino otro evento deformacional compresivo: la orogenia Pehuenche (*e.g.* Yrigoyen, 1993). A este período se le atribuye el inicio del alzamiento relativo de la Cordillera Frontal con respecto a la Cordillera de la Costa (*e.g.* Cembrano *et al.*, 2003; Charrier *et al.*, 2005) en los Andes Semiáridos (27°-32°S), acomodado, probablemente, por la actividad del Sistema de Fallas Vicuña-San Félix (Aguilar *et al.*, 2013). Este alzamiento se correlaciona con un incremento en la tasa de convergencia de placas a los *ca.* 25 Ma (*e.g.* Somoza, 1998), producto de la separación de la Placa Farallón en las placas Nazca y Cocos. Adicionalmente, en la zona ubicada entre los *ca.* 26° y 27°, la reactivación del AFS (Atacama Fault System) durante el Mioceno, alzó el flanco occidental de la Cordillera de la Costa (Riquelme *et al.*, 2003), bloqueando el paso de los sedimentos provenientes de la erosión de la Cordillera Incaica (Charrier *et al.*, 2007). Por esta razón, al este del AFS, se depositaron grandes espesores de clastos no consolidados, tales como la Formación Altos de Pica o las Gravas de Atacama (Charrier *et al.*, 2007).

Durante el Mioceno inferior, a los 20 Ma, colisiona el Ridge de Juan Fernández con el continente, alcanzando su posición actual desde los 10Ma (Yáñez *et al.*, 2002); esta colisión habría generado la zona del *flat-slab* entre los 27° y 33°S (Barazangi y Isacks, 1976; Figura 2.1). En términos paleogeográficos, lo anterior repercute en la disminución del ángulo de subducción, migración hacia el este del arco, cese del volcanismo y ausencia de depresión intermedia (Pardo *et al.*, 2002). Se piensa que, durante el Mioceno superior, se habría iniciado el proceso formador de la topografía actual de los Andes con la incisión generada por los ríos provenientes de la cordillera (Charrier *et al.*, 2009), originando los valles actuales que atraviesan el antearco (Aguilar *et al.*, 2011, 2013).

Por último, es importante destacar que la zona a la latitud del valle del Río Huasco coincide con una zona de relevo tectónico, definido como el Oroclino de Vallenar (Figura 2.3; Arriagada *et al.*, 2009), caracterizada por el desplazamiento hacia el este del frente occidental de los afloramientos de basamento de la Cordillera Frontal acompañado por un cambio en la orientación general de las fallas regionales desde NS, al sur, hasta NNE, al norte (Reutter, 1974; Moscoso y Mpodozis, 1988; Mpodozis *et al.*, 2008). Este cambio está evidenciado en la rotación de vectores paleomagnéticos, con valores cercanos a 18° en sentido horario al sur de Vallenar, y de 39° en sentido horario al norte de Vallenar (Figura 2.3), medidos en rocas de edades mesozoicas al Eoceno-Oligoceno (Arriagada *et al.*, 2009). Aguilar *et al.* (2013) sugieren que este cambio determina a gran escala las variaciones latitudinales de la geomorfología de esta zona, en particular para el área de Vallenar, donde el contraste de los patrones morfométricos del relieve entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Frontal se acentúa con relación al norte y al sur, generando un frente de montaña muy bien definido en esta zona.

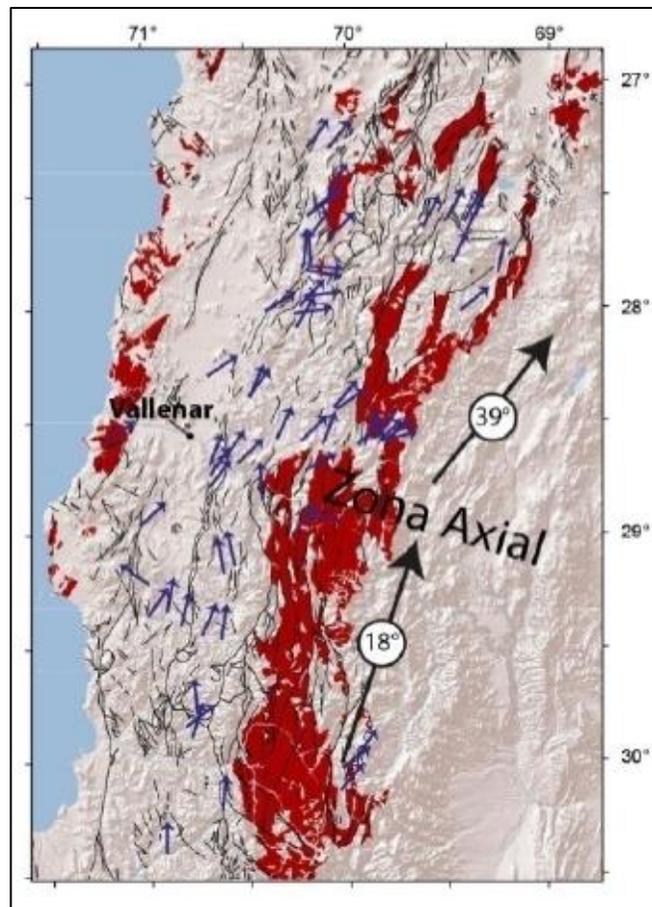


Figura 2.3. Oroclino de Vallenar. En color rojo se representa el basamento Paleozoico y las flechas azules corresponden a vectores paleomagnéticos, señalando la orientación, en sentido horario, al norte (39°) y al sur (18°) de la Zona Axial. Modificado de Arriagada *et al.* (2009).

2.3. Marco geológico local

En la Figura 2.4, se muestra el mapa geológico con las unidades litológicas delimitadas por el SERNAGEOMIN (2003) en escala 1:1.000.000. Cinco trabajos recientes han estudiado la geología de la zona de estudio de este trabajo (Arévalo y Welkner, 2008; Arévalo *et al.*, 2009;

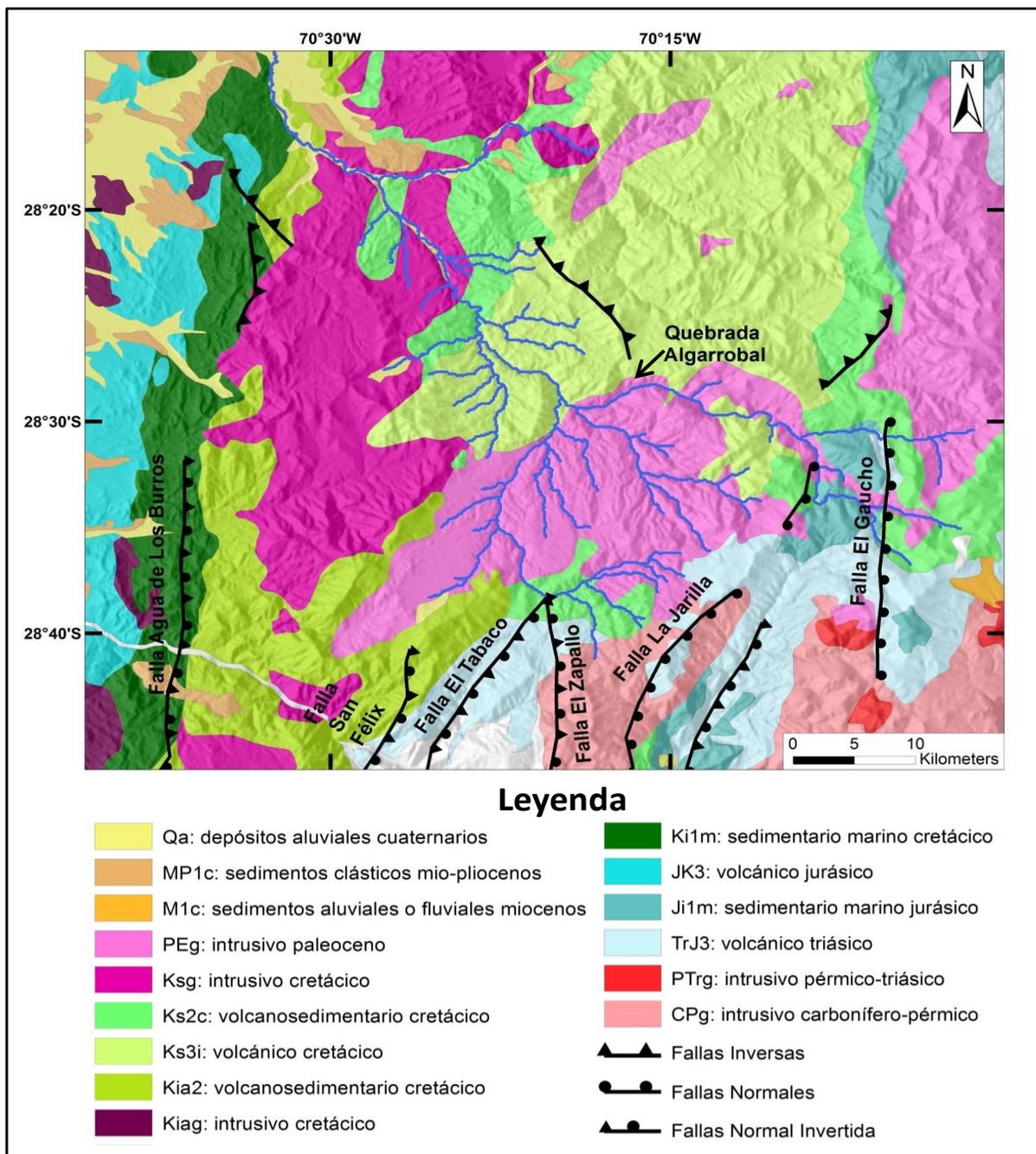


Figura 2.4. Mapa geológico regional 1:1.000.000 según SERNAGEOMIN (2003) acotado a la zona de estudio. Se incluye la red de drenaje de la cuenca de la Quebrada Algarrobal y las principales fallas documentadas en la zona (Salazar *et al.*, en edición). El detalle de las unidades litológicas se muestra en la Figura 2.5.

Salazar, 2012; Peña *et al.*, en edición; Salazar *et al.*, en edición), actualizando la información geológica del mapa elaborado por SERNAGEOMIN (2003).

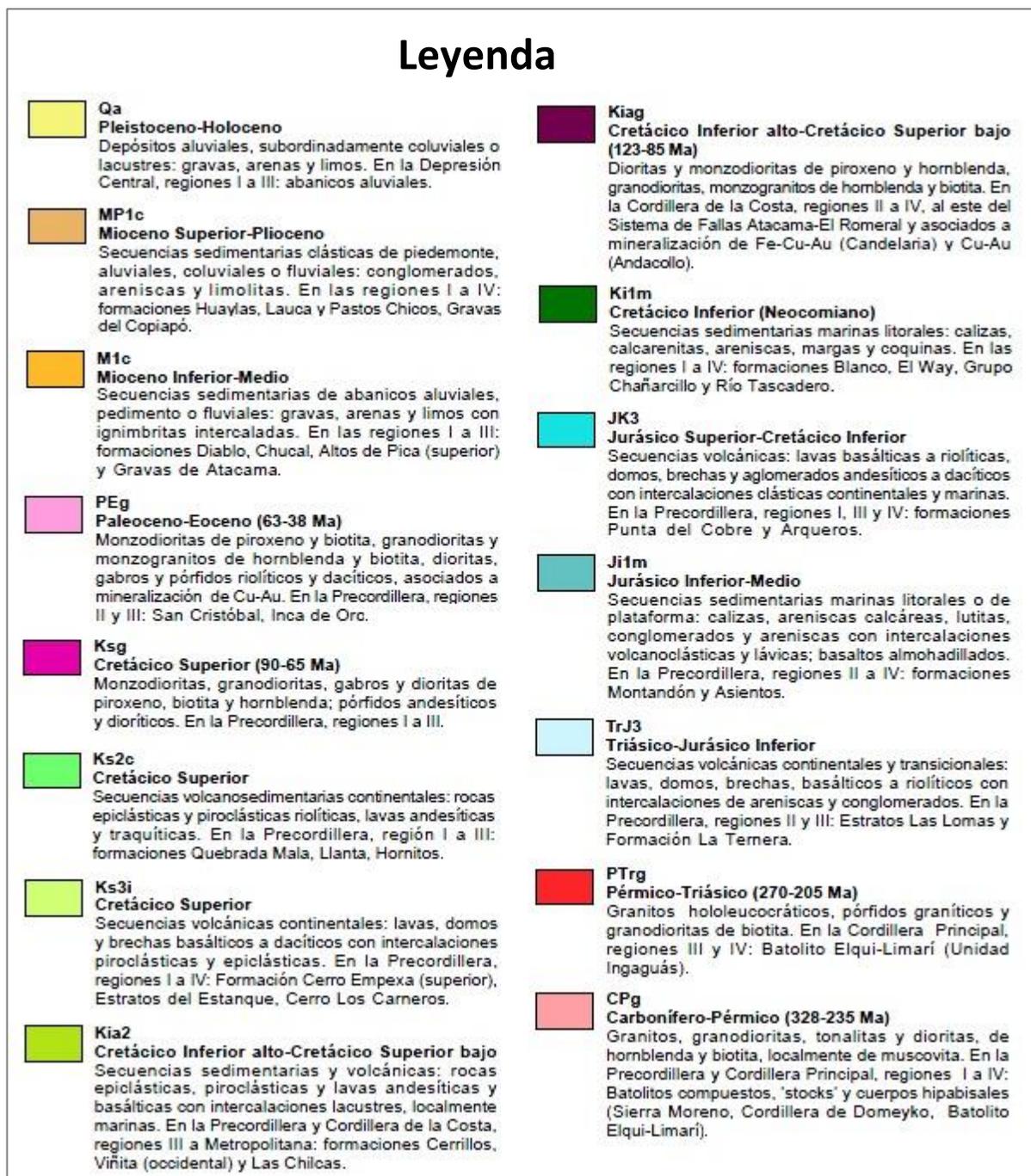


Figura 2.5. Leyenda de la Figura 2.4 con el detalle de las unidades litológicas que afloran en la zona de estudio (SERNAGEOMIN, 2003).

2.3.1. Unidades mesozoicas

El basamento paleozoico se constituye de rocas metamórficas e intrusivas que no afloran en la zona de estudio. En el sector oriental de la Cordillera Frontal, se apoya en discordancia erosiva sobre el basamento, una serie de volcanitas continentales, la Formación La Totora (Reutter, 1974) que, con base en la fauna fósil de depósitos ubicados estratigráficamente bajo y sobre estos, se le ha asignado una edad triásica superior (Reutter, 1974). Sobre ella, afloran depósitos marinos calcáreos asignados a la Formación Lautaro (Reutter, 1974) de edad jurásica inferior-media. Sobre la Formación Lautaro aflora una serie volcánica piroclástica y efusiva, de composición intermedia a ácida definida como Formación Picudo, a la que se le asigna, con base en correlaciones estratigráficas, una edad jurásica superior (Reutter, 1974). Hacia el oeste de la zona de estudio, se presentan una serie de rocas estratificadas mesozoicas: la serie volcánica sedimentaria Formación Punta del Cobre (Jurásico Superior- *Valanginiano*; Segerstrom y Ruiz, 1962); los Estratos de Sierra El Toro (*Barremiano*; Arévalo y Welkner, 2008) interdigitados con el Grupo Chañarcillo (*Valanginiano – Aptiano*; Segerstrom y Parker, 1959), unidad marina que agrupa a las formaciones Nantoco, Totalillo y Pabellón; hacia el este, cubren esta unidad los sedimentos continentales clásticos de origen volcánico y lavas subordinadas de la Formación Cerrillos (Cretácico Superior; Segerstrom y Parker, 1959).

2.3.2. Unidades cenozoicas

Las rocas estratificadas se encuentran intruidas por dos extensos cuerpos plutónicos del Cretácico Superior al Paleoceno inferior: el Complejo Plutónico Los Morteros (Arévalo y Welkner, 2008) y el Complejo Plutónico Corral de Pircas (Salazar *et al.*, en edición). El primero corresponde a una serie de rocas intrusivas del Cretácico Superior y Paleoceno, con edades que van desde los 72 Ma (K/Ar en biotitas; Arévalo y Welkner, 2008) hasta los 65 Ma (U-Pb en circones; Peña *et al.*, en edición). El Complejo Plutónico Corral de Pircas corresponde a un cuerpo intrusivo compuesto y elongado, emplazado en rocas del Cretácico Superior y que morfológicamente aflora como una depresión topográfica (Salazar *et al.*, en edición). Este complejo presenta edades que van desde los 68 Ma (U-Pb en circones; Peña *et al.*, en edición) hasta los 61 Ma (Ar/Ar en biotita; Salazar *et al.*, en edición; Peña, 2012). Estos dos complejos plutónicos (Fig. 2.6), con orientación preferencial NE-SW de su eje mayor, difieren de la orientación general N-S de los intrusivos andinos de la región (Mpodozis *et al.*, 2008; Salazar *et*

al., 2009). La forma alargada que forma un arreglo *en echelon* y la orientación característica de estos cuerpos plutónicos, afecta también a las Formaciones Hornitos y Cerrillos. Esta deformación netamente compresiva, transpresional en algunos casos, posee una directa relación con los procesos de inversión tectónica de las cuencas mesozoicas (Peña *et al.*, en edición). Resultados experimentales sugieren que cuando la intrusión de magma se desarrolla contemporáneamente a la deformación, se genera una relación entre la forma del cuerpo plutónico y el espacio de la geometría de la deformación (Montanari *et al.*, 2009).

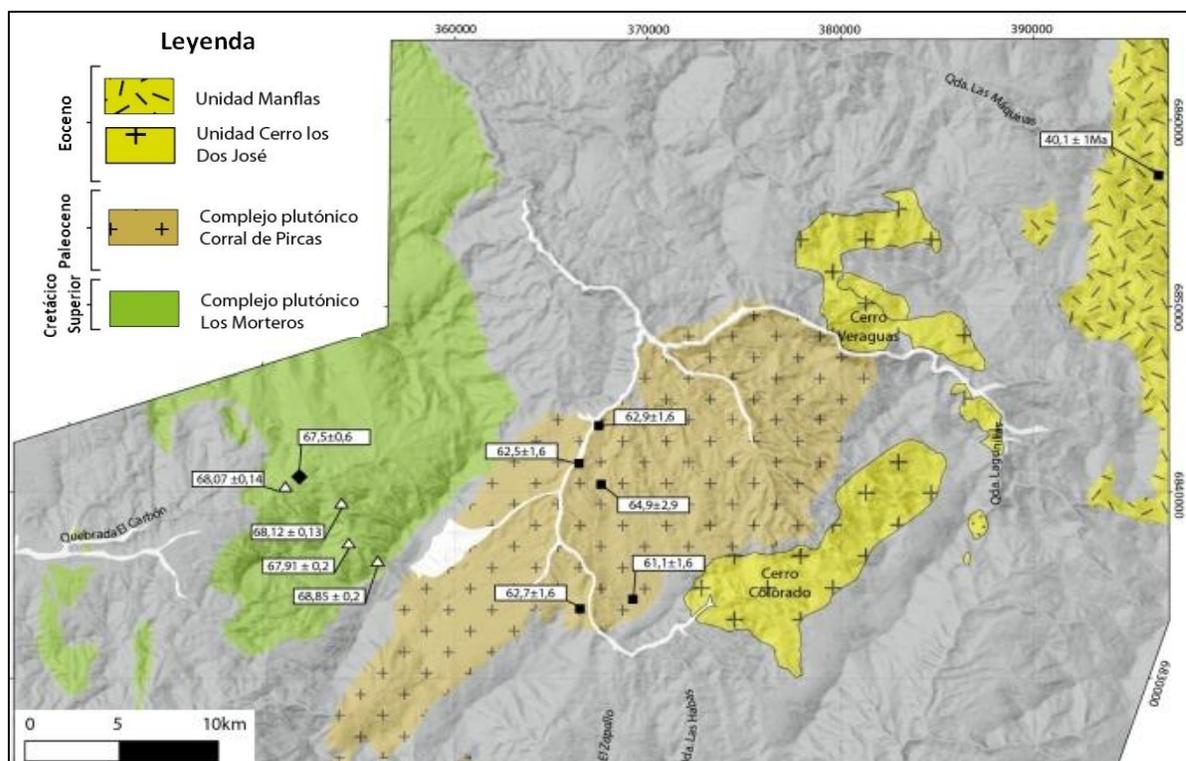


Figura 2.6. Distribución de las unidades plutónicas andinas. Cuadrados negros indican edades K-Ar; rombos negros, edades Ar-Ar; triángulos blancos, edades U-Pb en círculo. Cabe destacar que, en trabajos recientes (Salazar *et al.*, en edición; Peña *et al.*, en edición), la Unidad Cerro los Dos José y la Unidad Manflas son consideradas como parte del Complejo Plutónico Corral de Pircas y del Complejo Plutónico Tres Morros, respectivamente. Modificado de Salazar, 2009.

Al oeste de la zona de estudio, se presenta una unidad de sedimentos poco consolidados, las Gravas de Atacama (Mortimer, 1973; Cornejo *et al.*, 1993; Hartley *et al.*, 2000), correspondientes a productos sinorogénicos derivados del alzamiento andino y la respuesta erosiva durante el Mioceno (Sillitoe *et al.*, 1968; Mortimer, 1973). Se encuentran en relación de inconformidad con el Complejo Plutónico Los Morteros, con el Grupo Chañarcillo, con la Formación Hornitos y con la Formación Cerrillos (Peña *et al.*, en edición). Su techo lo constituye una superficie de pedimentación de extensión regional (Mortimer, 1973). En los alrededores de

Vallenar, la preservación de las gravas está controlada por un clima árido y por la baja capacidad de transporte de los ríos (Nalpas *et al.*, 2009); ignimbritas contenidas dentro de las gravas arrojaron edades entre 12,6 y 9,0 Ma (Clark *et al.*, 1967). En la Región de Atacama, las gravas presentan una gradación vertical producto de la progresiva desecación climática del Mioceno medio y del progresivo alzamiento y basculamiento de la región de antearco (Riquelme *et al.*, 2003, 2007; Nalpas *et al.*, 2008).

2.3.3. Estructuras

En la zona de estudio de este trabajo, se han identificado y documentado cuatro fallas. Tres de ellas, afectan al basamento paleozoico (de oeste a este): Falla El Tabaco, Falla El Zapallo, y la Falla La Jarilla. Hacia el oeste, la Falla Agua de los Burros no involucra al basamento (Figura 2.4).

- **Falla Agua de Los Burros.** Al oeste de la Quebrada Algarrobal, las secuencias estratificadas se presentan desplazadas y deformadas por la Falla Agua de Los Burros (Moscoso y Mpodozis, 1988; Truelove *et al.*, 2003). La Falla Agua de los Burros (FAB) de manera discontinua, marca el contacto entre el Grupo Chañarcillo y la Formación Cerrillos en la región de Vallenar (Arévalo y Welkner, 2008). Corresponde al límite oriental de la Depresión de Domeyko (Garrido, 2009; Urresty, 2009) y forma parte del sistema estructural relacionado al evento compresivo Incaico durante el Eoceno – Oligoceno descrito a lo largo del sistema de Falla de Domeyko entre los 21° y 27° S (*e.g.* Charrier *et al.*, 2007). La traza de esta falla se encuentra cubierta en discordancia por las Gravas de Vallenar, a las que se les atribuye una edad miocena (Salazar, 2012). Se interpreta como una falla normal, de vergencia oeste y de orientación NNE que controló la acomodación del Grupo Chañarcillo y que, posteriormente, fue reactivada como una falla inversa, entre el *Maastrichtiano* y el Mioceno inferior (Salazar, 2012). Un último pulso de reactivación está acotado por la edad de las Gravas de Atacama (*ca.* 12 Ma), y por dataciones U-Pb en circones realizadas por Rodríguez *et al.* (aceptado) en tobas ubicadas en la cima del Pediplano Algarrobito y del Pediplano La Silla, arrojando edades que bordean los 20 Ma. Esto sugiere que ambos pediplanos se formaron como una sola superficie de bajo relieve y que, posteriormente, habrían sido dislocados por la reactivación de la FAB después de los ~17 Ma (Rodríguez *et al.*, aceptado), concordante

con la época miocena inferior propuesta por Urresty (2009) para la reactivación de esta falla.

- **Falla El Tabaco.** Es una falla sub-vertical de vergencia oeste de bajo ángulo, cuya traza nace desde la Falla del Zapallo por el norte. Por ello, se interpreta como una *falla de atajo* (*short-cut*) de esta última producida durante su inversión (Salazar, 2009).
- **Falla El Zapallo.** Corresponde a una falla sub-vertical con orientación N-S. Muestra una componente de desplazamiento en el rumbo, en sentido dextral, de las unidades mesozoicas. Estas fallas no afectan a plutones que afloran inmediatamente al norte de su traza (Salazar, 2009) y que corresponden a la unidad Complejo Plutónico Corral de Pircas, de edad Eocena. En su segmento norte pone en contacto al basamento paleozoico (Estratos del Cerro Bayo) por el este con las series mesozoicas (*e.g.* Formación La Totorá) que mantean fuertemente contra la falla por el este, destacándose un aumento del espesor y una disminución en la granulometría de los sedimentos en los Estratos de Alto del Carmen, por lo cual se infiere que su movimiento habría sido normal entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior (Salazar, 2012). La inversión de la falla y la deformación en el rumbo quedan acotadas a ser posteriores al Cretácico Inferior y previos al Eoceno (Salazar, 2012).
- **Falla La Jarilla.** Corresponde a una falla sub-vertical que pone en contacto al basamento, al oeste, con las Formaciones La Totorá, Lautaro y Picudo, al este. A lo largo de su traza se pueden distinguir dos segmentos, uno septentrional de rumbo N-S y uno meridional de rumbo NE que contiene un pequeño segmento de 1,5 Km con rumbo NW (Salazar, 2012). Esta falla fue mapeada inicialmente por Reutter (1974) como una falla normal de vergencia este. Ribba (1985) mapeó esta falla como una falla inversa de vergencia este, interpretándola como la extensión septentrional de la Falla Pinte. Dado los cambios en el espesor de las Formaciones La Totorá y Lautaro producidos por esta falla, esta se interpreta como una falla normal activa desde el Triásico Superior al Lías. A partir del Jurásico Superior, esta falla se habría reactivado como normal (Salazar, 2012).

Adicionalmente, existe otro sistema de estructuras dispuesto en orientación NW-SE situadas en el sector sur de la Quebrada Algarrobal. Este sistema habría controlado el

emplazamiento de los principales pórfidos de la zona de estudio (Augusto Fuentes⁵, comunicación personal). Concordantemente, la propagación del Complejo Plutónico Corral de Pircas en una dirección NE-SW genera debilidades contrarias a esta (NW-SE), favoreciendo las condiciones para la intrusión de diques orientados en dicha dirección (Espinoza, 2012). Sin embargo, otros autores proponen que la zona mineralizada se emplaza a través de fallas NE-NNE (Peña *et al.*, en edición) y se adecúa a los eventos de deformación "K-T" (Cornejo *et al.*, 2003).

2.4. Marco climático y paleoclimático

2.4.1. Clima regional

El área de estudio está comprendida dentro de la zona de transición entre el Desierto de Atacama hiper-árido hacia el norte de 27°S y el distintivo clima mediterráneo de Chile Central hacia el sur de 33° (Latorre *et al.*, 2007). Actualmente, la región de Atacama tiene un clima semiárido con reducidas precipitaciones anuales (Arévalo y Welkner, 2008). En los Andes Semiáridos (*i.e.* 27°-32° S) las precipitaciones ocurren principalmente durante el invierno y están asociadas a la acción de los Vientos del Oeste (*e.g.* Garreaud *et al.*, 2008); estas se van acentuando de norte a sur en la Región Semiárida (Aguilar *et al.*, 2013) (Fig. 2.7).

Antoniolleti (1972) definió tres tipos de climas en la región del Norte Chico (27°-33°S):

Desierto costero con nubosidad abundante. Se caracteriza por abundante nubosidad y neblinas litorales que ingresan por las quebradas (camanchacas). La nubosidad se mantiene hasta alrededor del mediodía.

Clima desértico transicional. Se ubica entre el límite de la nubosidad costera y la cota de los 1500 m s.n.m. Se caracteriza por su gran transparencia atmosférica y el aumento de la sequedad hacia el este.

Desierto frío de montaña. Se desarrolla entre los 1.500 m s.n.m hasta los 4.000 m s.n.m. Se caracteriza por una gran sequedad del aire y un alto contraste entre las temperaturas del día y la noche.

⁵ Geólogo de Proyecto Exploraciones de Teck-Relincho

La zona de estudio se enmarca dentro del clima desértico transicional hacia un clima de desierto frío de montaña hacia el este; sin embargo, la zona de estudio está sujeta a episodios de alta pluviosidad durante los años ENSO (El Niño Southern Oscillation) con relación a otros años. Como consecuencia, las precipitaciones desencadenan fuertes escorrentías y flujos de sedimentos, junto con el desencadenamiento de activaciones aluviales catastróficas en valles tributarios áridos (Sepúlveda *et al.*, 2006).

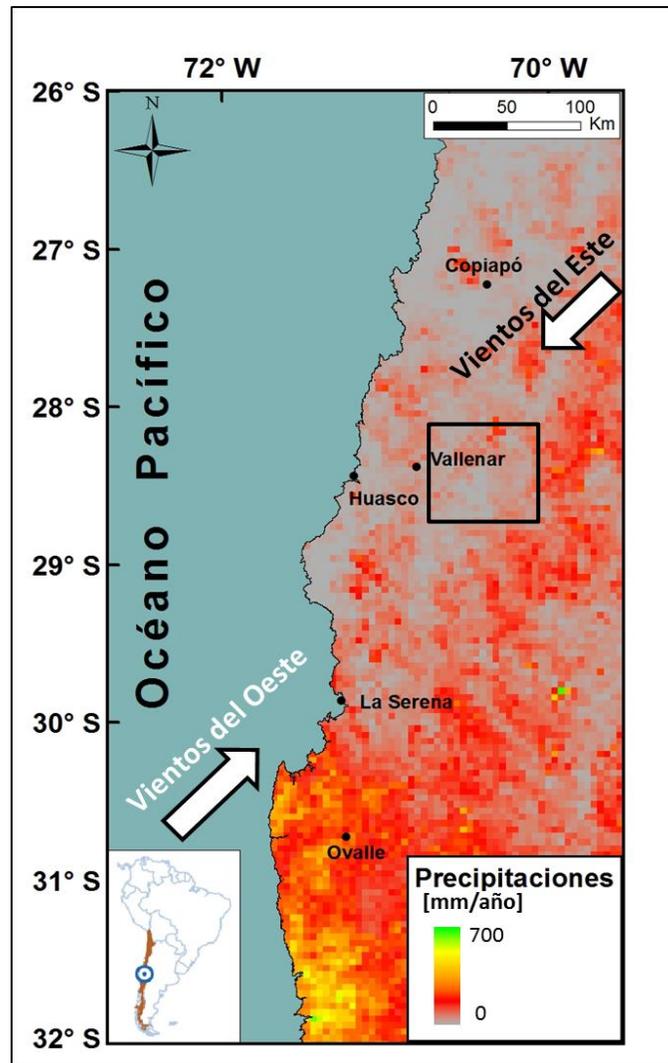


Figura 2.7. Mapa de precipitaciones anuales en los Andes Semiáridos (27°-32°S) con resolución de 1 km, construido con datos de la misión satelital de la NASA: 'Tropical Rainfall Measuring Mission' (TRMM) entre los años 1950 y 2000. Se incluye la zona de estudio con un cuadrángulo.

2.4.2. Variaciones climáticas en el Desierto de Atacama durante el Neógeno

Durante el Neógeno, la posición latitudinal de Sudamérica parece haber sido relativamente estable, manteniendo su ubicación actual al menos durante los últimos 18 Ma (Scotese *et al.*, 1988). Luego, los cambios climáticos que hayan sucedido se deben al clima y no a variaciones de la posición. Estudios sobre la génesis de la mineralización supérgena en el desierto de Atacama (*e.g.* Bouzari y Clark, 2002; Arancibia *et al.*, 2005) muestran un cambio en las condiciones climáticas, de árido a hiperárido durante el Mioceno medio. Este incremento de aridez se ha atribuido a distintos eventos: (1) al fortalecimiento de la Corriente de Humboldt hace 3 Ma (Luebert y Gajardo, 2005), disminuyendo la capacidad de evaporación de aguas del Océano Pacífico a la atmósfera; (2) al alzamiento de los Andes que actúa como una barrera a los Vientos del Este (Fig.2.7) y humedad que provienen desde el Amazonas (*e.g.* Strecker *et al.*, 2007); y (3) a cambios climáticos globales que habrían iniciado el incremento de la aridez hace 6 Ma (Hartley y Chong, 2002). Esta última hipótesis sugiere 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. Por otra parte, con base 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). Otros autores, proponen que el clima se ha mantenido árido a semiárido desde, al menos, el Mioceno medio (*e.g.* Dunai *et al.*, 2005; Nishiizumi *et al.*, 2005).

Capítulo 3

Morfometría de la cuenca de drenaje de la Quebrada Algarrobal

En este capítulo, se realizan análisis morfométricos en la cuenca de drenaje de la Quebrada Algarrobal. Estos permiten caracterizar y evaluar las variaciones en el grado de madurez del paisaje de la zona, e involucran la estimación de pendientes, de integrales hipsométricas y de densidad de drenaje, la construcción de curvas hipsométricas y análisis de gráficos $\log(\text{Pendiente})$ vs. $\log(\text{Área Drenada})$ y de perfiles de *thalweg*.

3.1. Marco conceptual

Antes de que la geomorfología emergiera como una ciencia organizada, se tenían dos generalizaciones básicas sobre los ríos: (1) las corrientes forman los valles en los cuales ellas fluyen, y (2) cada río es alimentado por una cantidad de ramificaciones ajustadas mutuamente que disminuyen en tamaño a medida que se alejan del cauce principal (Ritter *et al.*, 2002). El conjunto de todos esos canales definen una **red de drenaje** (Figura 3.1) que drenan agua desde un área finita y discernible conocida como **cuenca de drenaje** (Figura 3.1).

Debido a que la mayoría de los paisajes terrestres son drenados por ríos, las cuencas de drenaje son una unidad fundamental del análisis geomorfológico (*e.g.* Ritter *et al.*, 2002; Bloom *et al.*, 1998). Las cuencas de drenaje representan la unidad básica para estudiar los procesos de transferencia de materia, debido a la directa relación que existe con los elementos que la componen como con las características morfométricas de la cuenca. La morfometría de cuencas es el resultado de los procesos de transferencia de materia que han ocurrido en el pasado.

Cabe destacar que los territorios drenados por canales o afluentes que desembocan en el curso principal de una cuenca son conocidos como subcuencas.

3.1.1. Componentes de una cuenca de drenaje

Una cuenca de drenaje de un río corresponde a la superficie aguas arriba del exutorio de un canal que vierte agua y sedimento en ese canal. Es un sistema abierto donde la energía y la materia fluyen, con límites normalmente bien definidos representados por una **divisoria de aguas** (Figura 3.1), que corresponde a la línea imaginaria que separa el destino de los aportes (Bloom, 1998).

En general, se tienen tres dominios geomorfológicos en una cuenca:

- **Interfluvios.** Los interfluvios corresponden a los portezuelos que rodean las divisorias de aguas más alta en los bordes de la cuenca (Figura 3.1; Burbank y Anderson, 2011). Representan el área de la cuenca donde, en general, la incisión es menor y, dependiendo de su inclinación, pueden preservarse importantes espesores de regolitos generados *in situ* por la fragmentación física y degradación química de las rocas. Debido a la escasa transferencia de materia en estas unidades, se preservan geoformas heredadas de la historia geomorfológica previa a la incisión de los valles que componen la cuenca, como los pedimentos.

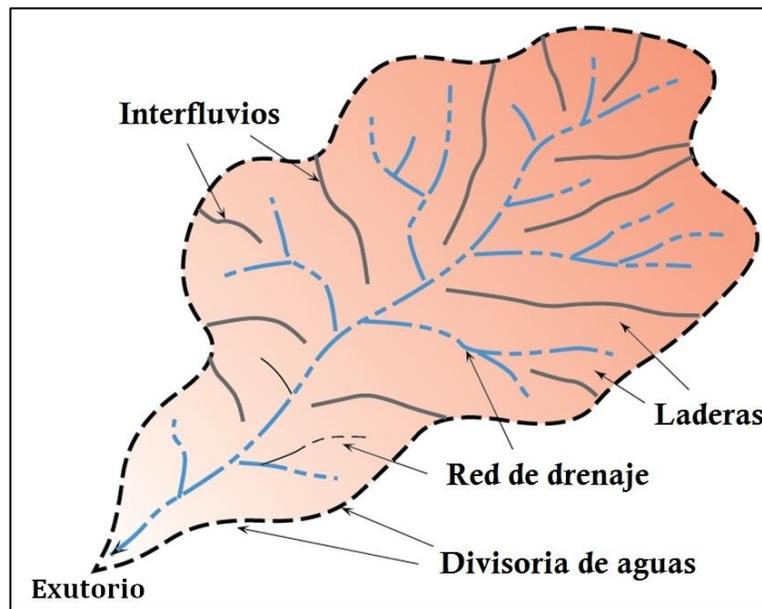


Figura 3.1. Componentes de una cuenca de drenaje (modificado de Burbank y Anderson, 2011).

- **Canales.** En los canales, la incisión es mayor. A pesar de que, en general, las redes de canales corresponden solo⁶ a un 1 a 5% del total del área de la cuenca (Kirkby, 1993), su rol en la erosión, transporte y deposición de sedimentos es crucial para el comportamiento y la evolución de la cuenca, debido a que la incisión que actúa sobre los canales fuerza al resto de los elementos de la cuenca a equilibrarse con respecto al nuevo nivel de base local.
- **Laderas.** Entre interfluvios y canales se sitúan las laderas, que corresponden a accidentes geográficos de alto relieve y pendiente. Ellas corresponden a las unidades de transferencia de la materia desde los interfluvios hasta los canales. Su caracterización es esencial considerando que corresponden a un gran porcentaje del total del área de una cuenca (Kirkby, 1993).

3.1.2. Caracterización morfométrica de cuencas de drenaje

Básicamente, las formas de la tierra pueden ser caracterizadas en términos de su tamaño, la elevación (máxima, mínimo o promedio), y la pendiente. Las mediciones cuantitativas permiten a los geomorfólogos comparar, objetivamente, diferentes accidentes geográficos y calcular parámetros que pueden ser útiles para identificar una característica particular de un área, como el nivel de actividad tectónica (Keller y Pinter, 1996). En particular, la morfometría de cuencas de drenaje ha reunido un conjunto numeroso de parámetros que representan propiedades inherentes al sistema fluvial, y que permiten realizar tratamientos estadísticos o matemáticos con el fin de disminuir la influencia de la subjetividad en las conclusiones que se deriven de esos parámetros. Algunos de ellos son:

- **Área de la cuenca**

El área de la cuenca corresponde al área drenada comprendida desde la línea divisora de aguas hasta el punto convenido, como el exutorio. Para la determinación del área de la cuenca es necesaria la delimitación de la cuenca, la cual es obtenida mediante el trazado de la línea divisoria de aguas, que presenta ciertas particularidades: (1) debe seguir las altas cumbres, (2) debe cortar ortogonalmente a las curvas de nivel y (3) no debe cortar ninguno de los cauces de la red de drenaje. En general, se obtiene directamente de un software; indicando el punto de interés

⁶ Acogida a la nueva normativa ortográfica según la RAE 2010.

es posible obtener directamente el área drenada contribuyente, es decir, el área drenada aguas arriba del punto señalado.

- **Relieve**

El relieve de una cuenca de drenaje corresponde a la diferencia entre la elevación máxima y la elevación mínima de la cuenca (equivalente a la elevación del exutorio).

$$R = \text{Elevación Máx.} - \text{Elevación Mín.} \quad (3.1)$$

- **Pendiente media de la cuenca**

Se calcula como la media ponderada de las pendientes de todas las superficies elementales de la cuenca en las que la línea de máxima pendiente se mantiene constante. Se calcula usando el método de Alvord (*e.g.* Guevara y Cartaya, 1991); o bien, directamente a través de herramientas morfométricas de softwares.

La fórmula matemática es la siguiente:

$$Sc = \left(\frac{\sum l_i * eq}{A} \right) 100 \quad (3.2)$$

Donde Sc es la pendiente media de la cuenca; $\sum l_i$ es la sumatoria de todas las longitudes de las curvas de nivel en km; eq es la equidistancia entre curvas en km; A corresponde al área de la cuenca.

La pendiente media de la cuenca es un índice de la velocidad media de la escorrentía y, por lo tanto, de su poder de arrastre o poder erosivo. Conforme se incrementa el valor de la pendiente media, mayor será la posibilidad de generar crecidas, ya que la capacidad de arrastre de sedimentos y la velocidad del caudal en caso de tormentas se incrementa en aquellas cuencas que presenten valores altos de pendientes.

- **Densidad de drenaje**

La densidad de drenaje permite cuantificar el grado de desarrollo de la red hidrográfica. Se define como la relación entre la longitud total de los cauces de una cuenca y el área de esta.

$$D_d = \Sigma L / A \quad (3.3)$$

Donde D_d es la densidad de drenaje (en km/km^2), ΣL es la longitud total de cauces (en km) y A es el área total de la cuenca (en km^2).

Los valores que permiten interpretar la densidad de drenaje, según Delgadillo y Páez (2008), se muestran en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1. Valores interpretativos de la densidad de drenaje (Delgadillo y Páez, 2008).

Densidad de drenaje (km/km^2)	Categoría
< 1	Baja
1 a 2	Moderada
2 a 3	Alta
> 3	Muy alta

Si se considera un tiempo dado, los factores que controlan la densidad de drenaje son: (1) litología del sustrato, (2) permeabilidad del suelo y capacidad de infiltración y (3) cobertura vegetal y tipo de la misma. Las mayores densidades de drenaje se encuentran en rocas blandas de baja permeabilidad y en regiones con escasa cobertura vegetal. Strahler precisó en 1986: “Los materiales geológicos duros y resistentes tales como el granito, gneiss, arenisca y cuarcitas, tienden a originar bajas densidades de drenaje. Esto es debido a que la erosión fluvial es difícil (...). En materiales blandos, tales como margas y arcillas, las cuencas por pequeñas que sean, pueden suministrar la escorrentía suficiente como para erosionar el cauce (...). Los materiales muy permeables, como las arenas o las gravas tienden a originar bajas densidades de drenaje, dado que la infiltración es grande (...). Una roca débil producirá mucha menos densidad de drenaje en un clima húmedo, donde una espesa cobertura vegetal protege el material subyacente que en una región árida, donde no existe dicha cobertura”.

- **Curvas hipsométricas**

La curva hipsométrica (relación superficie-altura) de una cuenca de drenaje se ha utilizado desde 1950 para describir la distribución del área de sección transversal de una cuenca de drenaje con una elevación particular (Figura 3.2A,B). Estas curvas se han utilizado para inferir la fase de desarrollo de la red de drenaje y, además, se consideran una poderosa herramienta para diferenciar entre zonas tectónicamente activas e inactivas (Keller y Pinter, 1996).

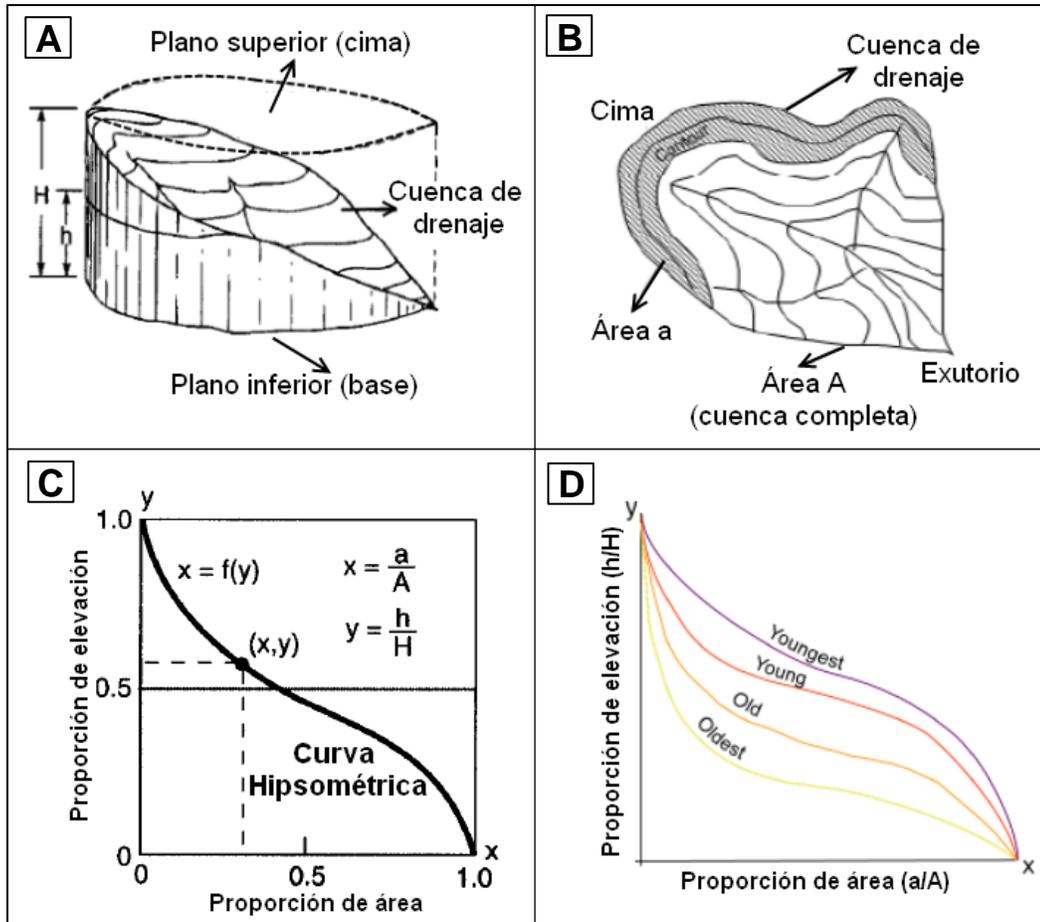


Figura 3.2. Componentes de un análisis hipsométrico (Strahler, 1952). A y B son diagramas que muestran de dónde derivan los parámetros adimensionales usados en los análisis, desde una perspectiva transversal (A) y en planta (B). C. Ploteo de los parámetros para generar la curva hipsométrica. D. Edades del relieve (según Davis, 1899) asociadas a las formas y valores obtenidos para cada curva hipsométrica.

La curva hipsométrica se crea mediante el trazado de la proporción de la altura total de la cuenca versus la proporción de la superficie total de la cuenca (Figura 3.2C). Los términos propuestos por Davis (1899) para las diferentes etapas del relieve (juvenil, maduro y senil) son asociados a las formas y valores obtenidos para cada curva hipsométrica (Figura 3.2D): (1) curvas convexas representan un estado joven ligeramente erosionado; (2) curvas sigmoidales, un estado maduro moderadamente erosionado; y (3) curvas cóncavas, un estado senil altamente erosionado (*e.g.* Keller y Printer, 2002). El área debajo de la curva hipsométrica se conoce como la **integral hipsométrica** (IH), que varía de 0 a 1 o, en términos porcentuales, de 0 a 100%. Se supone que la superficie total del gráfico corresponde al volumen total de roca antes del comienzo de la erosión, mientras que el área bajo la curva representaría el volumen de roca que permanece sin ser erosionado; del mismo modo, el área sobre la curva, denominada integral erosiva, representa el volumen de roca excavado por la erosión. Entonces, se tienen valores

cercanos a 0% en las regiones altamente erosionadas y valores cercanos a 100% en regiones ligeramente erosionadas.

La forma de las curvas hipsométricas y los valores de IH proporcionan valiosa información no solo acerca de la etapa de erosión de la cuenca, sino que también sobre los factores tectónicos, climáticos, y litológicos que controlan la evolución del paisaje (*e.g.* Huang y Niemann, 2006).

3.1.3. Caracterización de la red de drenaje

3.1.3.1. Jerarquización de la red de drenaje

La jerarquización de la red de drenaje divide los distintos cursos de agua que integran la red de drenaje superficial en segmentos de canales clasificados en función del orden de magnitud de los mismos. La jerarquización dependerá de lo que se considere como curso de agua, ya sea por la longitud mínima de los cursos así como por el área que drenan para ser considerados como red de drenaje.

Las redes de drenaje pueden ser modeladas o representadas como árboles conformados por un conjunto de nodos conectados unos a otros por segmentos de recta de manera que cada nodo tiene solo una ruta hacia la salida. Strahler (1957), basándose en el método de Horton (1945), propuso una clasificación de cursos fluviales basada en la organización de los tributarios (Figura 3.3), de modo que un curso de orden 1 carece de tributarios, uno de orden 2 es formado por la confluencia de dos cursos de orden 1, uno de orden 3 es formado por la confluencia de dos cursos de orden 2, y así sucesivamente hasta finalizar con la jerarquización de la red de drenaje. Como corolario, el orden de una cuenca de drenaje está dado por el curso de orden mayor.

Cabe destacar que el encuentro de un curso de orden inferior con otro de magnitud superior no significa un cambio de orden de magnitud en la red de drenaje. Por ejemplo, la confluencia de un curso de orden 1 con otro de orden 3 no varía la magnitud. La misma continúa siendo de orden 3; solo aumenta si se produce la confluencia entre dos cursos de agua de idéntica magnitud.

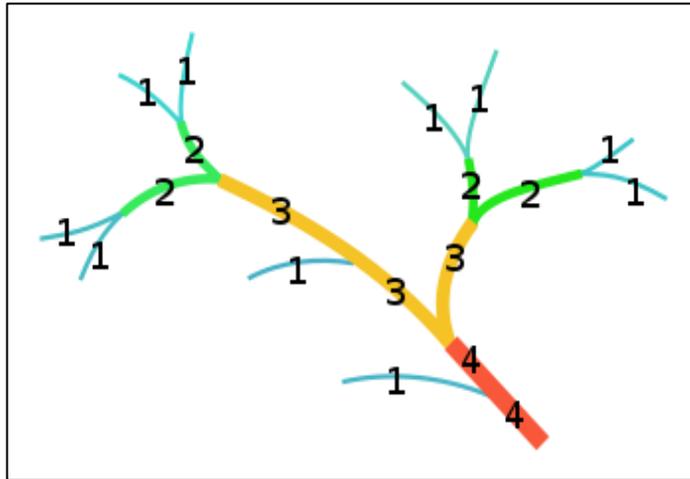


Figura 3.3. Diagrama mostrando jerarquización de la red de drenaje según Strahler (1957).

Horton (1945) estableció que el número, las longitudes promedio y las pendientes medias de los canales de cada orden en determinada cuenca de drenaje tienden a formar series geométricas y sugiere que lo mismo debería ocurrir con las áreas promedio de las subcuencas y de la cuenca. Schumm (1956) comprueba experimentalmente que esta última circunstancia se cumple y formula la cuarta ley de composición del drenaje. En los casos de la primera y tercera ley (número y pendientes promedio de los segmentos de distinto orden, respectivamente) son series inversas, mientras que en los casos de la segunda y cuarta ley (longitudes promedio de los segmentos y áreas medias de las subcuencas de diferente orden, respectivamente) las series son directas. Apartamientos significativos de las tendencias marcadas por las leyes revelan características particulares o anomalías en las redes de drenaje, motivadas por algún rasgo y/o evento natural o artificial.

3.1.3.2. Análisis de canales

3.1.3.2.1. Perfiles de *thalweg*

El *thalweg* corresponde a la línea que conecta los puntos de las partes más profundas de un río. Los perfiles longitudinales de un drenaje o **perfiles de *thalweg*** relacionan la altura con la distancia del segmento del canal estudiado de la cuenca. Un perfil de *thalweg* cóncavo representa un estado cercano al equilibrio del relieve con su nivel de base (Fig. 3.4a), mientras que un cambio abrupto de pendiente a lo largo del perfil, puede ser el resultado de la propagación de la incisión aguas arriba por el *thalweg*, producto de un cambio en la posición del nivel de base. Por

ello, estos perfiles proporcionan información sobre cambios de nivel de base del paisaje.

La magnitud de la pendiente media de un canal está directamente vinculada a la velocidad de un caudal a lo largo del cauce y, por ende, condiciona su energía cinética y, de esta manera, su potencia erosiva (Senciales, 1999).

La forma del perfil puede variar dependiendo de la acción de distintas condiciones lito-estructurales (Selby, 1985; Figura 3.4b-f). Con los perfiles de *thalweg* es posible evidenciar accidentes morfológicos del *thalweg*, causados por segmentaciones estructurales, diferencias en los modos de erosión y en la respuesta geomorfológica a la deformación reciente, o bien, a cambios litológicos al interior de las cuencas de drenaje (Strahler, 1960).

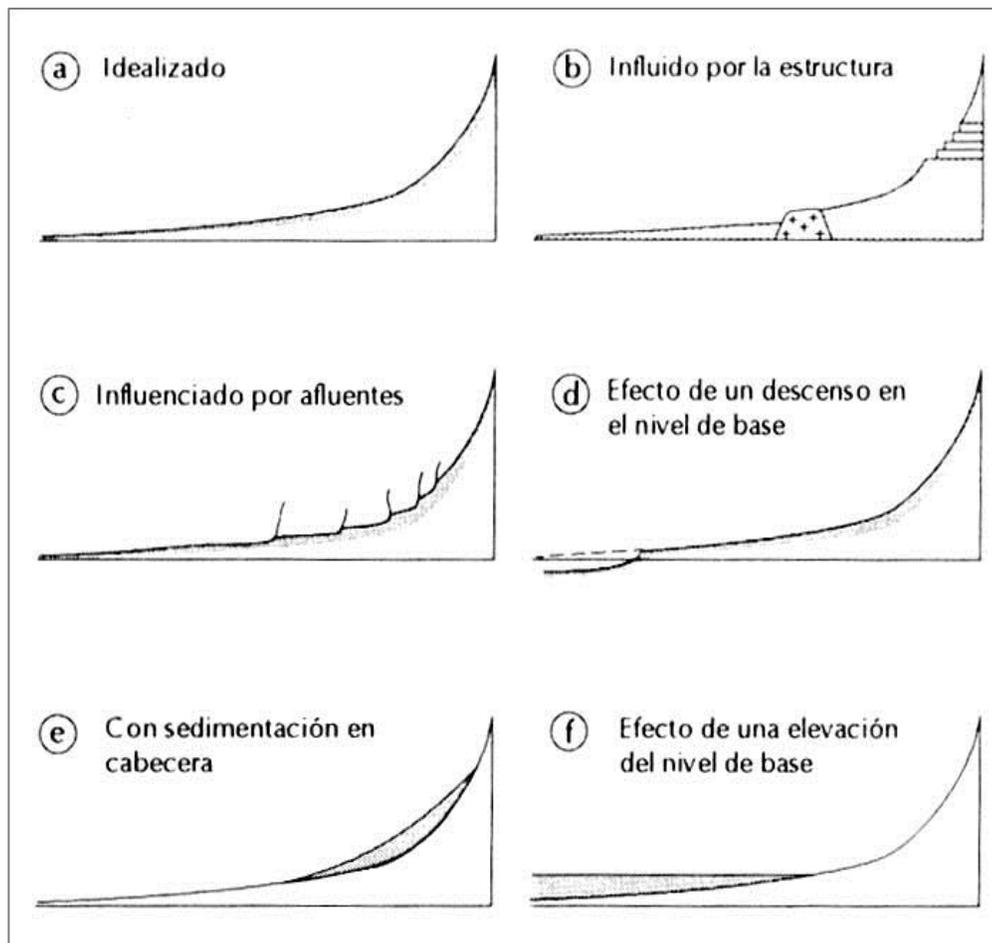


Figura 3.4. Condiciones lito-estructurales en la forma del perfil longitudinal para una corriente fluvial (Selby, 1985).

3.1.3.2.2. Concepto de *knickpoint*

La perturbación o inflexión en la pendiente de un *thalweg* se denomina *knickpoint*. Son evidenciadas por convexidades en la concavidad de los perfiles de *thalweg*, y marcan la posición donde la propagación de la incisión se vio limitada, ya sea por discontinuidades geológicas o disminución de la escorrentía. Los *knickpoints* separan la porción del canal de topografía ajustada (aguas abajo del *knickpoint*) de la porción relictas (aguas arriba del *knickpoint*) (Crosby y Whipple, 2006).

En los estudios de geomorfología fluvial y evolución del paisaje se ha observado que la presencia de los *knickpoints* se relaciona de forma directa con: (1) zonas activas de levantamiento (e.g. Burbank y Anderson, 2011; Wobus *et al.*, 2006a); (2) descensos bruscos del nivel de base de los ríos (e.g. Crosby y Whipple, 2006); (3) erosión diferencial asociada a contactos litológicos (e.g. Farias, 2007); y (4) control litológico-estructural. Otros mecanismos de formación resultan de procesos heredados en el relieve, como es el caso de la erosión glacial (e.g. Hayakawa y Matsukura, 2009).

La formación y propagación de los *knickpoints* es gatillada por cualquier proceso que produzca una caída en el nivel base, como por ejemplo, un aumento en la tasa de exhumación o un ajuste eustático (e.g. Whipple y Tucker, 1999). Tales eventos causan incisiones pronunciadas de canales inmediatamente aguas arriba del lugar donde el nivel base disminuye debido a que los procesos de ríos tienden a establecer un nuevo estado de equilibrio. Con el tiempo, los *knickpoints* migran aguas arriba, y al hacerlo, pueden iniciar una secuencia erosiva regresiva a lo largo de la cuenca de drenaje (Ritter *et al.* 2002). Ritter *et al.* (1999) sugieren que en canales formados de material sin cohesión (es decir, de lecho aluvial) los *knickpoints* serán suavizados después de una corta distancia de la migración aguas arriba.

Schlunegger *et al.* (2006) indican que los perfiles longitudinales de los cauces del norte de Chile, suelen exhibir una zona de resaltos (zona de *knickpoints*), denominada *knickzone*, la cual divide a los perfiles de los ríos en tres segmentos: un segmento de altas pendientes (el *knickzone*), y dos segmentos relativamente planos, ubicados aguas arriba y aguas abajo de este.

3.1.3.2.3. Análisis de pendiente de *thalweg* y área drenada

Desde la década de los 50's, se han realizado distintos estudios empíricos con el fin de analizar la relación existente entre la pendiente local de un canal y el área drenada contribuyente (*e.g.* Snyder *et al.*, 2000; Kirby y Whipple, 2001). La información topográfica obtenida de canales fluviales de distintos ambientes ha permitido establecer una relación entre la pendiente de *thalweg* y el área drenada (*e.g.* Flint, 1974; Howard y Kerby, 1983):

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (3.4)$$

Donde S representa la pendiente local del canal, A es el área drenada contribuyente, k_s corresponde al índice de empinamiento (*steepness*) y θ representa el índice de concavidad. El índice de empinamiento (k_s) estaría relacionado potencialmente con la tasa de alzamiento, mientras que el índice de concavidad (θ) sería independiente de la tasa de alzamiento (*e.g.* Howard *et al.*, 1994; Willgoose, 1994; Whipple y Tucker, 1999). θ comprende valores que van desde 0,3 a 0,6 (*e.g.* Wobus *et al.*, 2006b).

La relación de la Ecuación 3.4 asume que el clima y las precipitaciones se mantienen constantes en el tiempo y la litología está representada por un bloque homogéneo. La forma de esta ecuación predice que zonas con alzamientos espacialmente uniformes deberían manifestarse como arreglos lineales en gráficos logarítmicos de pendiente versus área drenada (Fig. 3.5). Los cambios en estos arreglos lineales, representados por *knickpoints*, pueden explicarse por: (1) variaciones de la tasa de alzamiento (Kirby y Whipple, 2001; Wobus *et al.*, 2006a), (2) por pulsos de incisión barridos a lo largo del canal fluvial (*e.g.* Whipple y Tucker, 1999), o (3) por litología.

Los valores de θ y k_s pueden ser directamente estimados a partir de regresiones de datos de pendiente-área drenada (Snyder *et al.*, 2000; Kirby y Whipple, 2001). Al aplicar la función logarítmica a la Ecuación 3.4 y, comparándola con la ecuación de la recta, se derivan directamente los índices de concavidad y de empinamiento:

$$\theta = a \quad (3.5)$$

y

$$k_s = 10^b \quad (3.6)$$

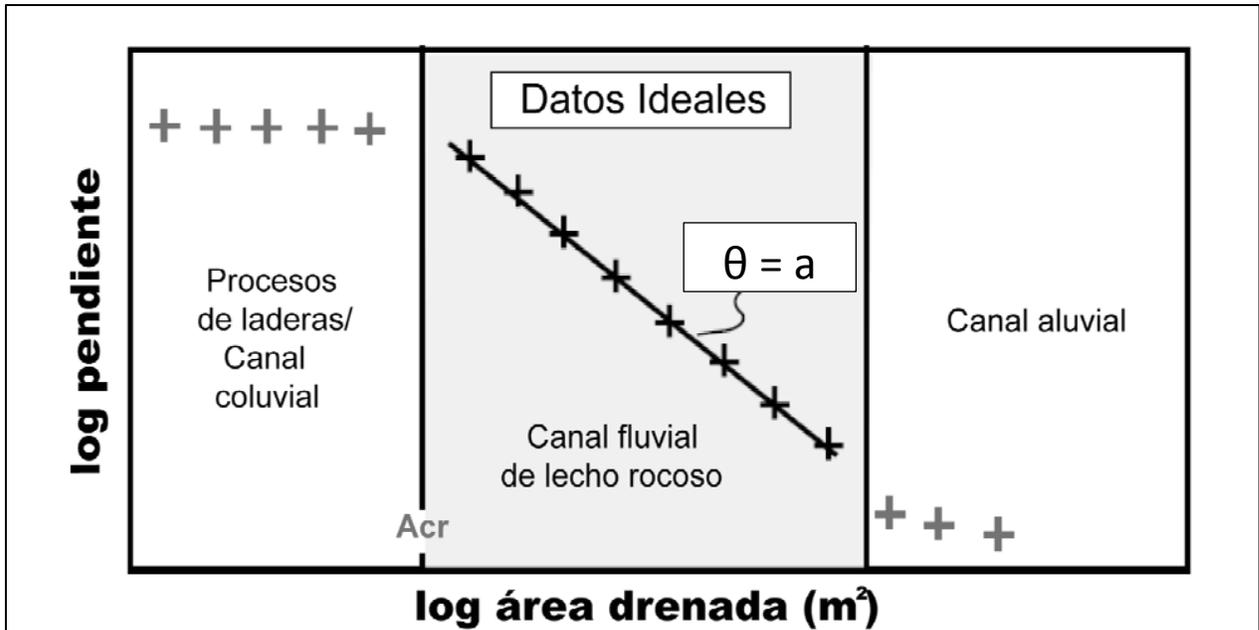


Figura 3.5. Interpretación de los datos pendiente-área drenada para una serie de datos ideales. Acr representa al área crítica en que se produce la transición desde procesos de laderas a procesos fluviales. Modificado a partir de Duvall *et al.* (2004).

Es decir, la pendiente de la ecuación de la recta representativa de los datos (a) corresponde al índice de concavidad y el coeficiente de posición (b) corresponde al logaritmo del índice de empinamiento. Típicamente, los valores de θ de referencia para procesos fluviales son mayores a 0,45 (*e.g.* Kirby *et al.*, 2003; Wobus *et al.*, 2006a).

3.1.3.2.4. Condición ideal y anomalías en perfiles longitudinales

En el caso ideal de un perfil longitudinal (Fig. 3.4a), los paisajes se caracterizan por presentar las siguientes condiciones:

1. Paisaje en *steady-state*, es decir, la erosión del material del lecho es a la misma tasa a la que se produce el alzamiento.
2. Procesos uniformes de alzamiento, de resistencia de roca del lecho y erosivos.

Si las dos condiciones anteriores se cumplen, se tiene un estado equilibrado, es decir, el perfil de *thalweg* presenta un comportamiento cóncavo y sin accidentes.

Entonces, la condición *steady-state* supuesta para paisajes donde existe un balance entre alzamiento y erosión, no considera rasgos de desequilibrio, como los *knickpoints* (*e.g.* Whipple y Tucker, 1999). Sin embargo, distintos autores han aplicado este modelo en paisajes en estado transitorio (*e.g.* Wobus *et al.*, 2006ab).

A pesar de que la Ecuación 3.4 es formulada considerando un paisaje en *steady-state*, esta puede ser utilizada en paisajes con estados transitorios como una aproximación; por lo tanto, las anomalías que puedan ser identificadas permitirán detectar rasgos morfológicos que, eventualmente, pueden tener un origen tectónico o climático (Figura 3.6). A continuación, se describen tres respuestas ideales ante distintos escenarios geológicos:

1. Ante un cambio climático, que da paso a condiciones más inestables y variables, se genera un aumento de la incisión. Como consecuencia, el perfil de *thalweg* del estado transitorio, aumenta su concavidad; sin embargo, la concavidad del estado de equilibrio final es igual a la inicial (Fig. 3.6A).
2. 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 (Fig. 3.6B).
3. 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 el caso anterior (Fig. 3.6C).

Wobus *et al.* (2006b) identificaron cuatro categorías de perfiles longitudinales en ríos del noreste de Taiwán (Fig. 3.7): ajustados, lineales, perfiles con *knickpoints* y valles colgados. Los canales de tributarios ajustados presentan un perfil suavizado, cóncavo hacia arriba y graduado hacia el exutorio del tributario (Fig. 3.7A). Los canales clasificados como lineales tienen un valor de concavidad cercano a cero, que posiblemente representa erosión por agentes no fluviales, como flujo de detritos (*e.g.* Stock y Dietrich, 2003) (Fig. 3.7B). Se diferencian los canales de categoría de *knickpoint* (Fig. 3.7C) con los de valle colgante (Fig. 3.7D), debido a la forma de los datos del gráfico log (pendiente) vs. log (área drenada): en el primer caso, el k_s de los datos aguas abajo del *knickpoint* es proporcional al k_s de la porción ajustada de los datos del canal troncal; mientras que los tributarios colgados, contienen extensiones hacia arriba que son significativamente más empinadas que los datos del canal troncal.

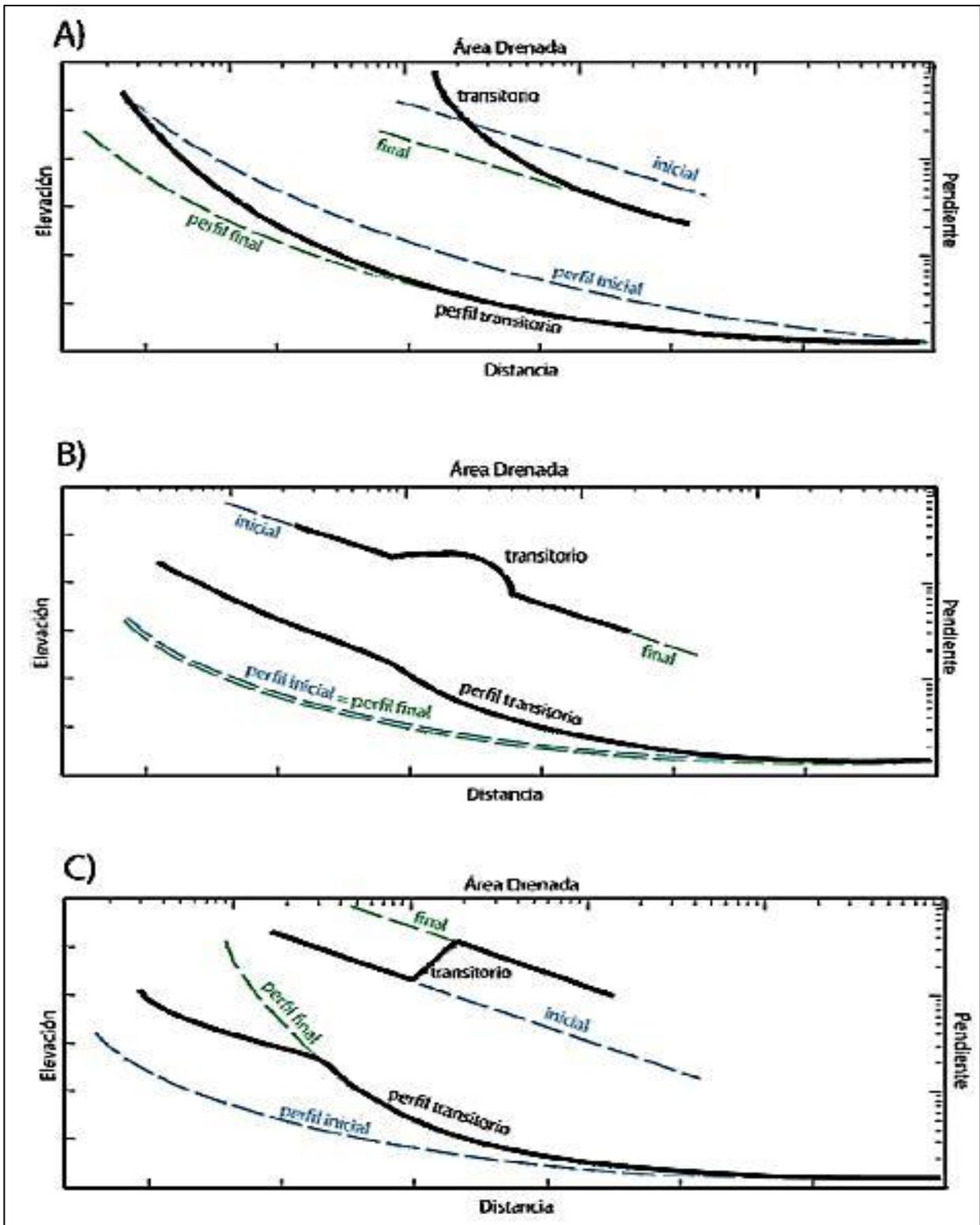


Figura 3.6. Esquemas de perfiles longitudinales (línea negra en la parte inferior de cada gráfico) y datos de pendiente y área drenada (línea negra en la parte superior de cada gráfico) mostrando estados de equilibrio y transitorios en diferentes casos. **A.** Respuesta ideal de un canal ante un cambio climático. **B.** Respuesta ideal de un canal ante una caída relativa del nivel base. **C.** Respuesta ideal de un canal ante una variación en la tasa de alzamiento. Basado en Snyder *et al.* (2000) y Wobus *et al.* (2006a).

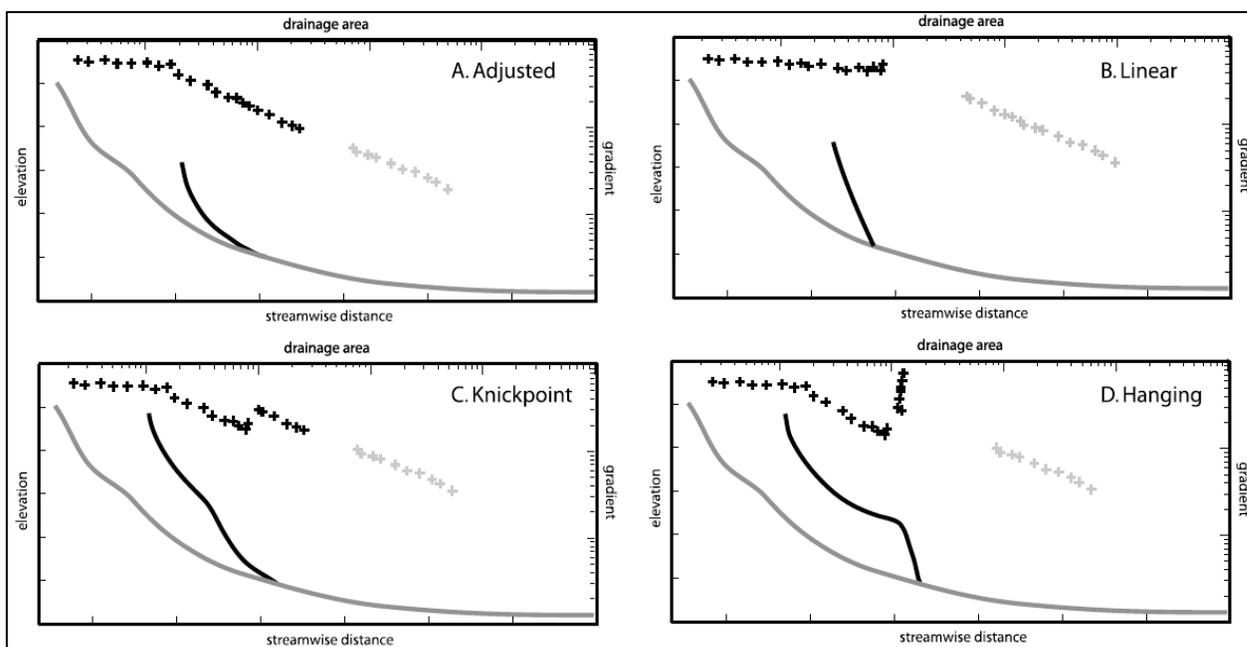


Figura 3.7. Esquemas que muestran ejemplos idealizados de cuatro categorías de perfiles longitudinales (líneas, ejes izquierdo e inferior) identificados en Taiwán, junto con la información de pendiente y área drenada asociada (cruces, ejes derecho y superior). Los datos del canal troncal se representan en color gris; y los datos de tributarios, en color negro. **A.** Perfil ajustado. **B.** Perfil Lineal. **C.** *Knickpoint* en el perfil longitudinal. **D.** Valle colgado. Extraído de Wobus *et al.*, 2006b.

A pesar de las anomalías, el análisis de pendientes de canales puede ser una herramienta muy útil en geomorfología tectónica (Kirby *et al.*, 2003). De hecho, en numerosos paisajes se observa una buena correlación entre patrones de alzamiento inferidos a partir de índices de empinamiento y los derivados con otros métodos, como la termocronología y el estudio de terrazas fluviales (*e.g.* Kirby *et al.*, 2003; Wobus *et al.*, 2003, 2006a).

3.2. Descripción de la cuenca de drenaje Algarrobal

La cuenca de la Quebrada Algarrobal presenta un patrón de drenaje dentrítico, con orientación NW-SE, transversal a las estructuras geológicas y a las unidades litológicas que atraviesa. La cabecera de la cuenca de la Quebrada Algarrobal no se extiende hasta la alta cordillera, sino que nace en el flanco occidental de la Cordillera Frontal y, por ende, se descartan aquellos procesos que ocurren a mayores altitudes de la Cordillera Frontal, como procesos glaciales. Su exutorio se sitúa en el mismo flanco de la Cordillera Frontal, a 100 km del mar aproximadamente (considerando una trayectoria sinuosa), e intersecta con el exutorio de otra cuenca que drena desde el NE (no estudiada en este trabajo).

Es importante aclarar que se consideran distintos exutorios dependiendo del enfoque del análisis: para estudiar la morfometría de la cuenca, se considera el exutorio de la cuenca Algarrobal, mientras que para analizar los canales principales, con el fin de mejorar la interpretación de los datos, se considera un exutorio situado en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa, cubierto por depósitos asociados al Llano de Travesía (Mortiner, 1973), específicamente al Llano Punta de Díaz (Arévalo y Welker, 2008) (Figura 3.8).

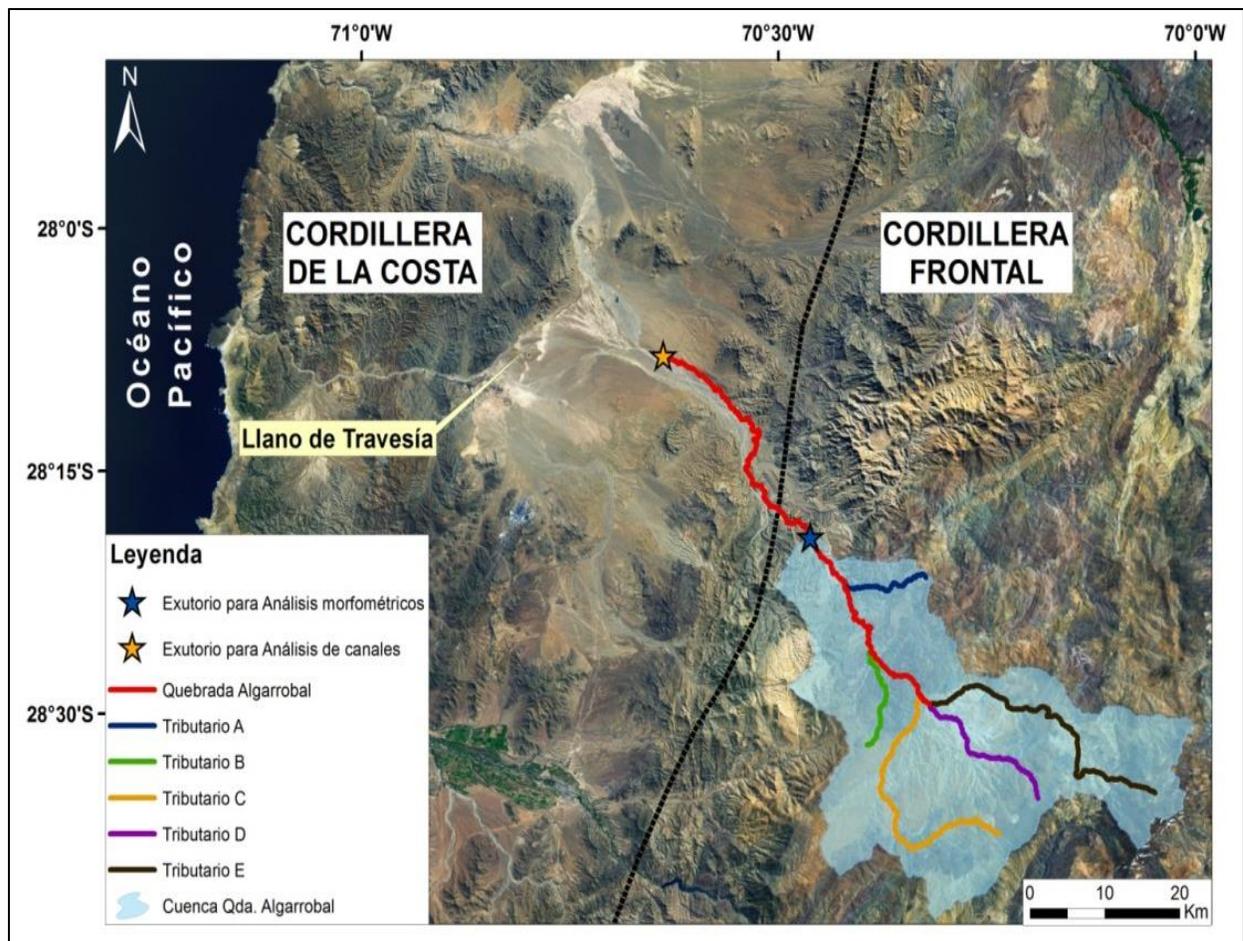


Figura 3.8. Imagen satelital que muestra los tributarios considerados (A, B, C, D y E) para los análisis morfométricos de cuenca y análisis de canales. Para los análisis morfométricos se considera el exutorio de la cuenca de la Quebrada Algarrobal (estrella azul), y para los análisis de canales, se considera un exutorio situado en el Llano de Travesía (estrella amarilla). Se incluye la delimitación de la cuenca de la Quebrada Algarrobal (polígono celeste) y el límite entre la Cordillera Frontal y la Cordillera de la Costa (línea punteada negra).

La cuenca Algarrobal consta del canal troncal representado por la Quebrada Algarrobal orientado en dirección NW-SE y es alimentada por cinco tributarios de orden de Strahler 3. Desde el exutorio a la cabecera de la cuenca Algarrobal, estos son:

- **Tributario A:** el canal está orientado en dirección E-W y su longitud es de 12 km aproximadamente.

- **Tributario B:** su longitud es de 16 km aprox., y el canal se presenta con orientación N-S.
- **Tributario C:** la longitud total del canal corresponde a 40 km aprox. Los primero *ca.* 25 km inmediatamente aguas arriba de su exutorio, están orientados en dirección N-S; luego, una sinuosidad pronunciada cambia la dirección de los últimos *ca.* 15 km a E-W.
- **Tributario D:** el canal presenta la misma dirección de la Quebrada Algarrobal situada aguas arriba del exutorio del mismo. Recorre 22 km aprox.
- **Tributario E:** con una longitud aproximada de 43 km, este canal presenta, en general, una orientación NW-SE. Cabe aclarar que este tributario es parte del canal troncal de la Quebrada Algarrobal. Solamente para los análisis morfométricos, es considerado como tributario para estudiar la subcuenca asociada; mientras que, para los análisis de canales, este tributario no es considerado como tal, sino que se estudia como parte del canal troncal de la Quebrada Algarrobal.

3.3. Procedimiento

3.3.1. Procesamiento de imágenes

El procesamiento de imágenes se llevó a cabo utilizando el software ENVI 4.8 y el programa de tratamiento de información geográfica *Terrain Analysis System (TAS-GIS;* Lindsay, 2005).

El Modelo Numérico de Elevación (MNE o DEM, por sus siglas en inglés) se obtuvo a partir del archivo SRTM⁷ con aproximadamente 90 m de resolución. Mediante las herramientas y funciones del software ENVI 4.8, se obtuvo el Modelo Numérico de Pendiente (MNP) que considera el cálculo de la pendiente de cada píxel utilizando el método de Zevenbergen y Thorne (1987). Este método ocupa una ventana móvil de 3x3 píxeles que recorre todo el MNE, calculando el valor de pendiente para el píxel del centro.

Con el fin de facilitar la legibilidad de las imágenes, se creó una imagen de relieve sombreado en escala de grises con base en el MNE, usando las herramientas topográficas de ENVI 4.8, y considerando unos ángulos de elevación y de azimut del Sol iguales a 35° y 270°, respectivamente.

⁷ *Shuttle Radar Topography Mission* (<http://www.jpl.nasa.gov/srtm/>)

- **Remoción de depresiones**

Para asegurar el flujo de la red de drenaje a crear, se creó una imagen DEM con las depresiones removidas. Esto se realizó mediante la función *Fill All Depressions* desplegada del menú *Pre-processing* del software TAS, usando el método *Planchon y Darboux* (recomendado).

- **Generación de la red de drenaje**

Para generar la imagen con la red de drenaje, se aplicó el algoritmo convencional D8⁸ al DEM con las depresiones removidas, a través de la herramienta *Catchment Area* desplegada del menú *Terrain Analysis* del software TAS. Como resultado, se generó una imagen para estimar el área drenada contribuyente (SCA, por sus siglas en inglés) para cada uno de los píxeles. Ahora bien, para facilitar el trabajo, se creó una imagen enmascarada de la anterior con la función *Derive Network* del menú *Terrain Analysis* del mismo software, aplicando el método *O'Callaghan y Mark* y considerando aquellos píxeles con un SCA mayor a 0,5 km².

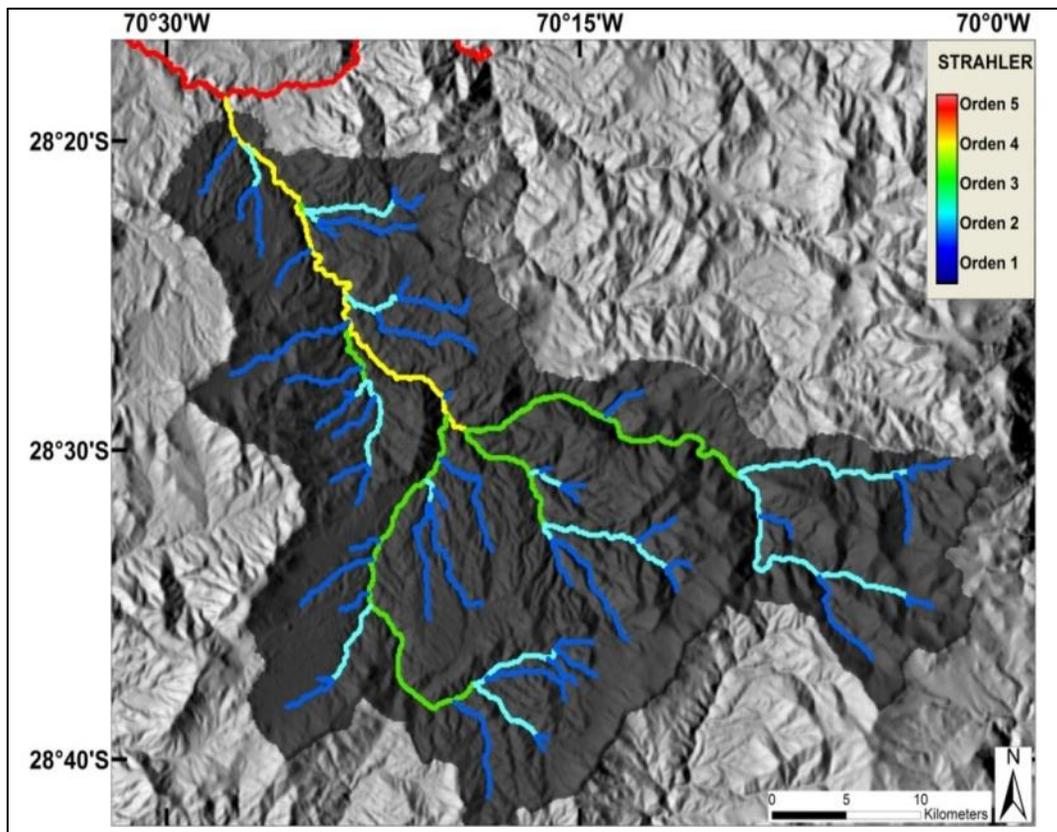


Figura 3.9. Red de drenaje de la cuenca de drenaje de la Quebrada Algarrobal con cuatro órdenes de Strahler asociados.

⁸ El algoritmo D8 se basa en el método de descenso más pronunciado ("*steepest descent*"), utilizado para modelar la topografía de drenaje a través de un DEM.

- **Jerarquización de la red de drenaje**

Usando la máscara del red de drenaje obtenida previamente y la función *Strahler Stream Order* del menú desplegable *Terrain Analysis* del software TAS, se obtuvo una imagen con la red de drenaje jerarquizada hasta el orden de Strahler 4 (Figura 3.9).

- **Delimitación de subcuencas tributarias**

Con la función *Watershed* derivada del menú desplegable *Terrain Analysis* del software TAS, se construyeron las máscaras de la cuenca principal Algarrobal y de las cinco subcuencas de drenaje a estudiar, seleccionando el exutorio de cada cuenca y considerando tributarios de orden de Strahler igual a 3 (Figura 3.10). Fueron seleccionados estos canales porque presentan áreas lo suficientemente extensas para involucrar procesos de transferencia de materia, que pueden ser ligados a factores tectónicos como factores climáticos a largo plazo.

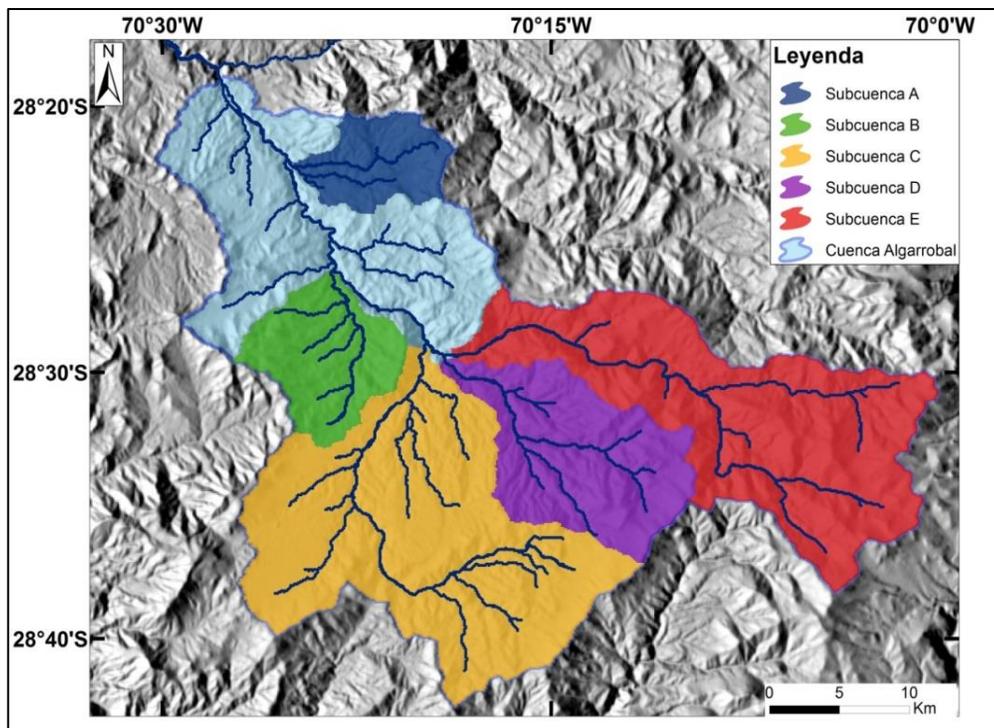


Figura 3.10. Relieve sombreado que muestra la delimitación de las 6 cuencas de drenaje a estudiar: la cuenca principal Algarrobal y las cinco subcuencas de los tributarios de orden de Strahler igual a 3 (Tributarios A-E). Se incluye la red de drenaje con líneas azules.

3.3.2. Parámetros morfométricos

Usando las funciones y herramientas de los softwares ENVI 4.8, TAS y *River Tools* 3.0, se estimaron los siguientes parámetros morfométricos para las seis cuencas de estudio:

- **Elevaciones:** aplicando las herramientas estadísticas de ENVI 4.8 (*Stats*) a las elevaciones (MNE) comprendidas por las máscaras de las cuencas de estudio, fue posible obtener los valores de altitudes máxima, media y mínima de cada cuenca. El relieve calculado corresponde a la diferencia entre la elevación máxima y la elevación mínima.
- **Integral Hipsométrica:** usando la función *Hypsometric Analysis* del menú desplegable de las herramientas morfométricas entregadas por el programa TAS, fue posible obtener tanto las curvas como las integrales hipsométricas para cada cuenca de estudio.
- **Área de la cuenca:** la magnitud del área drenada por cada cuenca de estudio estaba incluida en la información entregada directamente por *River Tools 3.0*, al delimitar las máscaras de las subcuencas. El área drenada contribuyente aguas arriba de los *knickpoints* se obtuvo de igual manera, considerando como exutorio la posición de los *knickpoints*.
- **Pendiente media de la cuenca:** aplicando las herramientas estadísticas de ENVI 4.8 (*Stats*) a las pendientes (MNP) comprendidas por las máscaras de las cuencas de estudio, fue posible obtener los valores de la media de las pendientes según cada cuenca de estudio.
- **Longitud total de canales que componen la cuenca:** se obtiene directamente de los archivos de texto arrojados al generar la cuenca y las subcuenca de estudio, en el programa *River Tools 3.0*.
- **Densidad de drenaje:** al igual que el parámetro anterior, se obtiene directamente de los archivos de texto arrojados al generar la cuenca y las subcuenca de estudio, en el programa *River Tools 3.0*.

3.3.3. Análisis de canales

3.3.3.1. Jerarquización

Usando el software *River Tools 3.0*, se obtuvieron directamente los parámetros para verificar la jerarquización de la red de drenaje de la cuenca Algarrobal. Estos son: número de canales, pendientes media y longitudes promedio de los segmentos de distinto orden y las áreas

media de las subcuencas de diferente orden. Los valores de estos parámetros están asociados a cada orden de Strahler. Cabe destacar que el software *River Tools* 3.0 reconoció 6 órdenes de Strahler en la red de drenaje de la cuenca en estudio; mientras que el software TAS (ver Sección 3.3.1.), identificó 4 órdenes de Strahler. La diferencia radica en el criterio de la metodología en la cual se basa cada software para determinar los cursos de agua, ya sea por la longitud mínima de los cursos así como por el área que drenan para ser considerados como red de drenaje.

3.3.3.2. Análisis de pendiente y área drenada

3.3.3.2.1. Elaboración de gráficos $\log(\text{Pendiente})$ vs. $\log(\text{Área Drenada})$

Los pasos seguidos para obtener y analizar los gráficos fueron los siguientes:

A. Extracción de información de *River Tools* 3.0. Se extrajo la red de drenaje vectorizada y la imagen ráster con la información del área drenada por cada pixel de la

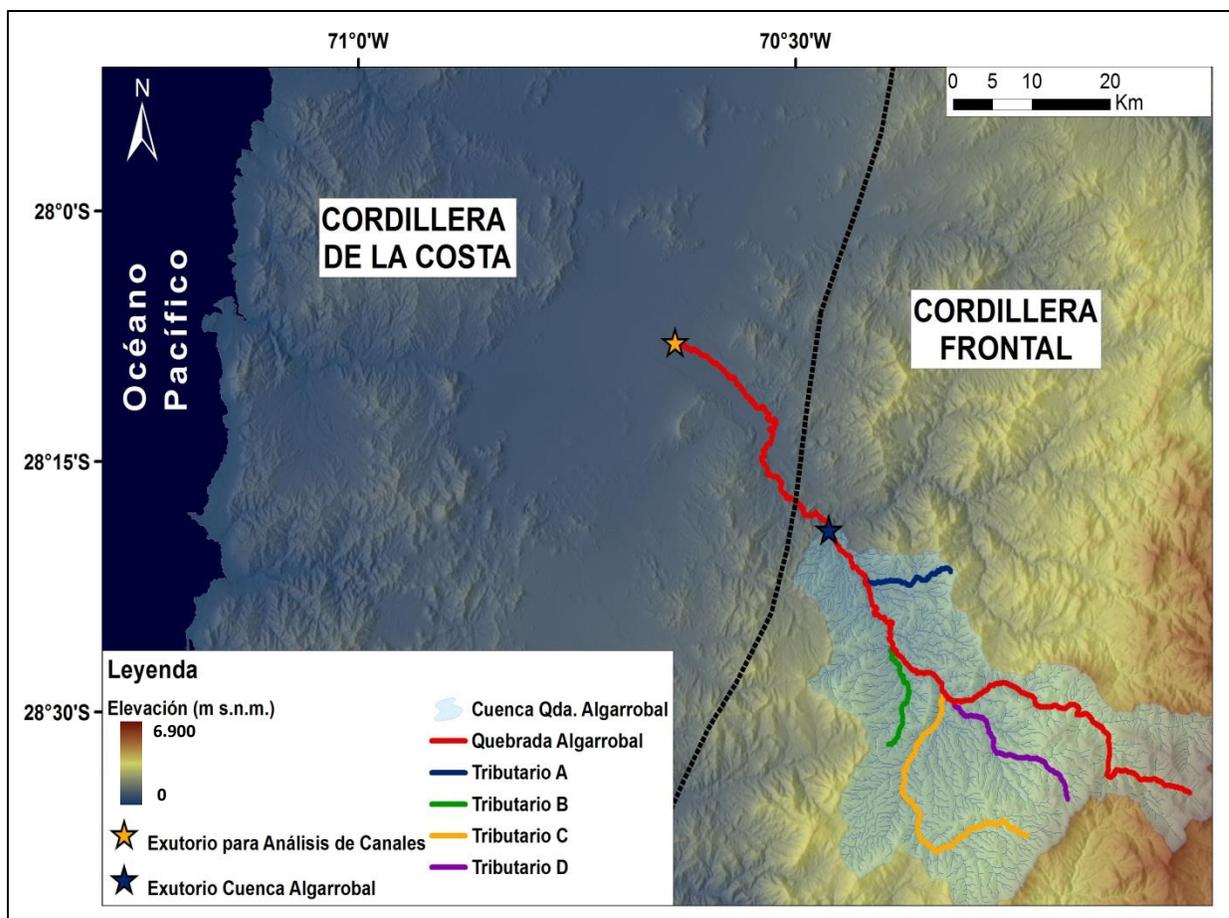


Figura 3.11. Modelo de elevación digital indicando el recorrido seguido por la Quebrada Algarrobal y por cada tributario estudiado según los análisis de canales (Tributarios A, B, C y D), considerando un exutorio situado en el Llano de Travesía (estrella amarilla). Se incluye la delimitación de la cuenca de la Quebrada Algarrobal (polígono celeste) y el límite entre la Cordillera Frontal y la Cordillera de la Costa (línea punteada negra).

cuenca de estudio a partir del Modelo Numérico de Elevación. Con el fin de mejorar la interpretación de los datos, se consideró un exutorio diferente al estudiado en los análisis morfométricos (Fig. 3.11).

B. Ajuste de vectores en ARCGIS 10.1. Se seleccionaron solo los canales principales a estudiar de la red de drenaje vectorizada obtenida previamente en *River Tools* 3.0 (Figura 3.11). Los vectores seleccionados fueron ajustados a los canales considerados por la imagen del área drenada (Fig. 3.12).

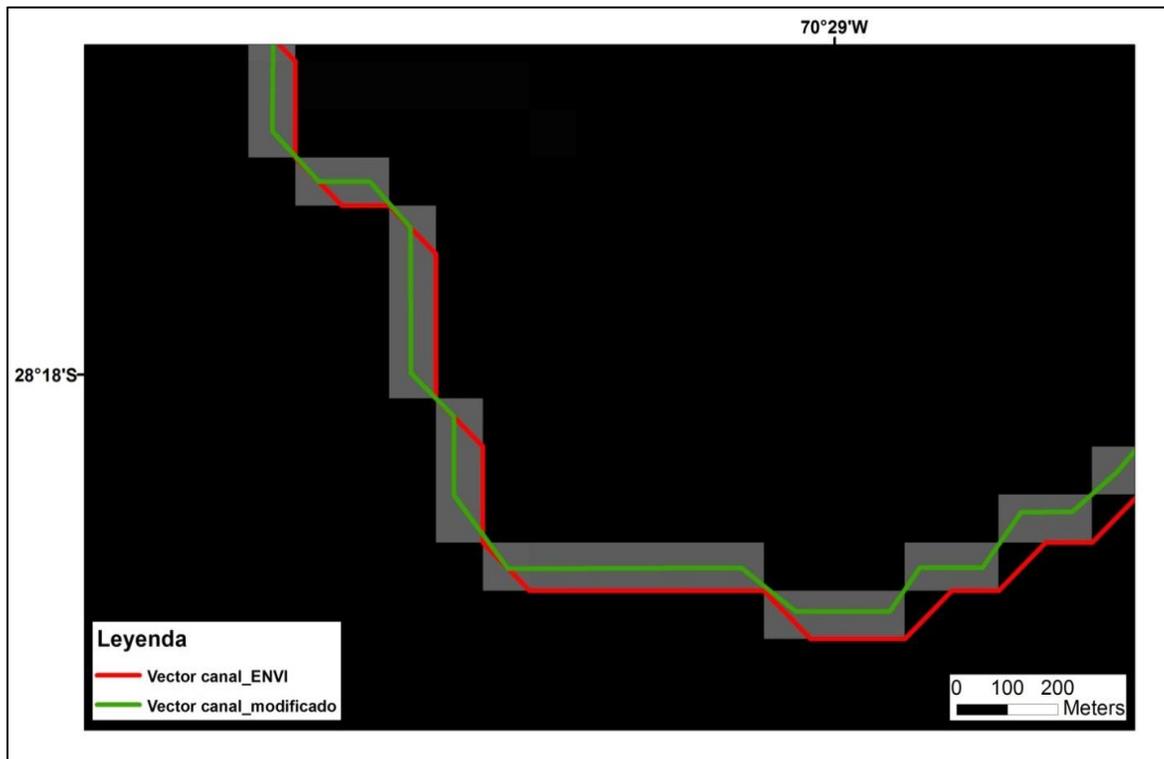


Figura 3.12. Detalle de un meandro correspondiente a una sección de la Quebrada Algarrobal sobre una Imagen ráster de área drenada (polígono gris). El canal está situado inmediatamente al oeste del exutorio de la cuenca de drenaje Algarrobal (estrella azul en Fig. 3.11). El vector del canal arrojado por ENVI (línea roja) fue ajustado al canal del ráster (polígono gris), resultando un nuevo vector corregido (línea verde).

C. Realización de perfiles longitudinales en ENVI 4.8. Se trazaron perfiles longitudinales para cada canal principal estudiado, importando los vectores ajustados anteriormente. A pesar de las correcciones realizadas en los vectores, la traza de los perfiles no coincide exactamente con sus trayectorias (Fig. 3.13). Se exportaron los archivos de texto de los perfiles realizados, para cada tributario, sobre una imagen ráster del área drenada y del Modelo Numérico de Elevación.

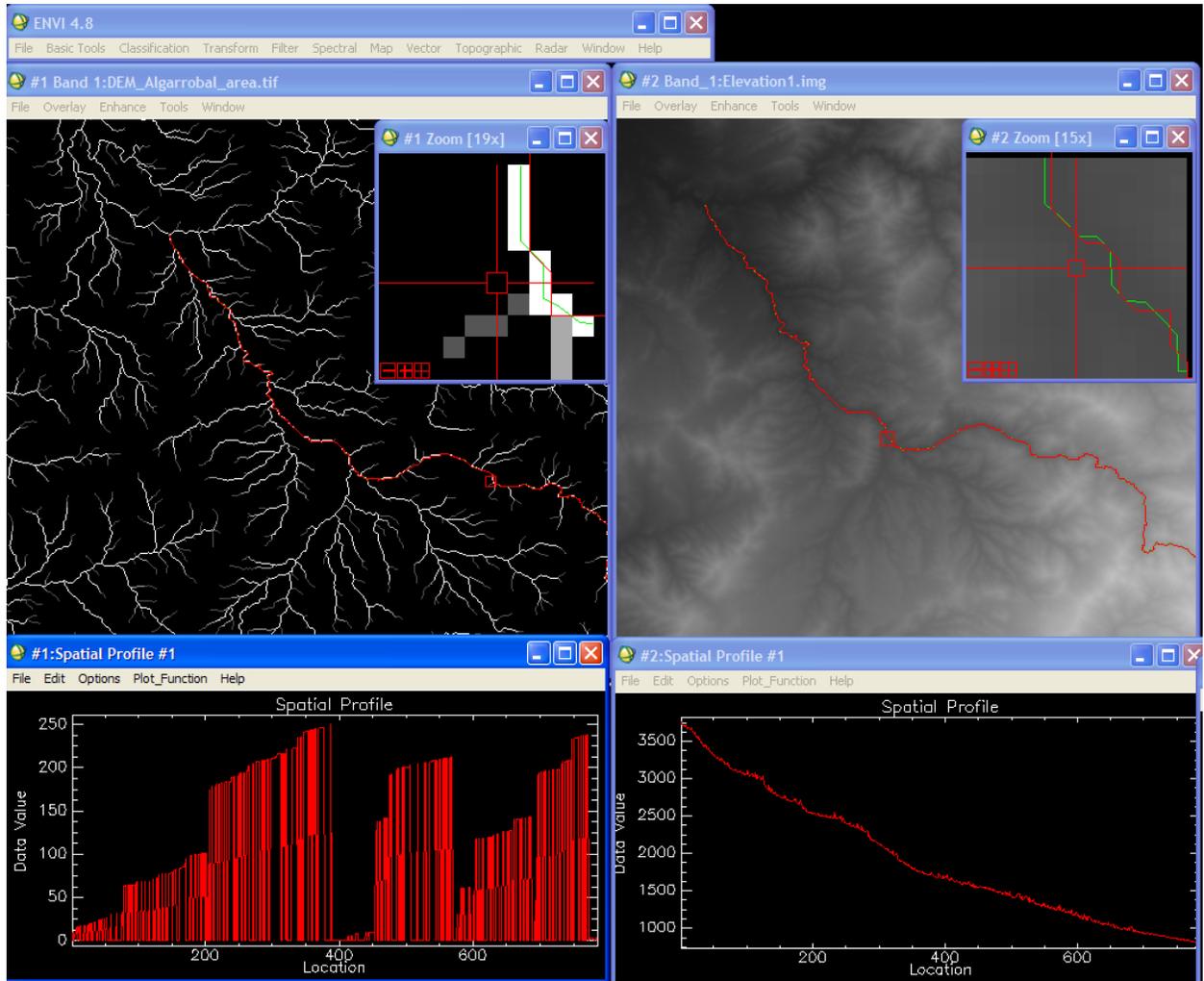


Figura 3.13. Trazo de perfiles longitudinales sobre una imagen ráster de área drenada (izquierda) y sobre un MNE (derecha). Sobre cada imagen ráster, se muestra un zoom que evidencia la diferencia de la trayectoria del vector importado (línea verde) y de la traza del perfil (línea roja). En la parte inferior de cada imagen, se presentan los gráficos de cada parámetro (izquierda: área drenada; derecha: elevación) con respecto a la distancia en píxeles.

D. Manipulación de datos en Excel 2010. El tratamiento de los datos exportados para obtener los valores de área drenada y pendiente fue el siguiente:

- **Ajuste de área drenada:**

Las columnas tratadas en Excel fueron las siguientes:

Distancia (píxeles)	Distancia (m)	AD ENVI (km ²)	AD modificada (km ²)	Log AD
------------------------	------------------	-------------------------------	-------------------------------------	-----------

Distancia (píxeles): distancia en píxeles arrojada directamente por ENVI.

Distancia (m): distancia en metros calculada a partir de la distancia en pixeles. Considerando la resolución de 90 m aproximadamente del MNE, se multiplicó cada fila de la columna anterior por 90 m.

AD ENVI (km²): área drenada por cada pixel arrojada directamente por ENVI.

AD modificada (km²): corresponde al área drenada de la columna anterior con modificaciones. Se requieren realizar ajustes al área drenada entregada por ENVI, porque la traza de los perfiles realizados no captura completamente la información del ráster, lo que implica un reseteo de los datos cada vez que la traza considera pixeles con valor nulo (Fig. 3.14A). Para corregir esto, se realizó un seguimiento pixel a pixel en ENVI, verificando y corrigiendo los datos para asegurar una continuidad y consistencia de la información del área drenada (Fig. 3.14B).

Log AD: corresponde al cálculo del logaritmo del área drenada modificada.

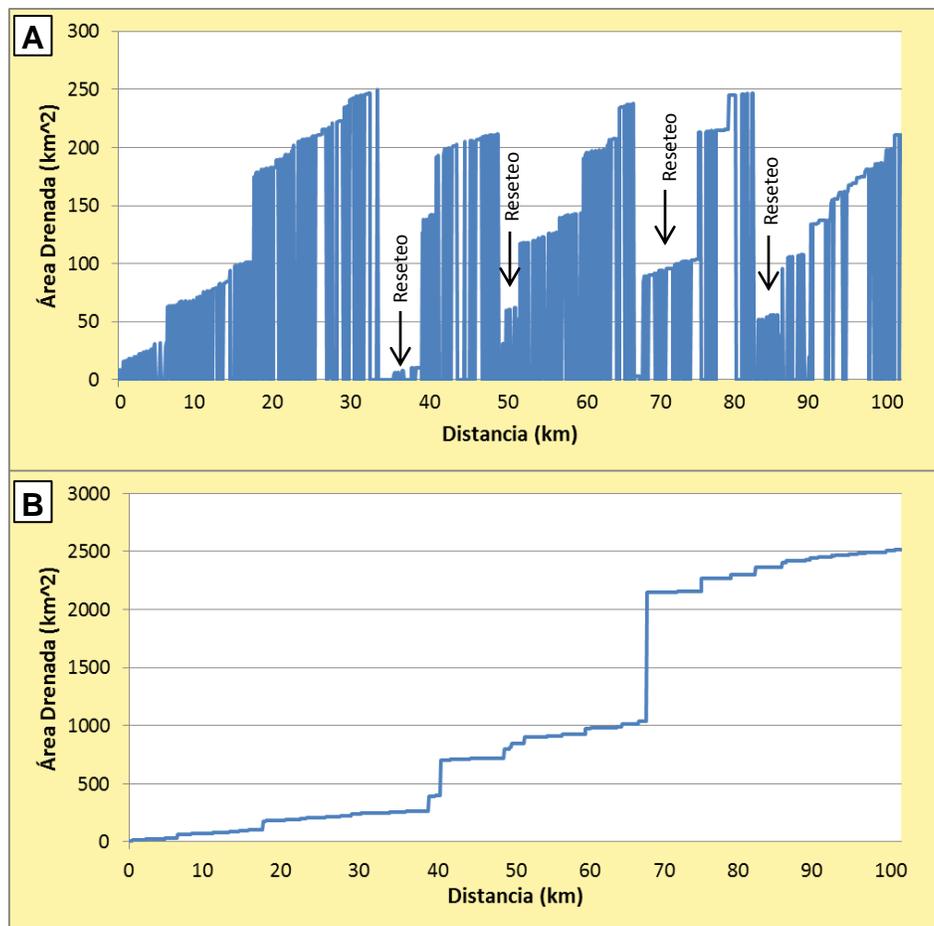


Figura 3.14. Gráficos Área drenada (km²) vs. Distancia (km). **A.** Considera área drenada arrojada directamente por ENVI, con desajustes de la traza del perfil longitudinal con respecto al vector del canal importado. **B.** Considera área drenada con correcciones.

- **Cálculo de pendiente:**

Las columnas tratadas en Excel fueron las siguientes:

Distancia (pixeles)	Distancia (m)	Elevación ENVI (m)	Elevación modificada (m)	Pendiente (m/m)	log Pendiente
------------------------	------------------	-----------------------	-----------------------------	--------------------	------------------

Distancia (pixeles): distancia en pixeles arrojada directamente por ENVI.

Distancia (m): distancia en metros calculada a partir de la distancia en pixeles. Considerando la resolución de 90 m aproximadamente del MNE, se multiplicó cada fila de la columna anterior por 90 m.

Elevación ENVI (m): elevación asociada a cada pixel arrojada directamente por ENVI.

Elevación modificada (m): corresponde a los valores de elevación de la columna anterior con modificaciones. Esto es necesario, ya que la traza de los perfiles realizados no coincide completamente con el *thalweg*, lo que implica que algunos pixeles pueden comprender información de zonas contiguas al *thalweg*, alterando el comportamiento estrictamente descendente del perfil de *thalweg* (Fig. 3.15A). Para corregir esto, se realizó una suavización de los datos de elevación utilizando una media móvil 31 pixeles (Fig. 3.15B).

Pendiente (m/m): corresponde al cociente entre la diferencia de dos valores de elevación consecutivos (E1-E2) y la diferencia entre dos valores de distancia en metros (D2-D1) consecutivos asociados a los valores de elevación considerados. Es decir:

$$P = \frac{(E1-E2)}{(D2-D1)} \quad (3.7)$$

Log Pendiente: corresponde al cálculo del logaritmo de la pendiente calculada. A pesar de la suavización realizada, aún se presentan valores negativos de pendiente (*i.e.* E2>E1; Ec. 3.7), cuyos valores logarítmicos no están definidos. Además, Wobus *et al.* (2006a) señalan que el formato de números enteros de los DEM's producen múltiples aplanamientos (zonas con pendiente cero). Ambos casos, valores negativos y nulos de pendientes, no son incluidos en los gráficos *log(Pendiente) vs. log(Área Drenada)*.

E. Por último, se realizaron los gráficos $\log(\text{Pendiente})$ vs. $\log(\text{Área Drenada})$.

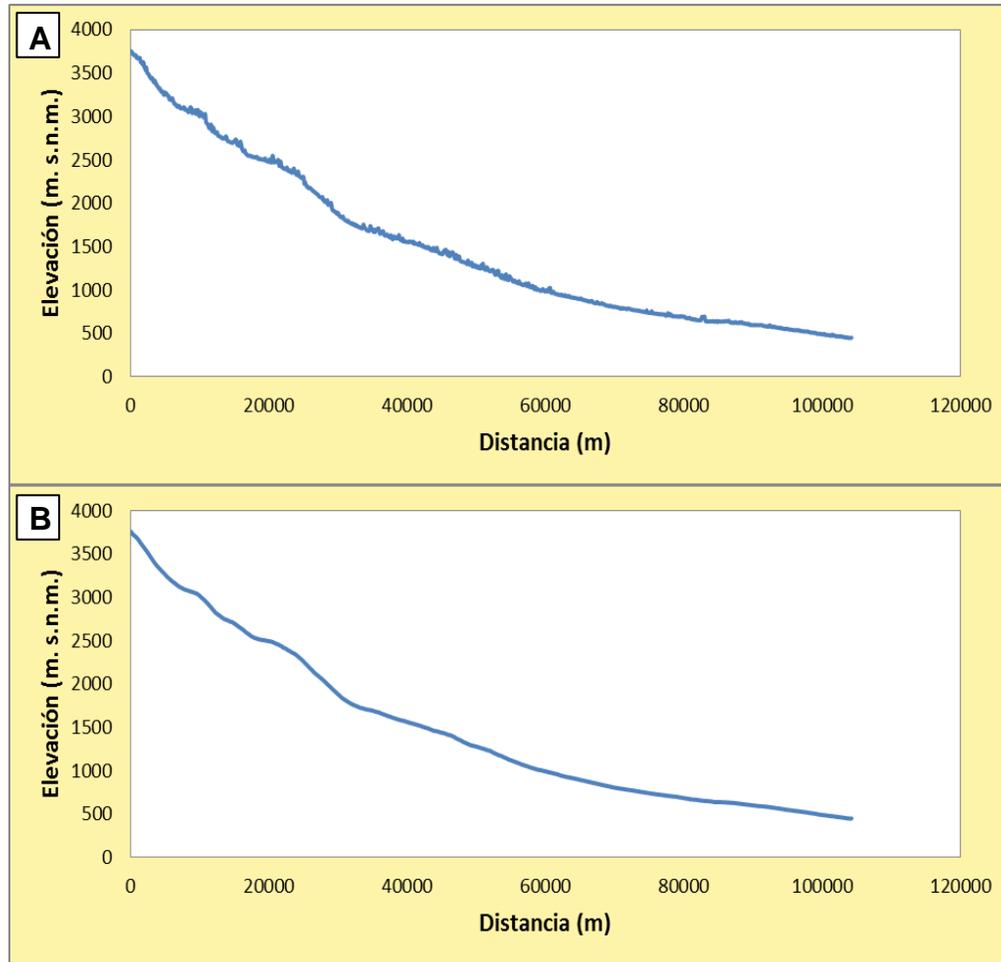


Figura 3.15. Gráficos Elevación (m) vs. Distancia (m). **A.** Considera valores de elevación arrojada directamente por ENVI, con desajustes de la traza del perfil longitudinal con respecto al vector del canal importado. **B.** Considera valores de elevación suavizados utilizando una media móvil de 31 píxeles.

3.3.3.2.2. Identificación de *knickpoints*

Una vez realizados los gráficos $\log(\text{Pendiente})$ vs. $\log(\text{Área Drenada})$, se procedió a identificar las anomalías en ellos y en los perfiles de *thalwegs*, mediante los siguientes pasos:

1. Primero, para facilitar los análisis, se realizó un promedio en los datos de $\log(\text{Área Drenada})$ cada 0,1, debido a que los valores de $\log(\text{AD})$ fluctúan entre 0,3 y 3,4.
2. Luego, se identificaron tramos de los promedios calculados que presentaran una tendencia general, obteniendo regresiones lineales diferentes en cada uno. Por lo tanto, el tamaño de los tramos y la cantidad de cálculos en cada subcuena resulta diferente en cada caso.

3. Dependiendo del valor del índice de concavidad, representado por la pendiente de la ecuación asociada a la tendencia, los tramos fueron asociados a procesos de remociones en masa (con $\theta < 0,45$) y a procesos fluviales ($\theta > 0,45$).
4. Por último, se correlacionaron las anomalías asociadas a la separación de los tramos con las convexidades identificadas en los perfiles de *thalwegs* y, luego, se compararon con las anomalías de esquemas ideales propuestas por otros autores (Figs. 3.6, 3.7).

Finalmente, los *knickpoints* identificados fueron ubicados en un mapa, con el fin de relacionar su distribución con la litología, con áreas drenadas de las subcuencas, con estructuras existentes y con confluencias dentro de la red de drenaje (Figs. 3.27 y 5.2).

3.4. Resultados e interpretaciones

3.4.1. Jerarquización de la red de drenaje

Con relación a la jerarquización de la red de drenaje en estudio, en la Figura 3.16 se observa el cumplimiento del comportamiento esperado para las relaciones postuladas por Horton (1945) para la cuenca de estudio. En efecto, se observa que el número de canales (Fig. 3.16A) y las pendientes promedio de los segmentos de distinto orden (Fig. 3.16C) presentan una relación inversa con respecto al orden de Strahler; por otra parte, se tiene que las longitudes promedio de los segmentos (Fig. 3.16B) y las áreas medias de las subcuencas de diferente orden (Fig. 3.16D) presentan una relación directa con respecto al orden de Strahler. En los cuatro casos se tienen tendencias lineales, sin apartamientos significativos, lo que significa la ausencia de anomalías en la cuenca de la Quebrada Algarrobal y, por ende, es posible ratificar la jerarquización de la red de drenaje.

3.4.2. Parámetros morfométricos

En la Tabla 3.2, se muestran los parámetros morfométricos de la cuenca principal Algarrobal y de las 5 subcuencas tributarias estudiadas: A, B, C, D y E. Se señala, además, el orden de Strahler asociado a la cuenca y a las subcuencas.

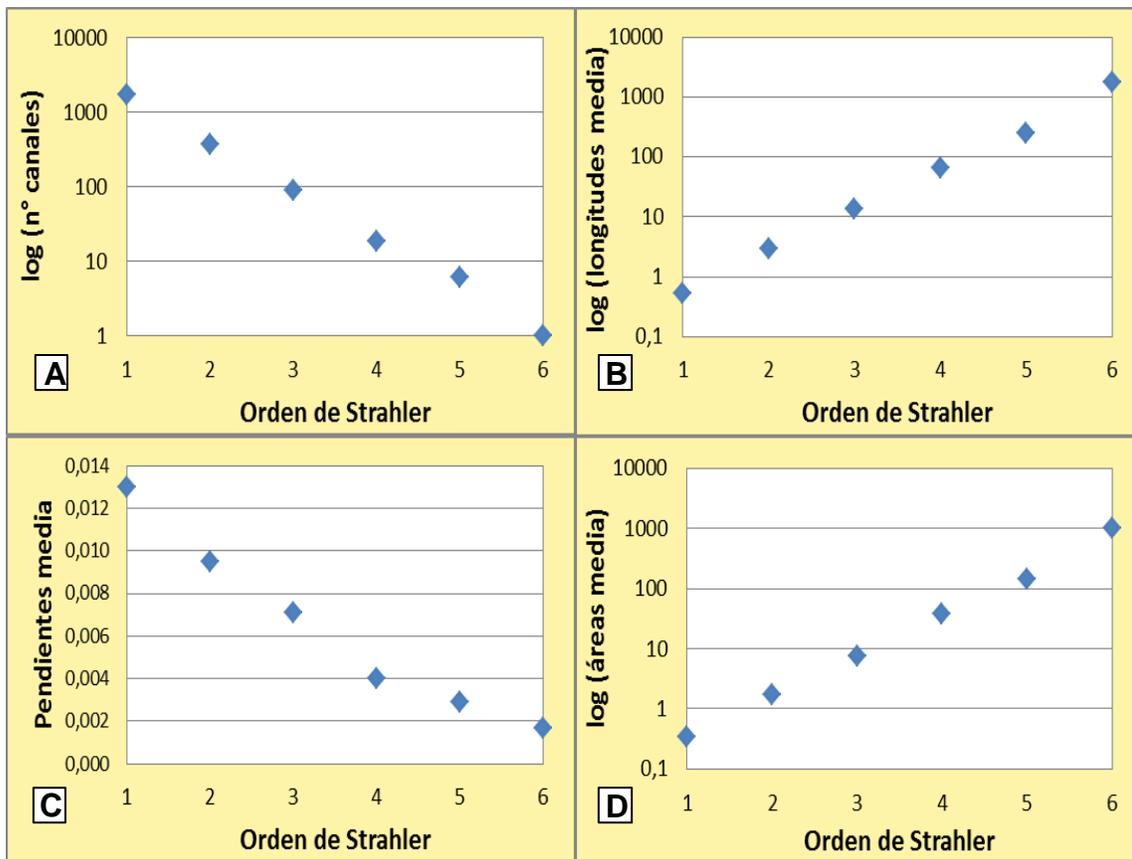


Figura 3.16. Gráficos que muestran relaciones basadas en las Leyes de Horton. **A.** El orden de Strahler vs. el número de canales con un orden de Strahler determinado. **B.** El orden de Strahler vs. la longitud total media de los canales con un orden de Strahler determinado. **C.** El orden de Strahler vs. la pendiente media de los canales con un orden de Strahler determinado. **D.** El orden de Strahler vs. las áreas media de las cuencas asociadas a canales con órdenes de Strahler determinados. Los gráficos A, B y D son semi-logarítmicos, donde el parámetro representado en el eje de las ordenadas se presenta en escala logarítmica; mientras que el orden de Strahler (eje de las abscisas), en escala aritmética.

Tabla 3.2. Parámetros morfométricos de las cuencas de drenaje en estudio.

Cuenca de estudio	E_{\min} (m)	E_{\max} (m)	R (m)	AD (km ²)	IH (%)	P_m (°)	ΣL (km)	Orden Strahler	D_d (km/km ²)
Cuenca Algarrobal	816	4.498	3.682	1.014,1	41,12	18,1	1.085,8	4	1,76
Tributario A	977	2.410	1.433	46,1	44,36	18,9	84,5	3	1,83
Tributario B	1.232	2.456	1.224	74,6	48,11	16,9	133,7	3	1,79
Tributario C	1.521	3.637	2.116	305,0	36,99	14,3	590,0	3	1,93
Tributario D	1.554	3.779	2.225	127,5	43,92	21	217,1	3	1,70
Tributario E	1.552	4.498	2.946	266,7	54,84	22,5	385,1	3	1,44

Abreviaciones: E_{\min} : elevación mínima, E_{\max} : elevación máxima, **R**: relieve, **AD**: área drenada, **IH**: Integral Hipsométrica, P_m : Pendiente media de la cuenca; ΣL : longitud total de canales que componen la cuenca, D_d : Densidad de drenaje.

En la Figura 3.17, se muestra el comportamiento de las curvas hipsométricas correspondientes a la cuenca principal y a las subcuencas tributarias.

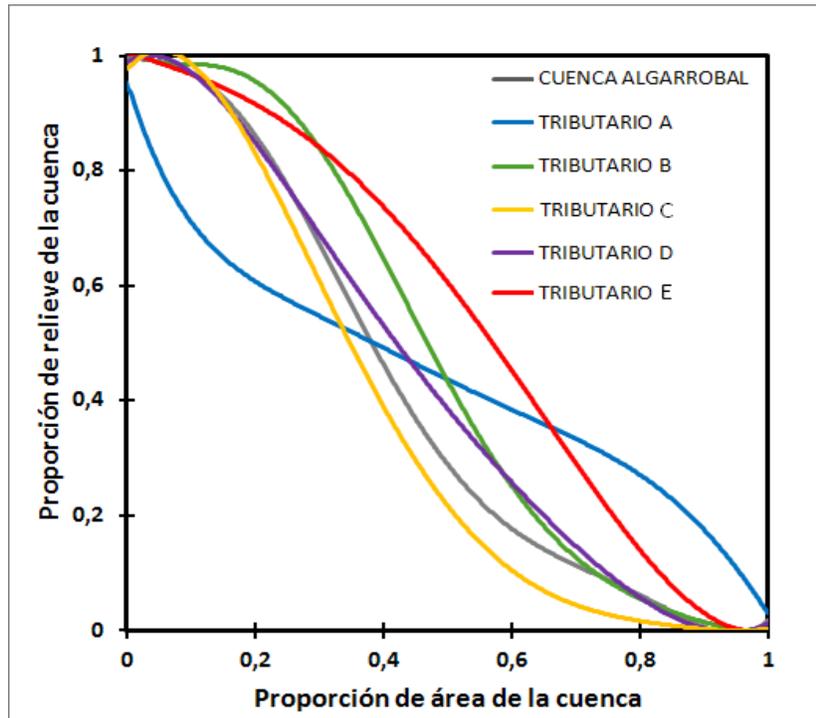


Figura 3.17. Curvas hipsométricas de las subcuencas tributarias estudiadas. Se incluye, además, la curva hipsométrica de la cuenca Algarrobal.

Las relaciones entre pendiente media, relieve e integral hipsométrica entre las subcuencas asociadas a los Tributarios A, B, C, D y E, se muestran en la Figura 3.18.

3.4.2.1. Comentarios

De acuerdo a la información expuesta anteriormente, es posible realizar los siguientes comentarios:

- **Respecto a la hipsometría:**

Los Tributarios A, B y D muestran integrales hipsométricas entre 40% y 50% (Tabla 3.2). Las curvas hipsométricas de los Tributarios B y D y de la cuenca Algarrobal (Fig. 3.17) presentan un comportamiento sigmoidal muy similar. A pesar de que la curva hipsométrica del Tributario A también es sigmoidal, su comportamiento se escapa del resto de las curvas, abarcando una menor proporción de área a altas elevaciones y una mayor proporción de área a bajas elevaciones, lo que es concordante con un relieve más maduro y cercano al nivel de base hacia el oeste.

La integral hipsométrica asociada al Tributario C es la menor de todas las subcuencas estudiadas (37%; Tabla 3.2). La forma de su curva hipsométrica es sigmoïdal con tendencia a una concavidad hacia arriba, y refleja un relieve mayormente homogeneizado evidenciado por una alta proporción de área de la cuenca a bajas elevaciones (*i.e.* más maduro, en términos erosivos).

La subcuenca E presenta la mayor integral hipsométrica de todas las subcuencas (55%; Tabla 3.2), y una curva que muestra una mayor convexidad hacia arriba con respecto a las otras curvas. Altos valores hipsométricos indican alta proporción de terreno en mayor altura, usualmente con valles encajonados (*i.e.* más joven, en términos erosivos), lo que significa un relieve fluvial en desequilibrio. Cabe aclarar que, contrariamente a lo que ocurre con la subcuenca A, la subcuenca E es la que se extiende más al oriente que el resto de las subcuencas, donde las elevaciones son superiores.

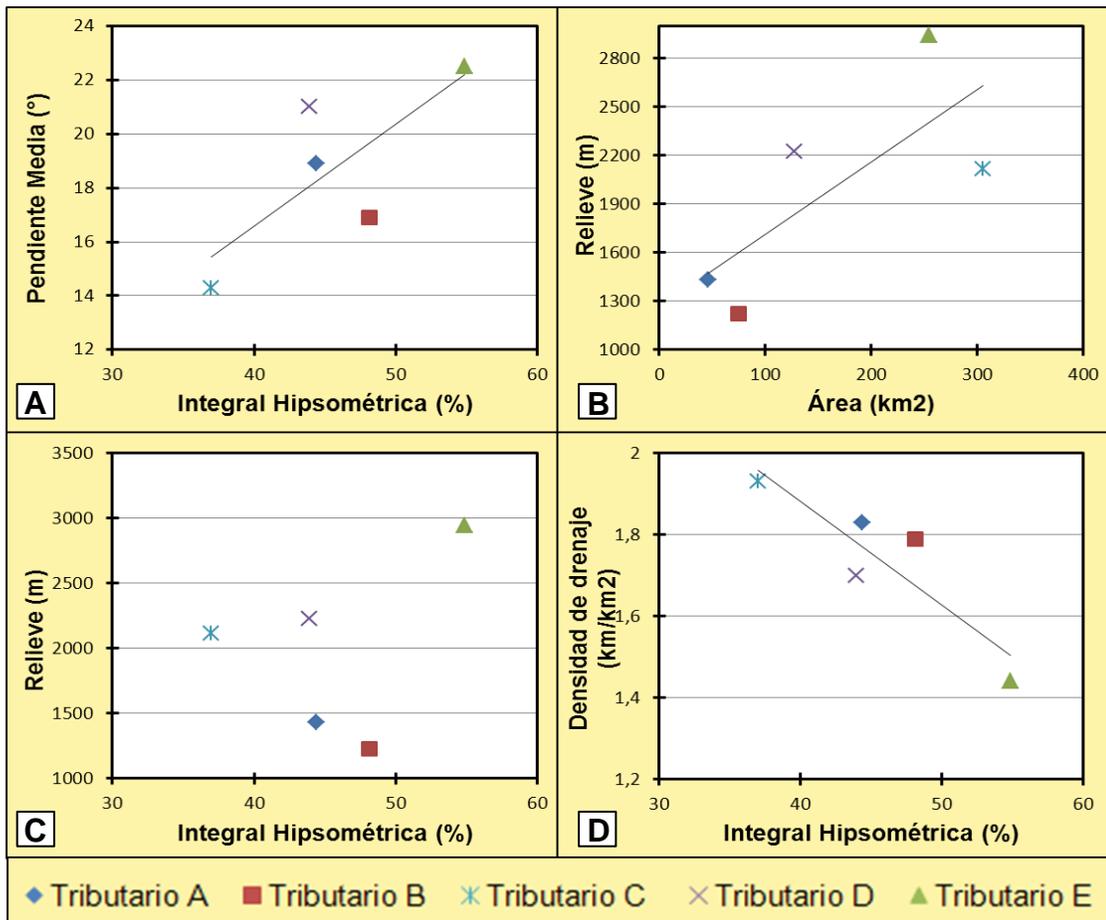


Figura 3.18. Relaciones de parámetros morfométricos característicos de las cuencas asociadas a los Tributarios A, B, C, D y E. **A.** Pendiente Media vs. Integral Hipsométrica. **B.** Relieve vs. Integral Hipsométrica **C.** Relieve vs. Área Drenada. **D.** Integral Hipsométrica vs. Área Drenada.

- **Respecto a la pendiente media:**

Lo expuesto previamente, con respecto a la hipsometría, se condice con la información de las pendientes medias obtenidas para cada subcuenca. En efecto, A, B, C y D presentan una pendiente media que fluctúa entre 14° y 21° , valores esperables según los resultados obtenidos en las cinco cuencas mayores que atraviesan la región de antearco del Norte Chico correspondientes a los valles de los ríos (de norte a sur): Copiapó, Huasco, Elqui, Limarí y Choapa (Aguilar *et al.*, 2013), áreas aledañas y similares a la zona de estudio.

Los valores de las pendientes media de las subcuencas A, B, C y D son inferiores a la pendiente media de la subcuenca asociada al Tributario E (23°), cuyo valor, relativamente alto, indica nuevamente un estado en desequilibrio o un estado transitorio hacia lograr un equilibrio.

Así, del gráfico Integral Hipsométrica vs. Pendiente (Fig. 3.18A), se observa que a medida que aumenta la magnitud de la integral hipsométrica de las cuencas, mayor es la pendiente media. Se desprende que altos valores hipsométricos como el del Tributario E indican que existe un gran porcentaje del área de la cuenca a altas elevaciones y un pequeño porcentaje del área a bajas elevaciones, que representaría el *thalweg* encajonado como un cañón, característico de laderas extensas y muy empinadas, lo que explica la alta pendiente media de la cuenca asociada al Tributario E.

- **Respecto al relieve:**

Las subcuencas de los Tributarios A y B presentan los menores relieves de las cinco subcuencas (1.433 y 1.224 m, respectivamente; Tabla 3.2), lo cual se condice con las bajas áreas de drenaje características de estas dos subcuencas (46 y 72 km², respectivamente) y con la posición topográfica de ellas, puesto que se sitúan hacia el oeste de las otras tres subcuencas, donde la influencia del alzamiento de la Cordillera Frontal podría haber sido menor. De hecho, estos bajos relieves sugieren que podría tratarse de relieves asociados a la Cordillera de la Costa.

Las subcuencas de los Tributarios C y D tienen relieves moderados (2.116 y 2.225 m, respectivamente), considerando las altas áreas de drenaje que las caracterizan (305 y 128 km², respectivamente), especialmente la subcuenca del Tributario C que muestra un área drenada mayor a la del Tributario E (267 km²) y que, sin embargo, posee mucho menos relieve.

La subcuenca tributaria E nuevamente escapa del comportamiento del resto, ya que su relieve es mucho más alto (2.946 m), lo cual se correlaciona con los altos valores de pendiente media y de integral hipsométrica comentados anteriormente.

En el gráfico Área vs. Relieve (Fig. 3.18B), se observa una tendencia positiva. Mientras mayor es el área drenada, mayor es el poder erosivo y, por ende, mayor es el relieve. Se destaca que, a pesar de que la subcuenca del Tributario C presenta un área mayor con respecto a la del Tributario E, su relieve es menor que el de la subcuenca tributaria E.

En el gráfico Integral Hipsométrica vs. Relieve (Fig. 3.18C) no se observa una correlación clara. Sí se destaca la anomalía del Tributario E, con respecto a los bajos valores de integral hipsométrica y de relieve presentados por las otras subcuencas.

- **Respecto a la densidad de drenaje:**

Las densidades de drenaje obtenidas para las cinco subcuencas varían entre 1,4 y 2 km/km² (Tabla 3.2), correspondiendo a valores moderados, según Delgadillo y Páez (2008; Tabla 3.1). En general, se presenta el mismo comportamiento observado en los parámetros morfométricos analizados previamente. Particularmente, las densidades de drenaje de las subcuencas tributarias A, B, C y D están comprendidas entre 1,7 y 1,93. La similitud de estos valores puede explicarse por la resistente litología que caracteriza a la zona de estudio (principalmente rocas intrusivas y volcánicas), la cual tiende a originar bajas densidades de drenaje (Strahler, 1986). Factores como una baja permeabilidad del material litológico y la escasa cobertura vegetal, característicos de la zona estudiada, contribuyen a que los valores sean considerados moderados y no bajos. El valor de densidad de drenaje arrojado por la subcuenca del Tributario E es el menor (1,44 km/km²), lo cual puede explicarse con la mayor permeabilidad que caracteriza a esta subcuenca, debido a la presencia de un sistema de fallas de orientación NW-SE (Augusto Fuentes⁹, comunicación personal), lo que implica un aumento de la infiltración de esa zona, contribuyendo a una disminución de la densidad de drenaje.

En el gráfico Integral Hipsométrica vs. Densidad de drenaje (Fig. 3.18D) se observa una correlación negativa: conforme aumentan los valores de la integral hipsométrica, menores son las densidades de drenaje de cada subcuenca.

⁹ Geólogo de Proyecto Exploraciones de Teck-Relincho

Para futuras consideraciones, se destaca que las subcuencas tributarias A y B se encuentran, principalmente, sobre rocas volcánicas; mientras que las subcuencas C y D, se encuentran mayoritariamente sobre rocas intrusivas. La subcuenca E, se encuentran tanto sobre rocas intrusivas como volcánicas (Fig. 3.19).

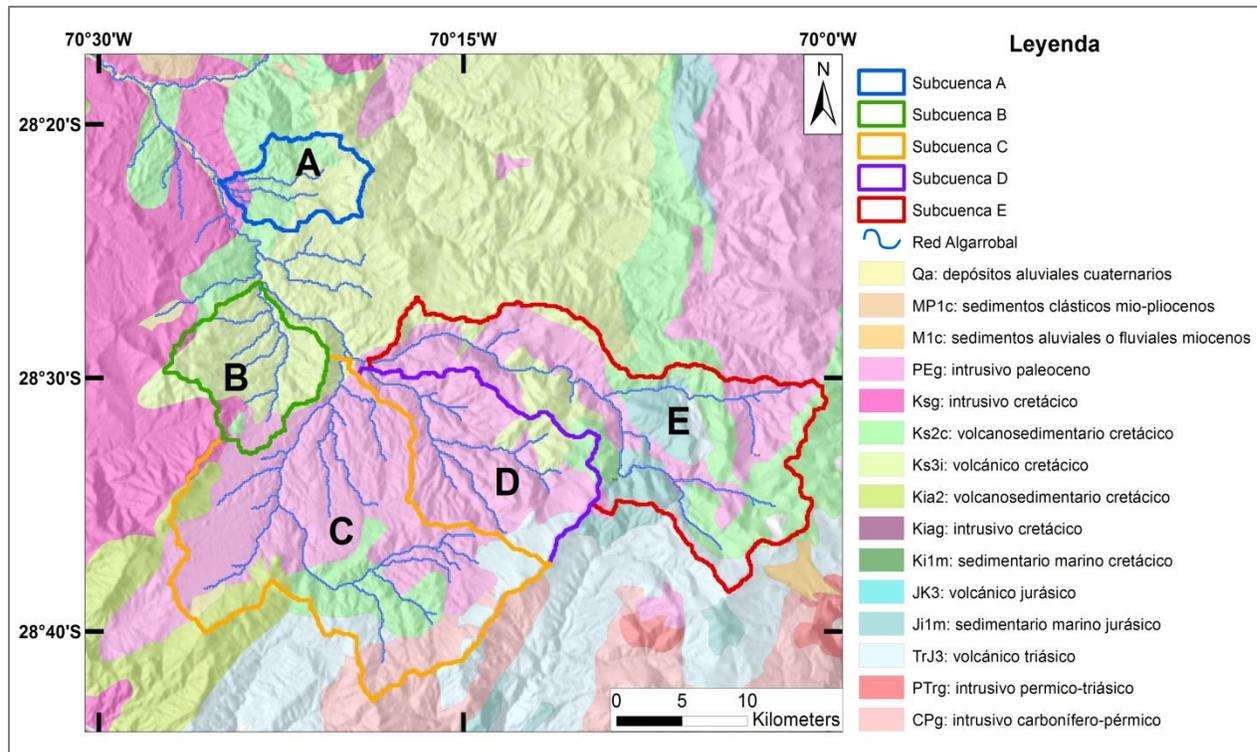


Figura 3.19. Mapa litológico que incluye la delimitación de las cinco subcuencas estudiadas. El detalle de la descripción de las unidades litológicas (SERNAGEOMIN, 2003) se muestra en la Figura 2.5.

3.4.3. Análisis de canales

Como se mencionó en la Sección 3.2, en los análisis de canales se consideraron cuatro subcuencas tributarias (A, B, C y D), y el canal troncal de la Quebrada Algarrobal que incluye al Tributario E. El recorrido estudiado abarca desde sus respectivas cabeceras hasta un exutorio situado en el Llano de Travesía (Fig. 3.11). Primero, se analizarán los gráficos $\log(\text{Pendiente})$ vs. $\log(\text{Área Drenada})$, ya que es una forma de comprobar que las anomalías identificadas en los perfiles de *thalweg* correspondan a *knickpoints*. Luego, se presentarán los *knickpoints* reconocidos junto a sus características.

3.4.3.1. Análisis Pendiente – Área drenada

Para facilitar el análisis e interpretación de los gráficos $\log(\text{Pendiente})$ vs. $\log(\text{Área Drenada})$ resultantes, se agrega el perfil de *thalweg* asociado a cada canal estudiado. Es importante aclarar que:

1. La ausencia de datos en los gráficos $\log(\text{Pendiente})$ vs. $\log(\text{Área Drenada})$ corresponden a aumentos considerables de área drenada debido al aporte de afluentes.
2. La correlación entre los datos ploteados en los gráficos logarítmicos y en los perfiles de *thalwegs* se realizó mediante los valores de distancia. Es decir, cada coordenada del gráfico logarítmico tiene un valor de distancia asociado, el cual corresponde a los valores del eje de las abscisas del gráfico del perfil de *thalweg*. De esta forma, es posible correlacionar las anomalías entre ambos gráficos.

A continuación, se describen los gráficos $\log(\text{Pendiente})$ vs. $\log(\text{Área Drenada})$ de cada subcuenca y del canal troncal de la Quebrada Algarrobal.

- **Subcuenca A:**

En el Tributario A (Fig. 3.20A), se identifican dos tramos: (1) uno de baja concavidad ($\theta=0,29$) y (2) otro de alta concavidad ($\theta=0,85$). El cambio del índice de concavidad se asocia al límite entre procesos de deslizamiento y procesos fluviales, respectivamente. Este cambio corresponde también a una sutil convexidad en el perfil de *thalweg* asociado (Fig. 3.20B), situación similar al caso ideal de *knickpoints* propuesto por Wobus *et al.* (2006b; Fig. 3.7C) sugiriendo la presencia de un *knickpoint*, cercano al exutorio del Tributario A.

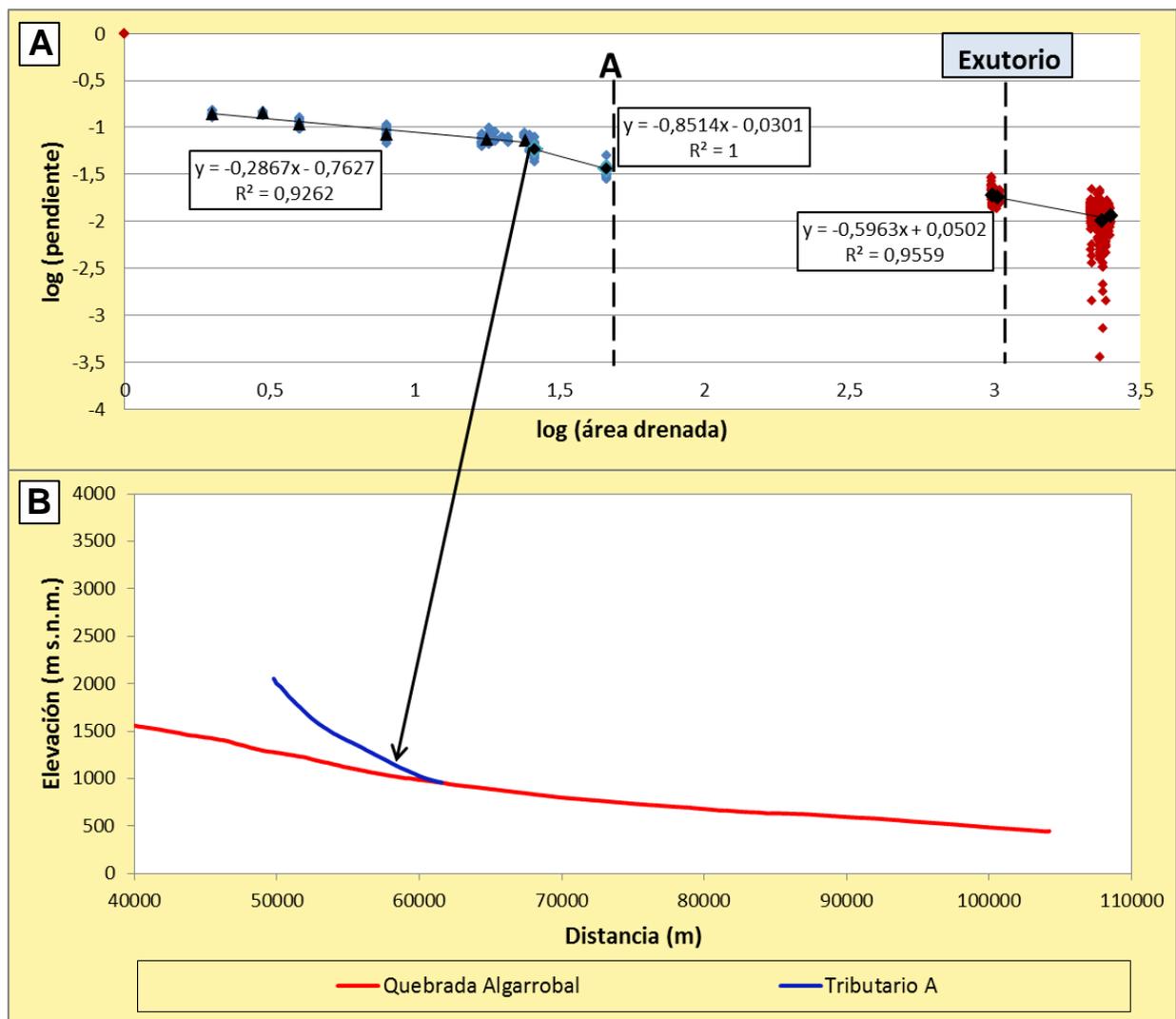


Figura 3.20. Gráficos $\log(\text{Pendiente})$ vs. $\log(\text{Área Drenada})$ (A) y perfil de *thalweg* (B) asociado al Tributario A. Los datos correspondientes al Tributario A y a la Qda. Algarrobal se muestran con color azul y rojo, respectivamente. A. Los valores de pendientes y áreas drenadas utilizados están en m/m y km^2 , respectivamente. Los símbolos ennegrecidos corresponden al promedio de los datos cada 0,1 de $\log(\text{área drenada})$. Las líneas discontinuas de color gris representan las rectas obtenidas al realizar una regresión lineal de los datos pertenecientes a cada tramo; su ecuación se presenta dentro de los rectángulos. Con líneas segmentadas, se indica la posición del Tributario A y del exutorio de la cuenca Algarrobal. B. Perfiles de *thalweg* para el Tributario A y Quebrada Algarrobal. Con una flecha se señala la ubicación del *knickpoint* identificado en la Fig. 3.20A.

- **Subcuenca B**

En el Tributario B (Fig. 3.21A), se observa solo una tendencia general, sin alteraciones importantes. Entre el Tributario A y el Tributario B, se tiene una anomalía que se muestra en la Fig. 3.21B y se detalla en la Fig. 3.25. Se observa que la pendiente del Tributario B es constante (Fig. 3.21B), caso similar al esquema ideal lineal propuesto por Wobus *et al.* (2006b; Fig. 3.7B).

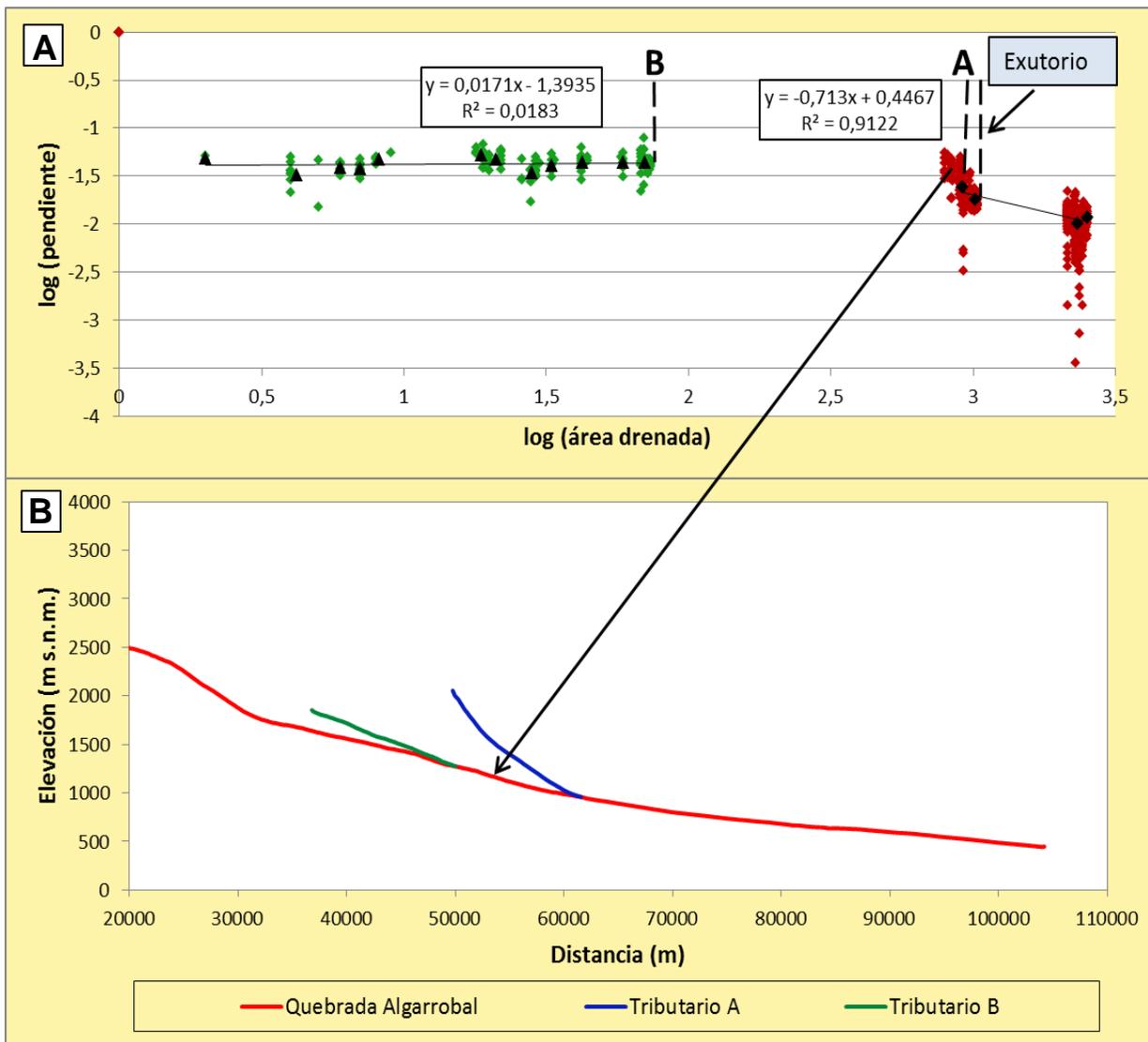


Figura 3.21. Gráficos $\log(\text{Pendiente})$ vs $\log(\text{Área Drenada})$ (A) y perfil de *thalweg* (B) asociado al Tributario B. Los datos correspondientes al Tributario B, al Tributario A y a la Qda. Algarrobal se muestran con color verde, azul y rojo, respectivamente. A. Los valores de pendientes y áreas drenadas utilizados están en m/m y km^2 , respectivamente. Los símbolos ennegrecidos corresponden al promedio de los datos cada 0,1 de $\log(\text{área drenada})$. Las líneas discontinuas de color gris representan las rectas obtenidas al realizar una regresión lineal de los datos pertenecientes a cada tramo; su ecuación se presenta dentro de los rectángulos. Con líneas segmentadas, se indica la posición de los Tributario B y A y del exutorio de la cuenca Algarrobal. B. Perfiles de *thalweg* para los tributarios A, B y Quebrada Algarrobal. Con una flecha se señala la ubicación del *knickpoint* identificado en la Fig. 3.21A.

- **Subcuenca C:**

En el Tributario C (Fig. 3.22A), no se identificaron tramos con distintos índices de concavidad; solo se tienen dos tramos con índices muy similares (0,34 y 0,39). Las anomalías observadas en el perfil de *thalweg* asociado (Fig. 3.22B) no se relacionan con las irregularidades presentes en los datos del Tributario C del gráfico $\log(\text{Pendiente})$ vs. $\log(\text{área drenada})$. Por lo tanto, se descarta la presencia de *knickpoints* en esta subcuenca.

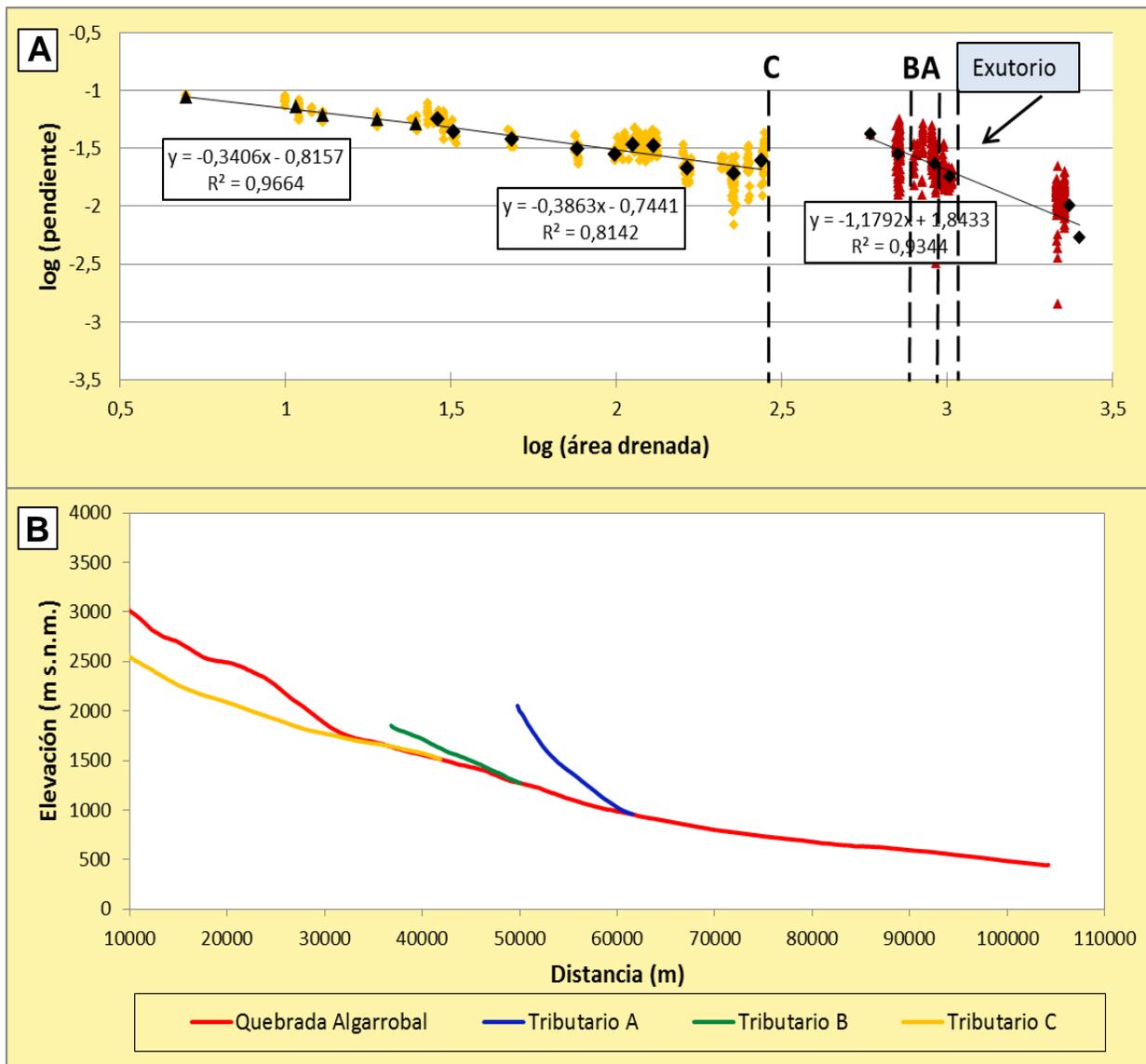


Figura 3.22. Gráficos log(Pendiente) vs. log(Área Drenada) (A) y perfil de *thalweg* (B) asociado al Tributario C. Los datos correspondientes al Tributario C, al Tributario B, al Tributario A y a la Qda. Algarrobal se muestran con color amarillo, verde, azul y rojo, respectivamente. **A.** Los valores de pendientes y áreas drenadas utilizados están en m/m y km², respectivamente. Los símbolos ennegrecidos corresponden al promedio de los datos cada 0,1 de log (área drenada). Las líneas discontinuas de color gris representan las rectas obtenidas al realizar una regresión lineal de los datos pertenecientes a cada tramo; su ecuación se presenta dentro de los rectángulos. Con líneas segmentadas, se indica la posición de los Tributario C, B y A y del exutorio de la cuenca Algarrobal. **B.** Perfiles de *thalweg* para los tributarios A, B, C y Quebrada Algarrobal.

- **Subcuenca D:**

En el Tributario D (Fig. 3.23A), se identifican dos tramos: (1) uno de baja concavidad ($\theta=0,20$) y (2) otro de alta concavidad ($\theta=0,67$). El cambio del índice de concavidad se asocia al límite entre procesos de deslizamiento y procesos fluviales, respectivamente. No se observa ninguna anomalía notoria en el perfil de *thalweg* del Tributario D (Fig. 3.23B).

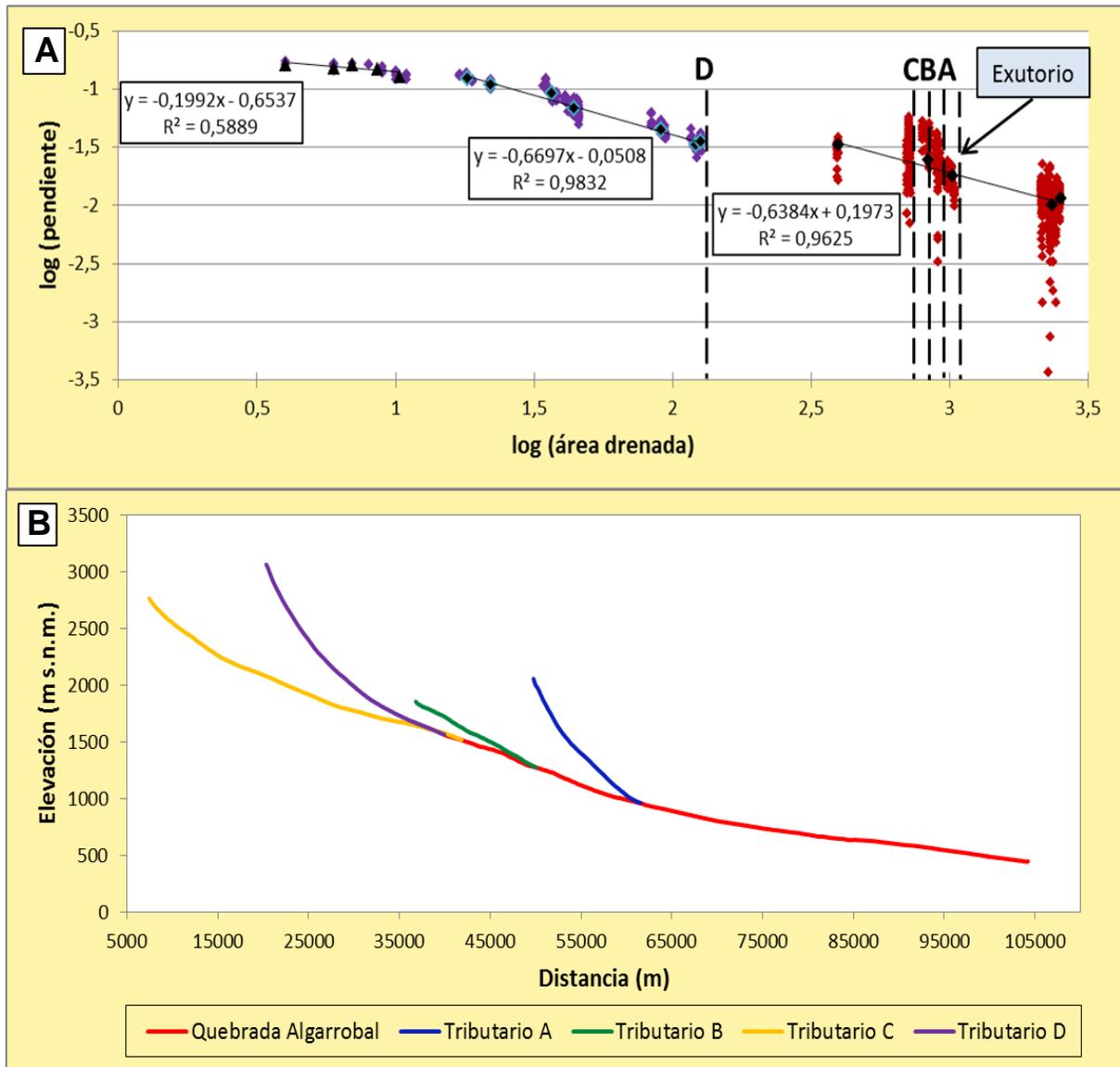


Figura 3.23. Gráficos $\log(\text{Pendiente})$ vs $\log(\text{Área Drenada})$ (A) y perfil de *thalweg* (B) asociado al Tributario D. Los datos correspondientes a los Tributarios D, C, B y A y a la Qda. Algarrobal se muestran con color púrpura, amarillo, verde, azul y rojo, respectivamente. A. Los valores de pendientes y áreas drenadas utilizados están en m/m y km^2 , respectivamente. Los símbolos ennegrecidos corresponden al promedio de los datos cada 0,1 de $\log(\text{área drenada})$. Las líneas discontinuas de color gris representan las rectas obtenidas al realizar una regresión lineal de los datos pertenecientes a cada tramo; su ecuación se presenta dentro de los rectángulos. Con líneas segmentadas, se indica la posición de los Tributarios D, C, B y A y del exutorio de la cuenca Algarrobal. B. Perfiles de *thalweg* para los tributarios A, B, C, D y Quebrada Algarrobal.

- **Quebrada Algarrobal:**

En el canal troncal de la cuenca Algarrobal, representado por la Quebrada Algarrobal, se presentan distintas anomalías. Para facilitar el análisis, se consideran dos sectores:

- **Aguas arriba de la afluencia de tributarios** (Fig. 3.24A, B):

En la Fig. 3.24A, se observa una primera tendencia con un bajo índice de concavidad ($\theta=0,22$) asociado a procesos de deslizamiento. Luego, se tienen 3 zonas anómalas tanto en el

gráfico logarítmico como en el perfil de *thalweg* (Fig. 3.24B). En el primero, no es posible establecer regresiones lineales en las zonas anómalas, pues la tendencia de los datos no es clara. Con los valores de distancia asociados a las coordenadas del gráfico logarítmico, fue posible correlacionar esas anomalías con los cambios de concavidad del *thalweg*. Particularmente, la forma de la anomalía del gráfico $\log(\text{Pendiente})$ vs. $\log(\text{Área drenada})$ más cercana al exutorio del Tributario D, presenta una similitud con el estado transitorio asociado a una caída relativa del nivel de base según la respuesta ideal de un canal presentada en el esquema de la Figura 3.6B.

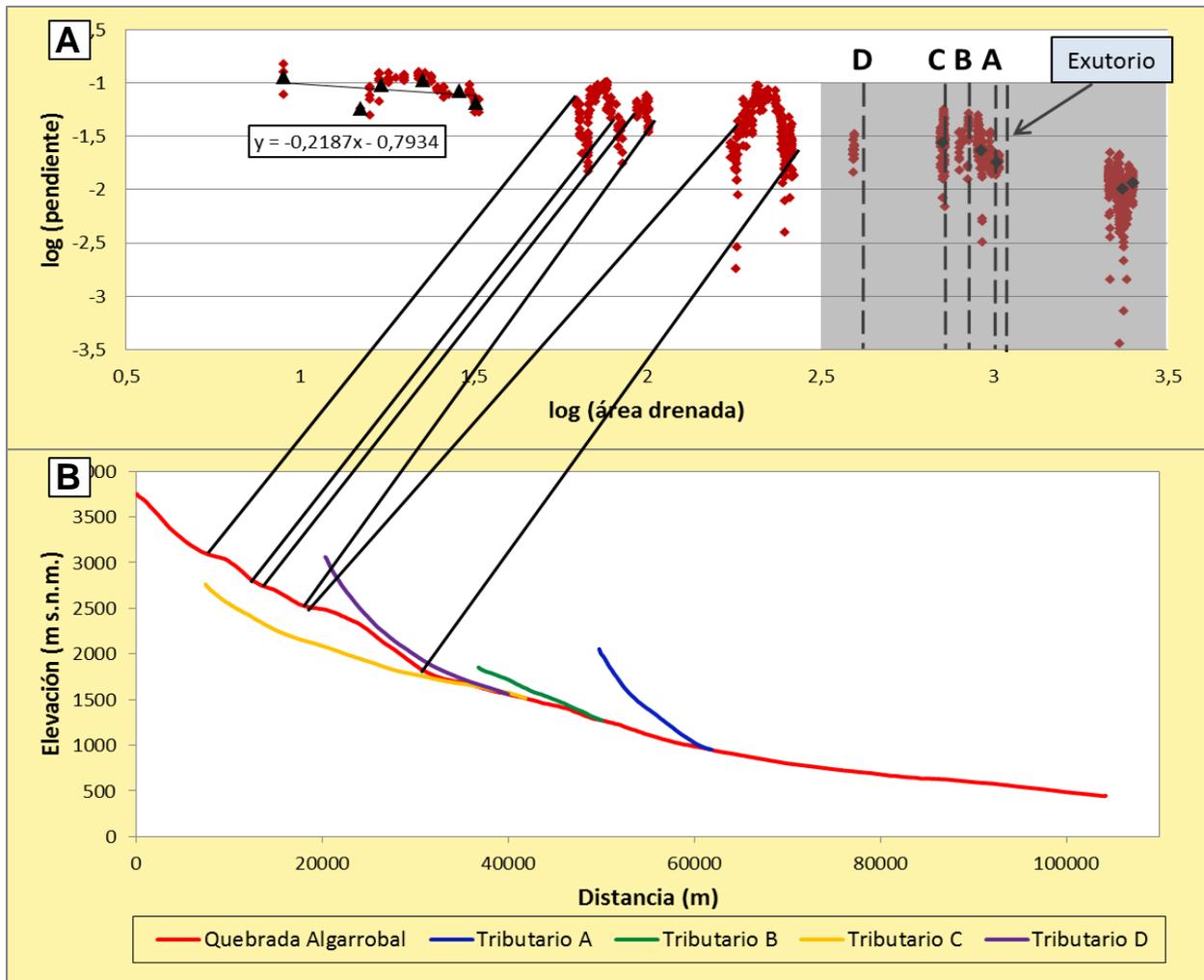


Figura 3.24. Gráficos $\log(\text{Pendiente})$ vs. $\log(\text{Área Drenada})$ (A) y perfil de *thalweg* (B) de la Quebrada Algarrobal, enfocado en el sector aguas arriba del exutorio de la subcuenca asociada al Tributario D. **A.** Los valores de pendientes y áreas drenadas utilizados están en m/m y km^2 , respectivamente. Los símbolos ennegrecidos corresponden al promedio de los datos cada 0,1 de $\log(\text{área drenada})$. Las líneas discontinuas de color gris representan las rectas obtenidas al realizar una regresión lineal de los datos pertenecientes a cada tramo; su ecuación se presenta dentro de los rectángulos. Con líneas segmentadas, se indica la posición de los Tributario D, C, B y A y del exutorio de la cuenca Algarrobal. El análisis del sector destacado con gris se detalla en la Fig. 3.25. **B.** Los datos correspondientes a los tributarios D, C, B, A y a la Qda. Algarrobal se muestran con color púrpura, amarillo, verde, azul y rojo, respectivamente. Con líneas continuas negras se señala la ubicación de los *knickpoints* identificados en la Fig. 3.24A.

- **Aguas abajo de la afluencia de tributarios (Fig. 3.25A, B):**

En general, se distinguen dos tramos de tendencias (Fig. 3.25A): (1) uno de baja concavidad ($\theta=0,15$) y (2) otro de alta concavidad ($\theta=0,60$). Sin embargo, el valor de R^2 es muy bajo (0,12 y 0,03, respectivamente), lo cual disminuye considerablemente la confiabilidad en la línea de tendencia. A pesar de ello, sí se observa un cambio entre estos tramos, el cual corresponde a una sutil convexidad presente en el perfil de *thalweg* (Fig. 3.25B), entre los Tributarios A y B, asociado a un *knickpoint*.

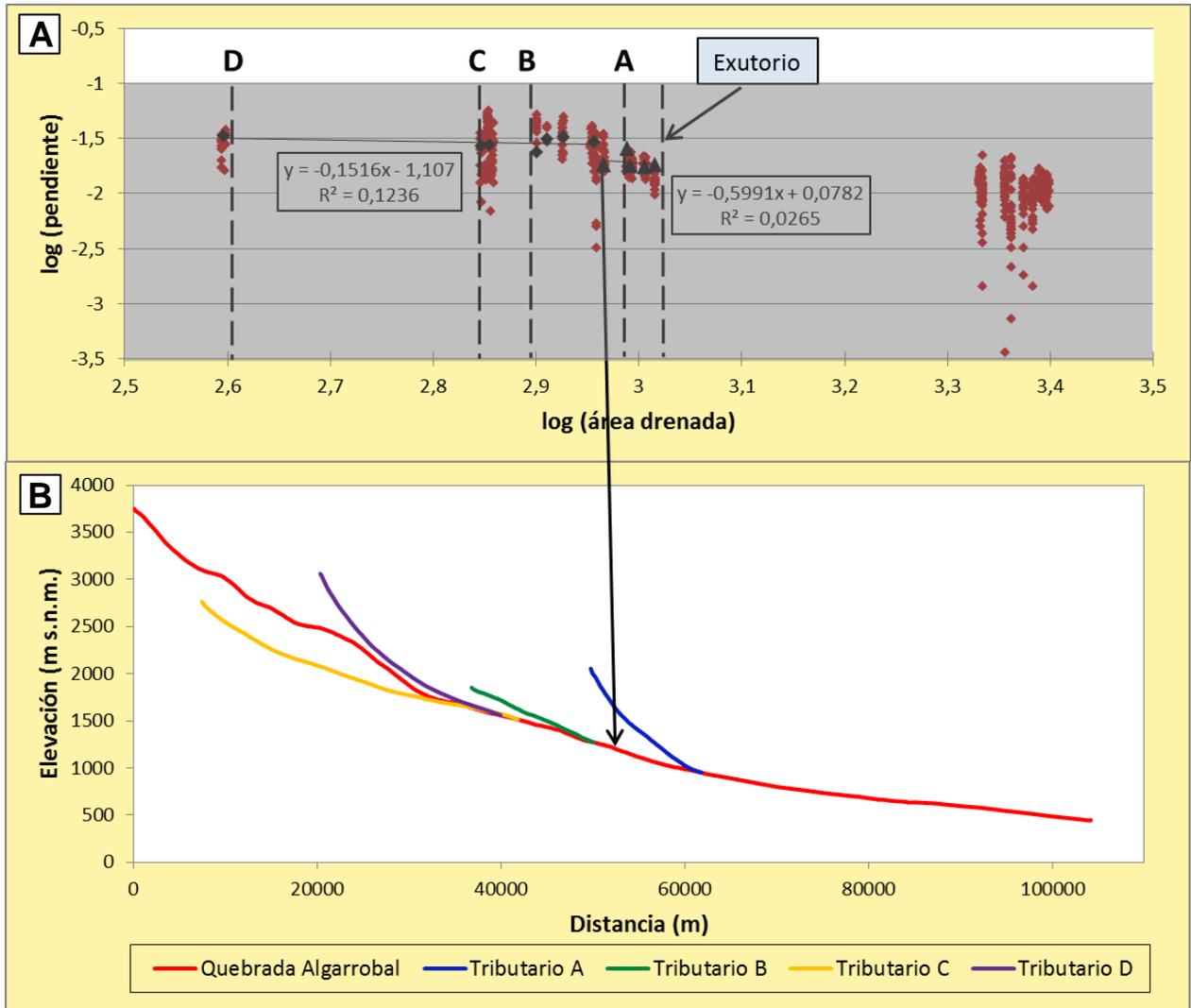


Figura 3.25. Gráficos log(Pendiente) vs log(Área Drenada) (A) y perfil de *thalweg* (B) de la Quebrada Algarrobal, enfocado en el sector aguas abajo del exutorio de la subcuenca asociada al Tributario D, destacado con gris de la Fig. 3.24. **A.** Los valores de pendientes y áreas drenadas utilizados están en m/m y km^2 , respectivamente. Los símbolos ennegrecidos corresponden al promedio de los datos cada 0,1 de log (área drenada). Las líneas discontinuas de color gris representan las rectas obtenidas al realizar una regresión lineal de los datos pertenecientes a cada tramo; su ecuación se presenta dentro de los rectángulos. Con líneas segmentadas, se indica la posición de los Tributarios D, C, B y A y del exutorio de la cuenca Algarrobal. **B.** Los datos correspondientes a los Tributarios D, C, B, A y a la Qda. Algarrobal se muestran con colores púrpura, amarillo, verde, azul y rojo, respectivamente. Con una flecha se señala la ubicación del *knickpoint* identificado en la Fig. 3.25A.

Según los Tributarios A, C y D, el dominio fluvial comienza a desarrollarse en el área de estudio cuando los canales alcanzan área drenadas de $10^{1,2} \text{ km}^2$, aproximadamente.

3.4.3.2. Perfiles de *thalweg*

Los *knickpoints* identificados en la Sección 3.4.3.1, se muestran en los perfiles de *thalweg* de cada tributario y del canal troncal representado por la Quebrada Algarrobal (Fig. 3.26A-F).

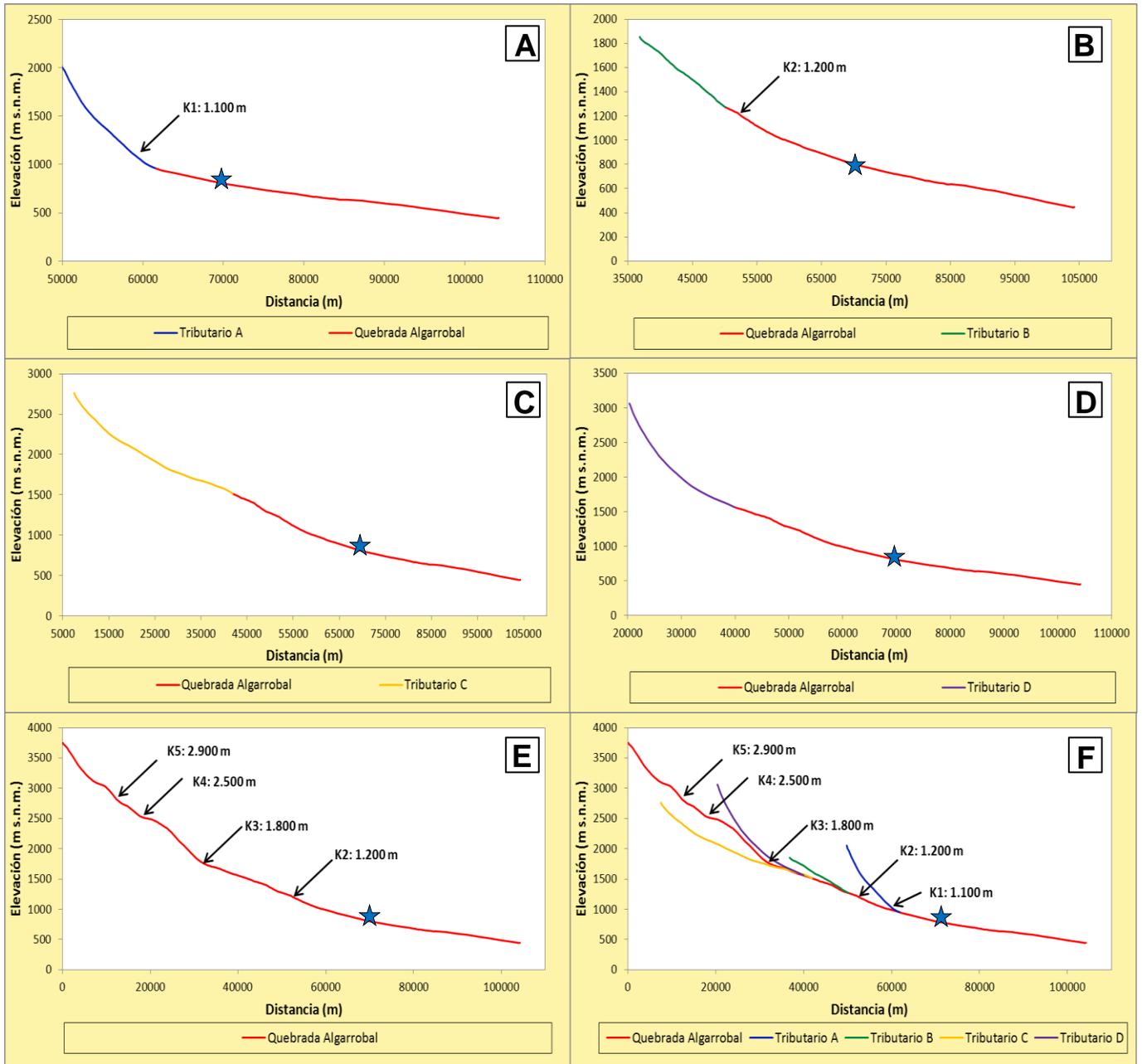


Figura 3.26. Perfiles de *thalweg* para tributarios de orden de Strahler 3, luego el canal troncal señalado con una línea roja. Se señala con una flecha la posición de los *knickpoints* identificados junto con la elevación respectiva (m s.n.m.) y con una estrella azul a la posición aproximada del exutorio de la cuenca de drenaje Algarrobal. **A.** Tributario A. **B.** Tributario B. **C.** Tributario C. **D.** Tributario D. **E.** Canal troncal representado por la Quebrada Algarrobal. **F.** Canal troncal representado por la Quebrada Algarrobal, incluyendo sus tributarios.

Análisis de gráficos log(Pendiente) vs. log(Área Drenada) y de perfiles de *thalweg* en los tributarios permitieron identificar un *knickpoint* en el Tributario A, a ca. 1.100 m s.n.m. (K1; Fig. 3.26A,F) inmediatamente aguas arriba de su exutorio. Además, se reconocieron cuatro *knickpoints*, cuyas altitudes son: 1.200 (K2; Fig. 3.26B,E,F), 1.800 (K3; Fig. 3.26E,F), 2.500 (K4; Fig. 3.26E,F) y 2.900 (K5; Fig. 3.26E,F) m s.n.m., aproximadamente, a lo largo del *thalweg* que sigue la jerarquización de la cuenca, representado por la Quebrada Algarrobal.

La elevación, el área drenada aguas arriba de cada *knickpoint* y los canales afectados por ellos se detallan en la Tabla 3.3. Los valores de elevación difieren entre sí en más de 400 m, salvo entre los *knickpoints* K1 y K2, cuya diferencia es de 100 m.

Tabla 3.3. *Knickpoints* identificados, junto con la elevación y el área drenada aguas arriba.

<i>Knickpoint</i>	Elevación (m s.n.m.)	Área drenada (km ²)	Canal afectado
K1	1.100	25,0	Tributario A
K2	1.200	830,4	Qda. Algarrobal
K3	1.800	241,0	Qda. Algarrobal
K4	2.500	189,9	Qda. Algarrobal
K5	2.900	76,1	Qda. Algarrobal

Según Wobus *et al.* (2006a), el patrón de los *knickpoints* en un mapa puede entregar un mejor diagnóstico de un estado transitorio, que su forma en perfiles de *thalweg*. En las Figs. 3.27A,B, se muestra la posición de los *knickpoints* sobre distintas imágenes ráster. Se observa que los *knickpoints* K2, K3 y K4, situados en la Quebrada Algarrobal, coinciden con confluencias de la red de drenaje.

En el siguiente capítulo (Secciones 5.2.3 y 5.2.4), será abordada la relación que existe entre la distribución espacial de los *knickpoints* identificados con las unidades litológicas y con los rasgos estructurales de la zona, con el fin de evaluar la influencia que puedan tener los factores litológicos y estructurales en la formación de las perturbaciones del *thalweg* en estudio.

Con los resultados obtenidos de los análisis morfométricos, es posible concluir que la zona comprendida por la cuenca de drenaje de la Quebrada Algarrobal está caracterizada por un paisaje en estado transiente que, en términos de madurez, se encuentra menos evolucionado en el sector oriental de la Quebrada Algarrobal, representado por la subcuenca E.

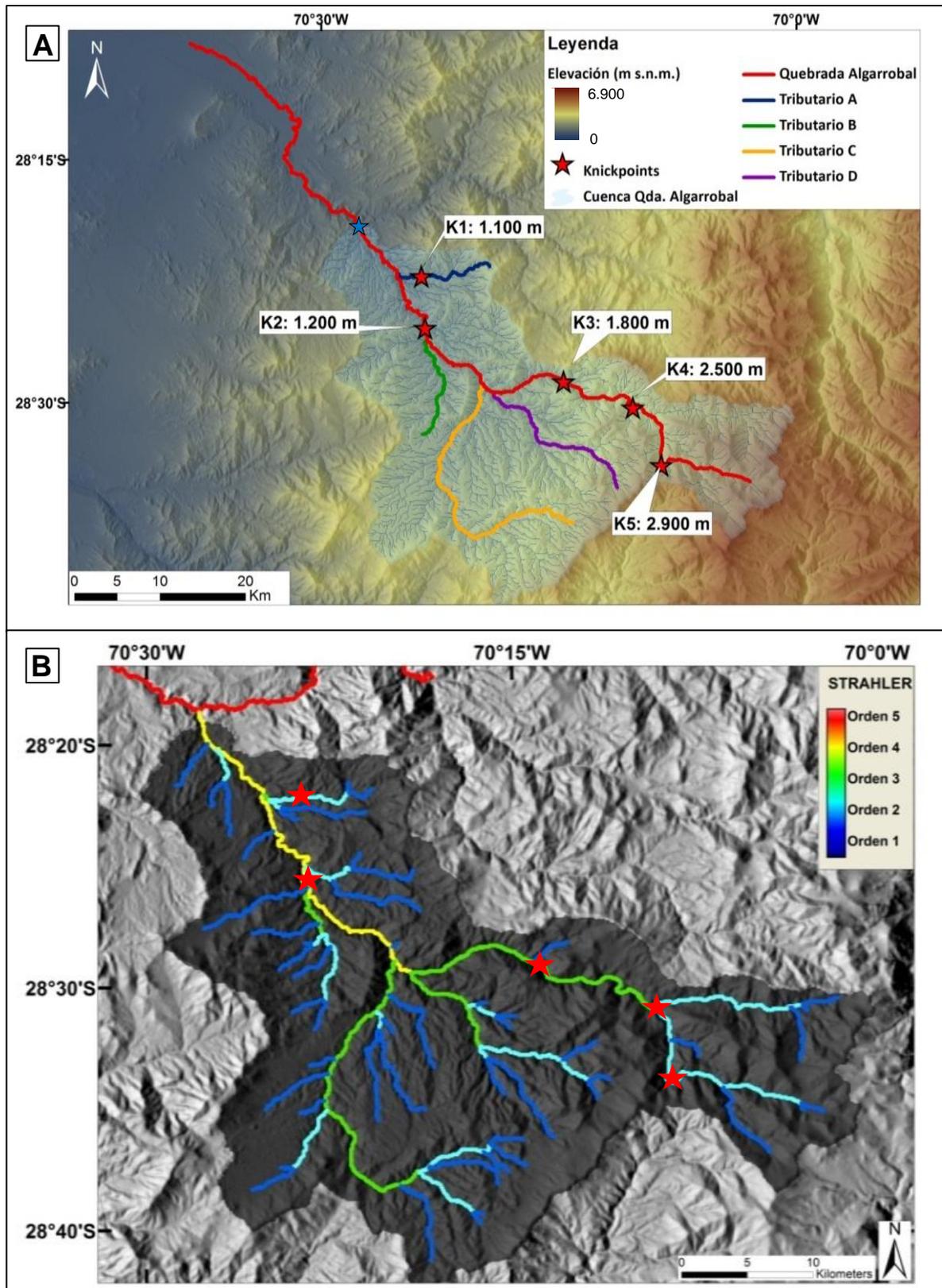


Figura 3.27. Ubicación en planta de *knickpoints* identificados, señalados con estrellas de color rojo. **A.** Modelo de elevación digital indicando el recorrido seguido por la Quebrada Algarrobal y por cada tributario, junto con las respectivas elevaciones y la posición del exutorio de la cuenca de drenaje Algarrobal (estrella azul). **B.** Relieve sombreado destacando el área de la cuenca de drenaje Algarrobal (color gris oscuro) y la red de drenaje con los órdenes de Strahler asociados.

Capítulo 4

Rasgos geomorfológicos del Neógeno preservados en el sector de la Quebrada Algarrobal

En este capítulo, se exponen los análisis geomorfológicos de los rasgos del Neógeno preservados en el sector de la Quebrada Algarrobal, los cuales involucran el estudio de frentes topográficos y relictos de pediplanicies que dominan los interfluvios de la cuenca de drenaje, cuyo reconocimiento y caracterización permiten establecer correlaciones espaciales y temporales a nivel regional y estudiar la interacción de factores tectónicos y litológicos en el desarrollo y preservación de ellos.

4.1. Marco conceptual

4.1.1. Definición de pedimento y pediplanicie

Las definiciones del término pedimento son tan numerosas como los estudios relacionados, y sus descripciones van desde muy generales a detalladas y precisas. Por ejemplo, para Burbank y Anderson (2011, p. 28), los pedimentos son “superficies erosivas de bajo relieve labradas sobre un sustrato rocoso”. Por otra parte, Cooke (1970, p. 28) sugiere que “los pedimentos están compuestos por superficies erosionadas a través de sustrato rocoso y material aluvial, están usualmente en discordancia con las estructuras, tienen perfiles longitudinales cóncavos hacia arriba o rectilíneos, con pendientes máximas de 11°, y están discontinuamente cubiertas por detritos”.

Ritter *et al.* (2002, p. 260) en lugar de adoptar una definición, prefieren resumir las características universalmente reconocidas de los pedimentos:

1. Los pedimentos son superficies erosivas que limitan y cambian la inclinación de un frente de montaña o escarpe.
2. Su origen es completamente erosivo y normalmente se forman en una dirección que diverge de la tendencia de las estructuras regionales.
3. Las superficies usualmente, pero no necesariamente, cortan las mismas rocas que componen la montaña.
4. Generalmente son más amplios y continuos en áreas con estabilidad tectónica vertical (*e.g.* Dohrenwend, 1994).
5. Pueden tener una delgada cobertura de sedimento que presuntamente representa la carga que está en tránsito. Frente al cuestionamiento que radica en cuánto material aluvial debe ser tolerado antes de que un pedimento sea considerado un abanico aluvial, Cooke (1970) restringe los pedimentos a la parte de la superficie erosionada que no es continuamente cubierta por material aluvial.
6. Se encuentran principalmente en regiones áridas, aunque muchos autores no restringen el proceso de pedimentación al clima. Información recogida en terreno en el Desierto Mojave (California, USA) sugiere que algunos pedimentos pueden ser relictos que se formaron bajo un clima más húmedo característico del Terciario (Ritter *et al.*, 2002).

Una **pediplanicie** (o pediplano) corresponde a una superficie regional extensa de bajo relieve formada por la coalescencia de pedimentos. Se han reconocido dos tipos de pediplanicies: (1) una superficie de sustrato rocoso, y (2) una superficie aluvial, que representa el material erosionado resultante de la degradación de la superficie de sustrato rocoso.

Existe una extensa literatura con estudios de pedimentos que los describe en una variedad de ambientes litológicos (Strudley y Murray, 2007), incluyendo: (1) rocas intrusivas félsicas, (2) rocas metamórficas, (3) rocas volcánicas, y (4) rocas sedimentarias, incluyendo arcosas, brechas, fanglomerados, pizarras y limolitas, areniscas, margas y calizas y rocas sedimentarias arcillosas. Por otra parte, algunos autores sugieren que el desarrollo de pedimentos no depende del tipo de roca (Strudley *et al.*, 2006).

4.1.2. Procesos formadores de pedimentos

Los procesos y mecanismos responsables para la formación de pedimentos aún no son comprendidos cabalmente, luego de más de un siglo de debate. El modelo de evolución geomorfológica propuesto por Davis (1899) considera que los procesos endógenos constituyen un pulso inicial para generar el alzamiento de las rocas, y luego, solo actúan procesos exógenos que contribuyen al modelado del relieve. En etapas tempranas, se tiene un relieve que se encuentra por sobre el nivel de base y la erosión vertical predomina producto de las esorrentías (Figura 4.1a). A medida que el paisaje va madurando y la erosión vertical se acerca al nivel de base, comienza a gobernar la erosión lateral por sobre la erosión vertical, generando ensanchamiento de valles, como consecuencia de distintos procesos de remociones en masa que ocurren en las laderas, por ejemplo (Fig. 4.1b). Y, producto de esta erosión, el relieve se acerca cada vez más al nivel de base, hasta llegar a un sistema erosivo con mínima acción incisiva (Figura 4.1c), escenario geomorfológico que favorece la formación de pedimentos. Además, Strudley y Murray, (2007) sugieren que la meteorización es un proceso fundamental para el desarrollo de pedimentos.

Además, estas superficies pueden resultar ser unos buenos marcadores de alzamiento, siempre y cuando los pedimentos formados representen el alzamiento de una superficie creada cerca de un nivel de base regional en un pasado muy distante. Es importante destacar que la formación de los pedimentos está restringida a la presencia de un nivel de base, que puede corresponder al nivel del mar o a un nivel de base local desconectado del nivel de base regional por algún obstáculo. Este último caso ocurre, por ejemplo, en un ambiente montañoso donde el sistema se encuentra cerrado, producto de la deposición y acumulación de material sedimentario, generando una variación del nivel de base y favoreciendo la formación de nuevos pedimentos, a través del encajonamiento de nuevas superficies entre pedimentos previamente formados (Babault *et al.*, 2005). Este último mecanismo puede explicar la formación de pedimentos en

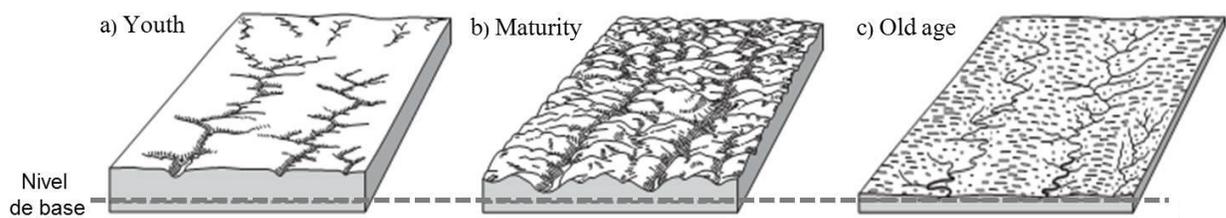


Figura 4.1. Evolución geomorfológica de un paisaje ilustrado en el Ciclo de Davis (después de Davis, 1899).

altura, como ha sido propuesto para los remanentes de superficies de bajo relieve identificadas en la cordillera de los Pirineos por Babault *et al.* (2005).

Los pedimentos y pediplanos no son, necesariamente, superficies monótonas, lisas ni planas, sino que pueden estar incisionadas por canales y comprender remanentes erosivos aislados conocidos como *monadnocks* o *inselbergs*. Estos remanentes erosionales están asociados a rocas que, por su litología, textura, y/o estructuras, son más resistentes a la meteorización y erosión que aquellas que subyacen el pedimento. Dado lo anterior, es posible realizar una reconstrucción de pediplanicies considerando los relictos preservados en los interfluvios (*e.g.* Riquelme *et al.*, 2008; Aguilar *et al.*, 2011).

4.2. Procedimiento

4.2.1. Perfiles topográficos

Se trazaron cuatro perfiles topográficos longitudinales, paralelos entre sí, a lo largo de la cuenca de drenaje con dirección NW-SE, con el fin de identificar superficies a distintas altitudes. Estos se realizaron en ENVI 4.8, usando el MNE y la herramienta *Profiles* de la imagen, específicamente *Arbitrary Profile (Transect)*. Posteriormente, las superficies identificadas en los perfiles se ubicaron en la imagen en planta (modelo de elevación digital con las trazas de los cuatro perfiles), correlacionando y agrupando las superficies de similares rangos de altitud.

4.2.2. Mapeo geomorfológico

Previo al análisis y sistematización de la información recopilada, a nivel de gabinete y de campo, se realizó un mapa geomorfológico de escala 1:100.000, a través de la evaluación conjunta de los Modelos Numéricos de Elevación (MNE) y de Pendiente (MNP), cartas topográficas del Instituto Geográfico Militar (curvas de nivel cada 100 m), imagen satelital obtenida de ArcGIS Map Service¹⁰ y cartas geológicas del Área Carrizal Bajo – Chacritas (Arévalo y Welkner, 2008), del Área Vallenar-Domeyko (Arévalo *et al.*, 2009), del Área El Tránsito - Lagunillas (Salazar *et al.*, en edición) y del Área de Yervas Buenas – Tres Morros (Peña *et al.*, en edición). Luego de la campaña de terreno, el mapa fue completado y corregido, considerando la información recogida durante el terreno.

¹⁰ <http://services.arcgisonline.com/arcgis/services>

Se mapearon los siguientes rasgos geomorfológicos: frentes topográficos, sierras, pedimentos (agradacionales y degradacionales), laderas, canales principales (fondo de valle) y *knickpoints*. La delimitación de estas geoformas se realizó usando las herramientas del programa ArcGis 10.1 y evaluando las imágenes en 3D de *Google Earth* para visualizar la extensión y continuidad de los rasgos en cuestión. Además, se utilizaron las funciones de ENVI 4.8 como un recurso para facilitar el mapeo.

- **Pedimentos**

El criterio utilizado para reconocer los pedimentos está basado en un protocolo aplicado por Clark *et al.* (2006) para reconocer superficies remanentes de un antiguo paisaje a lo largo del Plateau Tibetano oriental. Las superficies mapeadas presentan tanto sustrato rocoso como aluvial; la diferencia máxima de relieve para considerarla como superficie fue de 600 m; las superficies están asociadas a un *knickpoint* aguas abajo; Clark *et al.* (2006) sugieren que las pendientes de las superficies del Tibet fluctúan entre 1,2° y 10° y Cooke (1970) en su definición de pedimento establece como límite máximo 11° de pendiente (ver sección 3.1.2.); sin embargo, en este trabajo, se estableció un máximo de pendiente igual a 20°, considerando el gradiente topográfico del margen andino en descenso paulatino hacia el Océano Pacífico. Para facilitar el reconocimiento de las superficies con pendiente máxima de 20°, se creó una máscara de píxeles con valores 0 (pendientes >20°) y 1 (pendientes <20°), con base en el MNP, usando las funciones de ENVI 4.8.

- **Sierras**

Corresponden a cerros relictos (*monadnocks* o *inselbergs*) o cerros islas alargados que sobresalen en altitud del relieve circundante a ellos y que, en términos geomorfológicos, son difíciles de correlacionar regionalmente entre ellos. Los criterios formulados para definir y mapear las sierras fueron los siguientes: la diferencia de relieve fue menor a 200 m, pendiente máxima igual a 20°, razón de aspecto (relación entre el ancho y el largo) inferior 0,3. Al igual que en el caso del mapeo de pedimentos, se utilizó la máscara de pendientes <20° para facilitar la identificación de estas superficies.

- **Frentes topográficos**

Representa la unión de los puntos que limita a un relieve de más de 200 m de altura y de pendiente superior a 30° (laderas) de una zona de menor relieve y pendiente relativa. Corresponde al pie de un talud que presenta una máxima elevación con respecto a las

superficies mapeadas aguas abajo. Usualmente, están asociados a los límites de pedimentos y sierras. Para facilitar el reconocimiento de ellos, se creó una máscara de pendiente mayor a 30°, usando los mismos pasos seguidos en la creación de la máscara con pendientes menores a 20° para pedimentos y sierras.

- **Canales principales**

Se consideraron los principales canales que componen la cuenca y se diferenciaron entre segmentos de canales de lecho rocoso y aluvial.

- **Laderas**

Se consideraron aquellas laderas de valles escarpadas con inclinación abrupta, *i.e.* con una pendiente mayor a 30° y con diferencia de relieve que superan los 200 m. Al igual que en el caso del mapeo de frentes topográficos, se utilizó la máscara de pendientes >30° para facilitar su identificación.

- ***Knickpoints***

Los *knickpoints* identificados previamente (Capítulo 3), se ubicaron en el mapa geomorfológico y se analizó su relación con los frentes topográficos y las pediplanicies reconocidas.

4.3. Caracterización de pediplanicies

4.3.1. Definición de grupos de superficies

Los perfiles longitudinales de las cuatro transectas trazadas paralelamente en dirección NW-SE a lo largo de la cuenca de drenaje Algarrobal, evidencian el gradiente topográfico en descenso hacia el Océano Pacífico (Figura 4.2).

En los perfiles longitudinales (Figs. 4.2B-E), se identificaron, preliminarmente, franjas transversales a ellos que presentan una tendencia descendente generalizada, sin mayores interrupciones topográficas. Con base en los rangos de altitudes característicos de las superficies identificadas en los perfiles y a la distribución en planta de ellas (Fig. 4.2A), fue posible distinguir cuatro franjas o grupos de superficies, denotados como Grupo 1 (G1), Grupo 2 (G2), Grupo 3 (G3) y Grupo 4 (G4) (Figura 4.2.B-E), en orden decreciente de altitud.

Los rangos de altitudes aproximados comprendidos por cada grupo de superficies son: G1, entre 3.000 y 1.700 m s.n.m; G2, entre 1.700 y 1.600 m s.n.m; G3, 1.300 entre y 900 m s.n.m; y G4, entre 900 y 700 m s.n.m. (Figs. 4.2B-E).

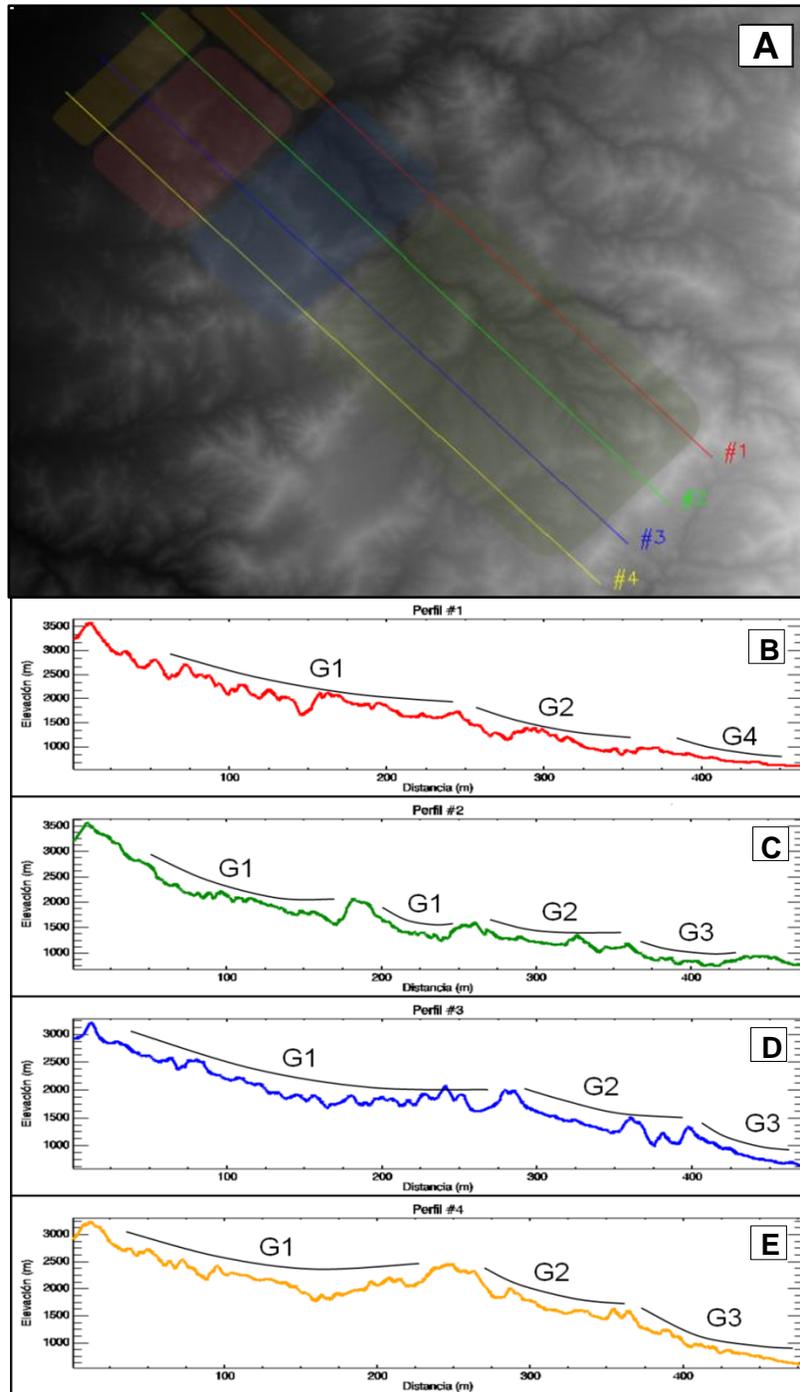


Figura 4.2. Perfiles topográficos a lo largo de la cueca de estudio. **A.** Transectas de los perfiles, destacando con colores las zonas aproximadas de los distintos grupos de superficies (G1: verde; G2: azul; G3: rojo; G4: amarillo). **B.** Perfil longitudinal #1, indicando los grupos de superficies G1, G2 y G4. **C.** Perfil longitudinal #2, indicando los grupos de superficies G1, G2 y G3. **D.** Perfil longitudinal #3, indicando los grupos de superficies G1, G2 y G3. **E.** Perfil longitudinal #4, indicando los grupos de superficies G1, G2 y G3.

4.3.2. Definición de pediplanicies

Considerando los grupos de superficies definidos previamente, la geología de la zona de estudio, análisis de imágenes satelitales y observaciones realizadas en terreno, se mapearon relictos de pediplanicies y frentes topográficos de acuerdo al procedimiento explicado en la Sección 4.2.2: el Grupo 1 (G1) se desglosó en dos pediplanicies, P1 y P2; y el resto de los grupos, G2, G3, y G4, correspondieron a las pediplanicies P3, P4 y P5, respectivamente. En la Figura 4.3, se muestra el mapeo geomorfológico resultante con los remanentes de superficies identificados, separados por los frentes topográficos que permiten agrupar los relictos de superficies en cinco pediplanicies, diferenciadas en cinco colores. Se incluye, además, la distribución de los *knickpoints* identificados en el capítulo anterior, y la posición de las muestras recogidas, durante la campaña de terreno, para futuros análisis termocronológicos.

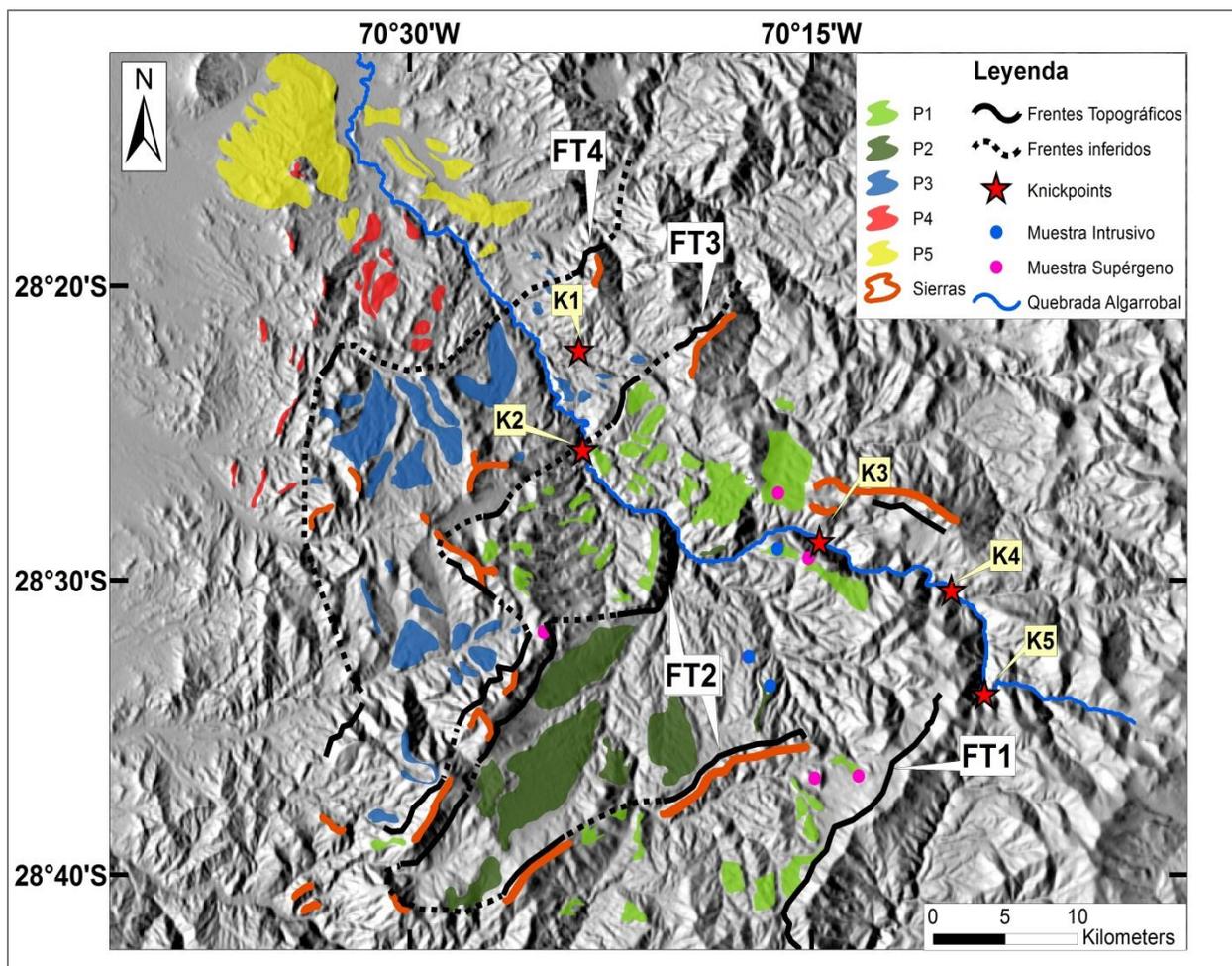


Figura 4.3. Mapeo de relictos de pediplanicies de la zona de estudio, a escala 1:100.000, incluyendo frentes topográficos y *knickpoints*. Los círculos de colores rosado y azul, representan la ubicación de las muestras con enriquecimiento supérgeno e intrusivos, respectivamente, recogidas durante la campaña de terreno.

Las altitudes mínimas y máximas alcanzadas por cada pediplanicie se indican en la Tabla 4.1, junto con los respectivos valores de la media y desviación estándar. Se incluyen las pendientes media de cada pediplano.

Tabla 4.1. Altitudes mínima, máxima y media y pendientes media de los grupos de superficies identificadas en los cuatro perfiles longitudinales (Figura 4.2).

Pediplanicies	Altitud mínima (m s.n.m.)	Altitud máxima (m s.n.m.)	Altitud Media (m s.n.m.)	Desviación estándar (m s.n.m.)	Pendiente media (°)
P1	1.346	3.033	2.138	382	12
P2	1.644	2.574	2.110	142	8
P3	993	2.113	1.488	198	9
P4	750	1.702	1.087	214	11
P5	544	1.138	786	113	9

4.3.3. Descripción de pediplanicies

Las cinco pediplanicies identificadas se describen a continuación (en descenso topográfico):

4.3.3.1. Pediplanicie 1 (P1)

Corresponde a una superficie de sustrato rocoso. Se encuentra labrada sobre distintas unidades litológicas (de acuerdo a las unidades litológicas establecidas por Salazar *et al.*, en edición): sobre cuerpos plutónicos del Cretácico Superior - Paleoceno (Complejos Plutónicos Corral de Pircas y Los Morteros), sobre secuencias volcánicas del Cretácico tardío (Formaciones Hornitos y Cerrillos) y del Triásico Superior-Jurásico Medio (Estratos del Verraco) y, muy escasamente al sur de la zona de estudio, sobre un cuerpo intrusivo paleozoico (Complejo Plutónico Chancoquín).

Se encuentra establecida al oeste del Frente Topográfico 1 (FT1) y al este del Frente Topográfico 3 (FT3) (Figura 4.4A,B). Los pedimentos comprendidos por esta pediplanicie se encuentran aguas arriba del *knickpoint* K2 (*ca.* 1.200 m s.n.m.; Tabla 3.3; Fig. 4.4A), cuya posición coincide con la traza del Frente Topográfico 3 (FT3).

En la Figura 4.5, se muestra la distribución de las elevaciones y las pendientes alcanzadas por esta pediplanicie. P1 presenta una elevación mínima de 1.346 m s.n.m., una elevación máxima de 3.033 m s.n.m., con un aumento progresivo hacia el este, y una elevación promedio igual a 2.138 m s.n.m. (Tabla 4.1). La pendiente media es igual a 12°, y un 94,8% de los pixeles comprendidos por los pedimentos mapeados son menores a 20°.

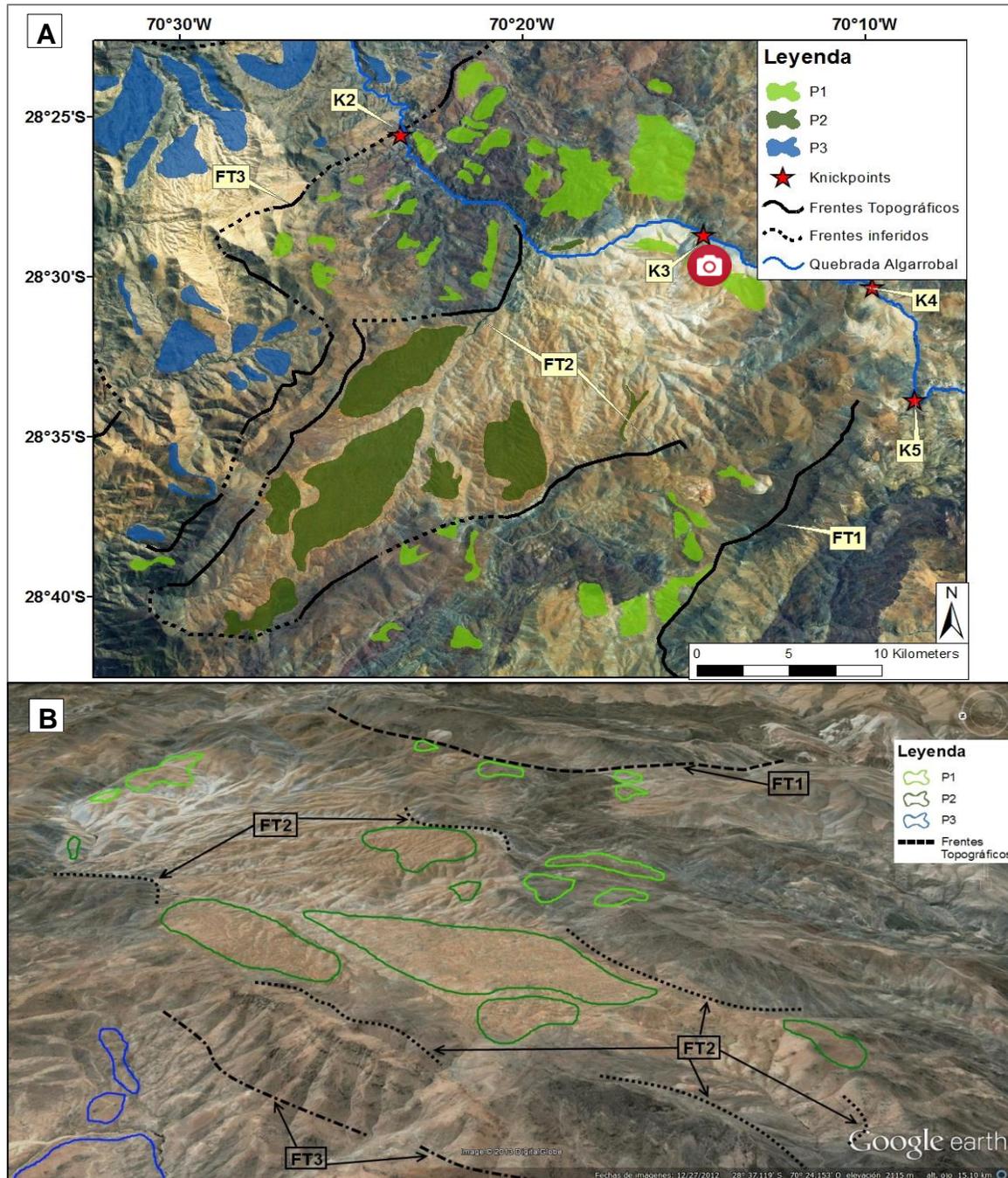


Figura 4.4. A. Imagen satelital en planta indicando las pediplanicies P1 y P2, y los frentes topográficos (FT1, FT2 y FT3) y *knickpoints* (K2, K3, K4 y K5) asociados. Además, se señala la ubicación de la toma fotográfica de la Fig. 4.6. B. Imagen satelital en perspectiva hacia el este que muestra los Frentes Topográficos FT1, FT2 y FT3, separando las pediplanicies P1, P2 y P3, respectivamente.

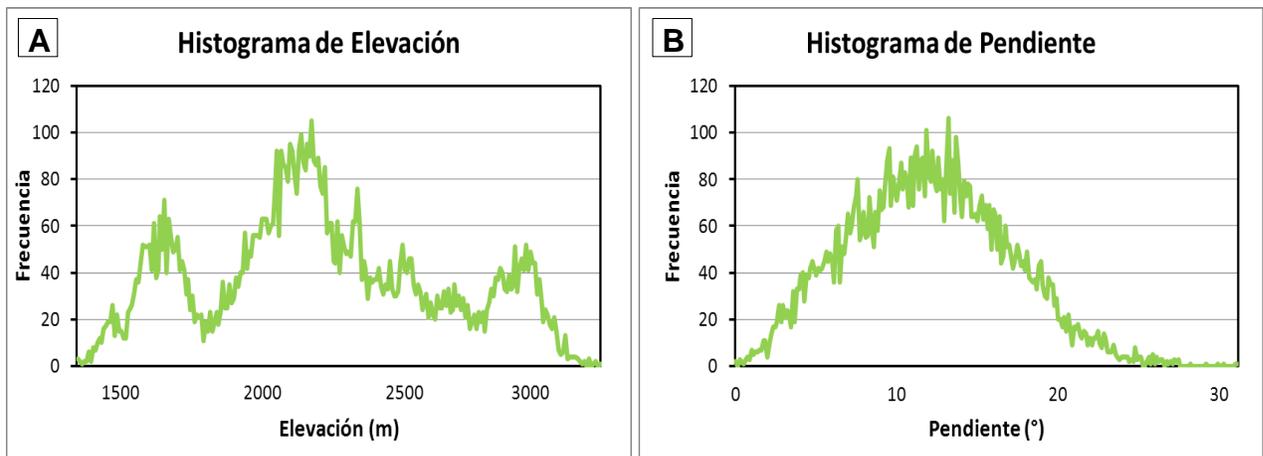


Figura 4.5. Histogramas de elevaciones (A) y pendientes (B) correspondientes a la Pediplanicie 1.

4.3.3.2. Pediplanicie 2 (P2)

Corresponde a superficies de sustrato rocoso que se encuentran labradas únicamente sobre el Complejo Plutónico Corral de Pircas (Figs. 4.4A-B). Esta pediplanicie se encuentra rodeada por el Frente Topográfico 2 (FT2), el cual está asociado a un relieve con cumbres que alcanzan los 2.700 m s.n.m. (Figura 4.6).

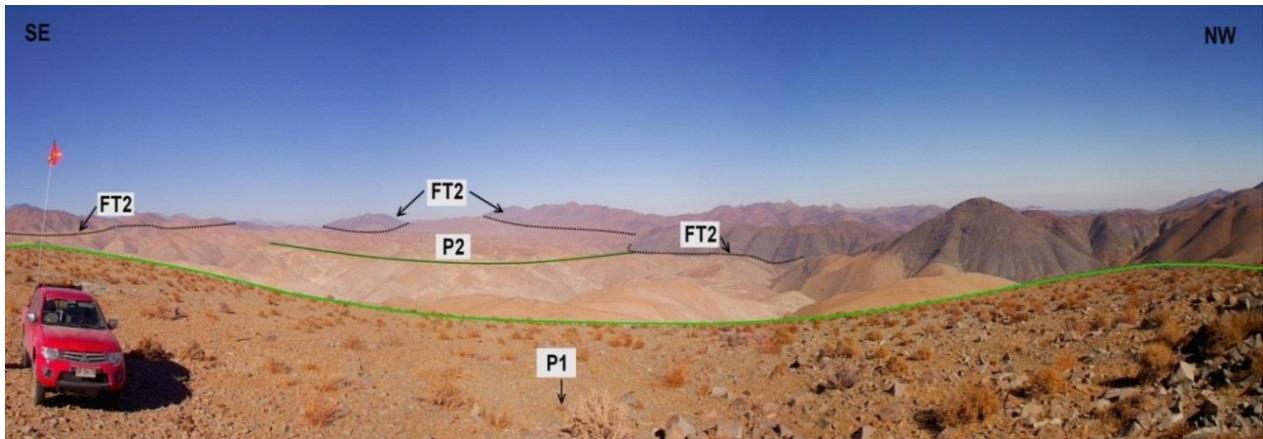


Figura 4.6. Fotografía tomada desde la pediplanicie P1 hacia el SW. Se indican las pediplanicies P1 y P2 y el Frente Topográfico 2 (FT2).

Esta pediplanicie se caracteriza por la presencia de bolones autóctonos de intrusivos pertenecientes al Complejo Plutónico Corral de Pircas. Todos ellos evidencian vestigios de fracturamiento y descascaramiento generados como consecuencia de la dilatación de sus superficies por los cambios de temperatura característicos de la zona (Fig. 4.7).



Figura 4.7. Fotografía tomada desde la pediplanicie P2 que muestra bolones autóctonos de intrusivos correspondientes al Complejo Plutónico Corral de Pircas, que evidencian el descascaramiento y fracturamiento producto del cambio de temperatura.

Las alturas fluctúan entre 1.644 y 2.574 m s.n.m., con un aumento progresivo hacia el este, y presenta un promedio de 2.110 m s.n.m. Su pendiente promedio es 8°, y un 98,7% de los pixeles comprendidos por los pedimentos mapeados son menores a 20°. La distribución de las elevaciones y las pendientes alcanzadas por esta pediplanicie se muestran en la Figura 4.8.

Cabe destacar que las sierras situadas en el área comprendida por las pediplanicies P1 y P2 (Fig. 4.3) presentan alturas que varían entre 2.037 y 3.481 m s.n.m.

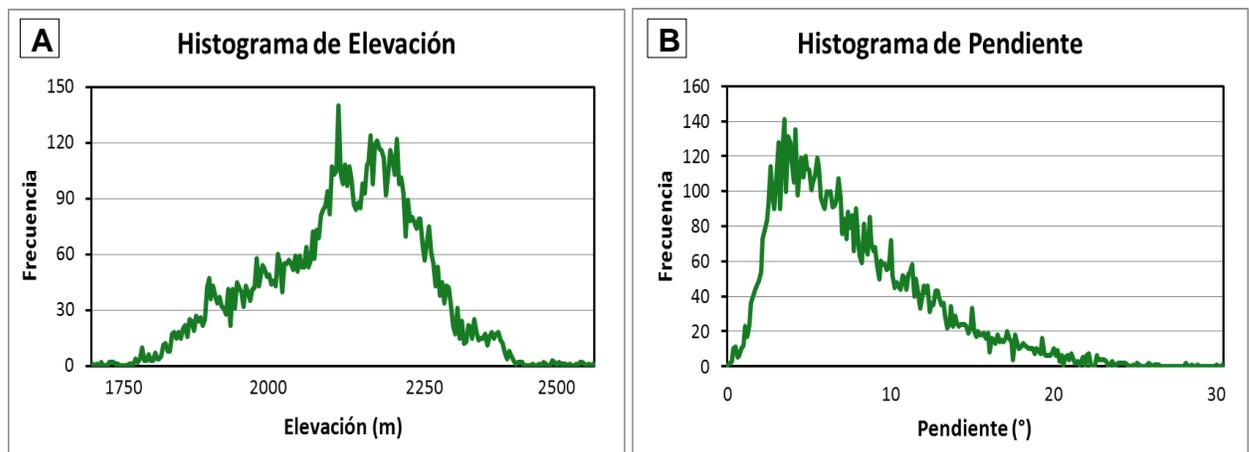


Figura 4.8. Histogramas de elevaciones (A) y pendientes (B) correspondientes a la Pediplanicie 2.

4.3.3.3. Pediplanicie 3 (P3)

Las superficies que componen esta pediplanicie, se encuentran tanto en el piedemonte que separa la Cordillera Frontal de la Cordillera de la Costa como en la Cordillera de la Costa. P3 está labrada principalmente sobre el Complejo Plutónico Los Morteros (predominante hacia el sur de la Quebrada Algarrobal) y también sobre secuencias volcánicas como la Formación Cerrillos. Se encuentra al oeste del FT3 y al este del Frente Topográfico 4 (FT4) (Figura 4.9A).

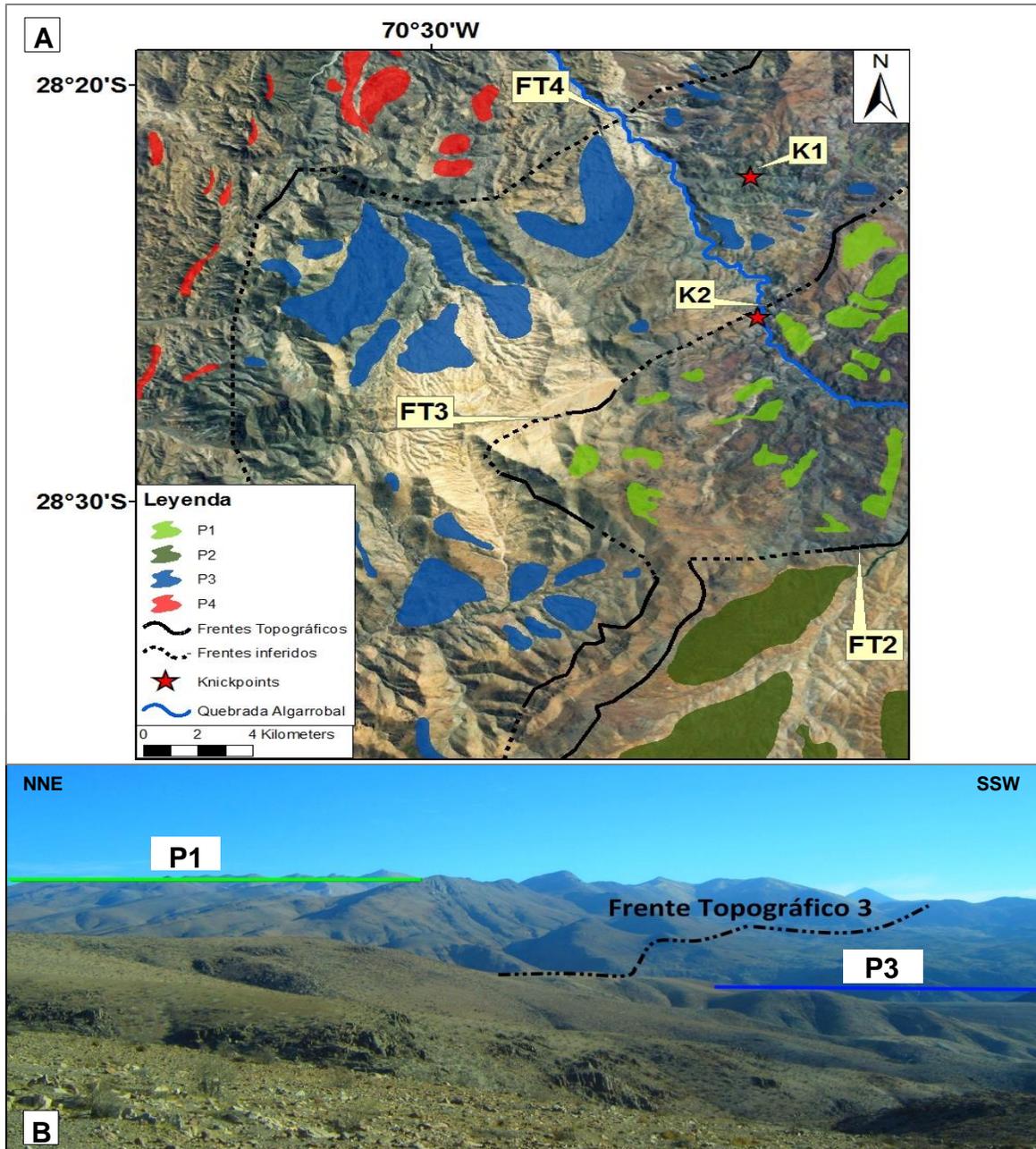


Figura 4.9. A. Imagen satelital en planta, indicando las pediplanicies P1, P2, P3 y P4 y la posición de los frentes topográficos, FT2, FT3 y FT4, y de los *knickpoints*, K1 Y K2. Se incluye, además, la red de drenaje. B. Fotografía que evidencia el límite entre las pediplanicies P1 y P3 mediante el Frente Topográfico 3 (FT3).

En la Figura 4.10, se muestra la distribución de las elevaciones y las pendientes alcanzadas por esta pediplanicie. P3 presenta una elevación mínima de 993 m s.n.m., una elevación máxima de 2.113 m s.n.m., con un aumento progresivo hacia el este, y una elevación promedio igual a 1.488 m s.n.m. (Tabla 4.1). La pendiente media es igual a 9°, y un 98,7% de los pixeles comprendidos por los pedimentos mapeados son menores a 20°.

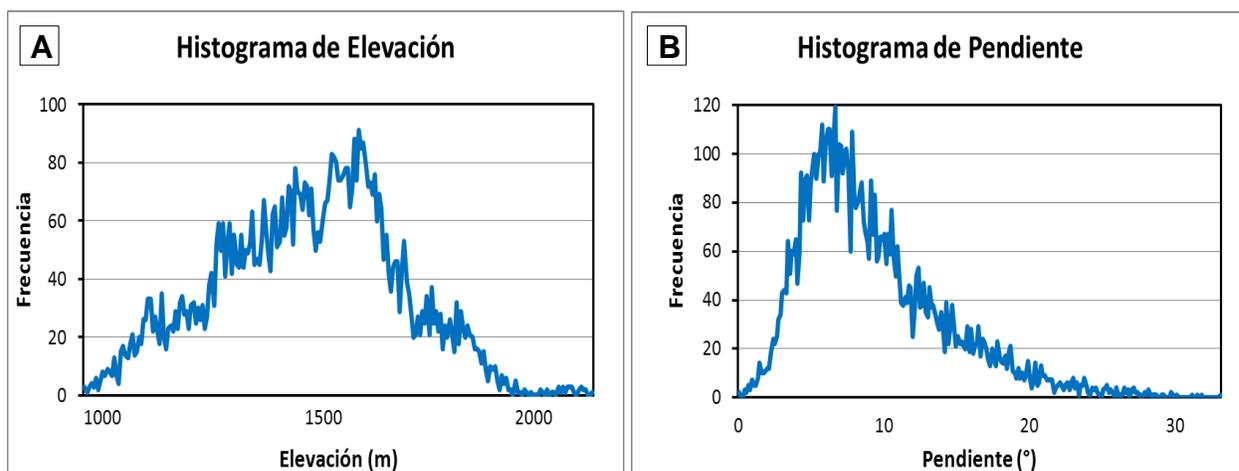


Figura 4.10. Histogramas de elevaciones (A) y pendientes (B) correspondientes a la Pediplanicie 3.

4.3.3.4. Pediplanicie 4 (P4)

Esta pediplanicie se desarrolla sobre la Cordillera de la Costa. Se encuentra labrada principalmente sobre la Formación Cerrillos y sobre el Grupo Chañarcillo (hacia el oeste), y también sobre el Complejo Plutónico Los Morteros. Limita al este con el FT4 y al oeste directamente con la pediplanicie P5 (Fig. 4.11), pues no fue posible identificar un frente topográfico entre ellas. Es posible diferenciar esta pediplanicie de la P5 por el carácter degradacional que presenta esta superficie

Presenta una elevación mínima de 750 m s.n.m., una elevación máxima de 1.702 m s.n.m. con un aumento progresivo hacia el este, y una elevación promedio igual a 1.087 m s.n.m. Presentan una pendiente promedio igual a 11°, y un 91,8% de los pixeles comprendidos por los pedimentos mapeados son menores a 20°. En la Figura 4.12, se muestra la distribución de las elevaciones y las pendientes alcanzadas por esta pediplanicie.

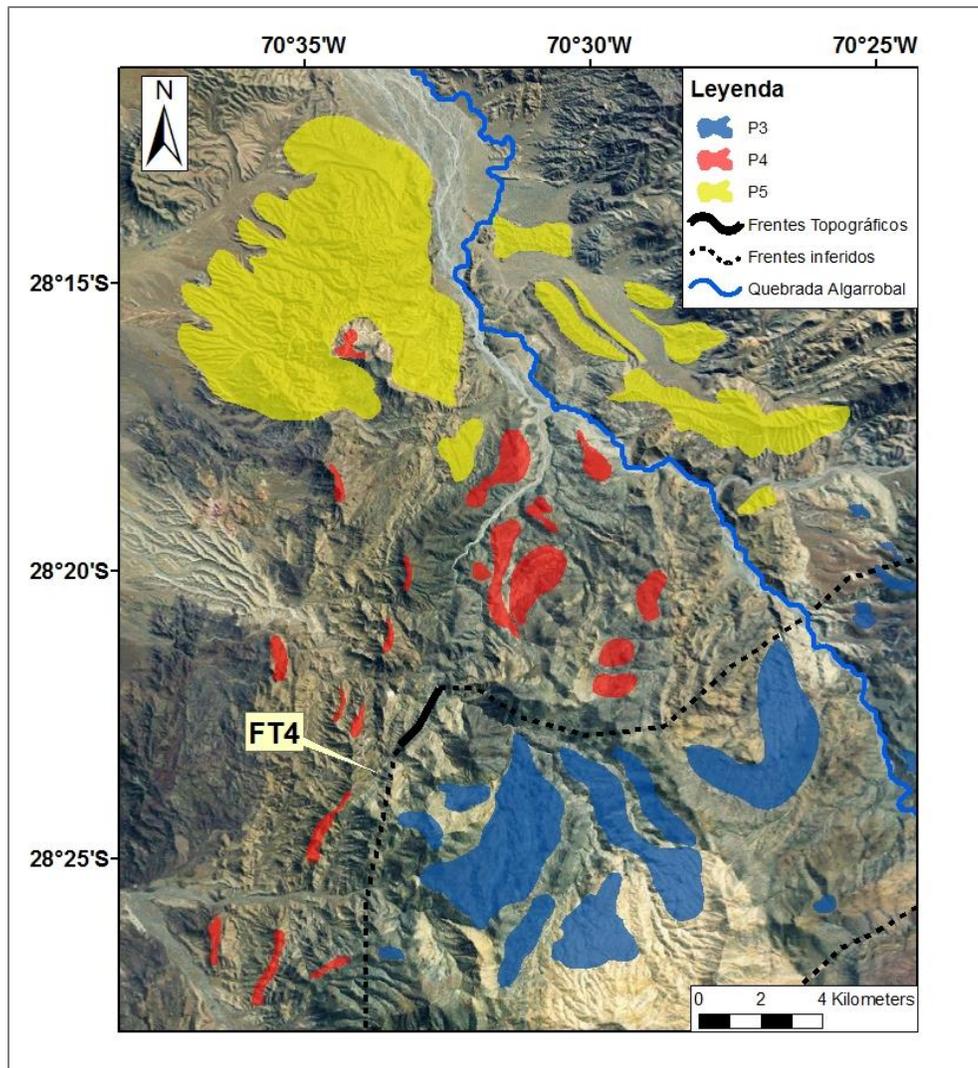


Figura 4.11. Imagen satelital en planta, indicando las pediplanicies P3, P4 y P5 y la posición del frente topográfico FT4.

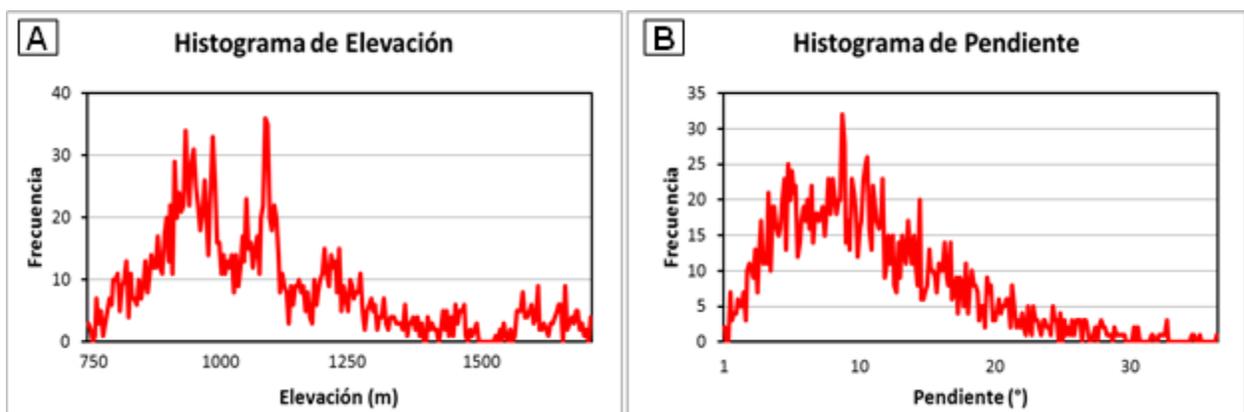


Figura 4.12. Histogramas de elevaciones (A) y pendientes (B) correspondientes a la Pediplanicie 4.

4.3.3.5. Pediplanicie 5 (P5)

Corresponde a una superficie de carácter agradacional, situada al oeste de la pediplanicie P4 (Fig. 4.11). Según el mapa geológico del Área Carrizal Bajo – Chacritas de Arévalo y Welkner (2008), las superficies identificadas asociadas a P5 se encuentran labradas sobre depósitos aluviales y coluviales antiguos (Mioceno superior-Plioceno) y sobre las Gravas de Atacama (Mioceno medio). Limita al este con P4 y es parte del sector oriental del Llano de Travesía, acuñado por Mortimer (1973), situado sobre la Cordillera de la Costa (Fig. 4.13).



Figura 4.13. Vista hacia el noroeste que muestra una superficie que representa a la pediplanicie P5.

Las alturas de esta pediplanicie fluctúan entre 544 y 1.138 m. s.n.m., con un aumento progresivo hacia el este, con un promedio igual a 786 m s.n.m. Presentan una pendiente promedio igual a 9° , y un 97,5% de los pixeles comprendidos por los pedimentos mapeados son menores a 20. En la Figura 4.14, se muestra la distribución de las elevaciones y las pendientes alcanzadas por esta pediplanicie.

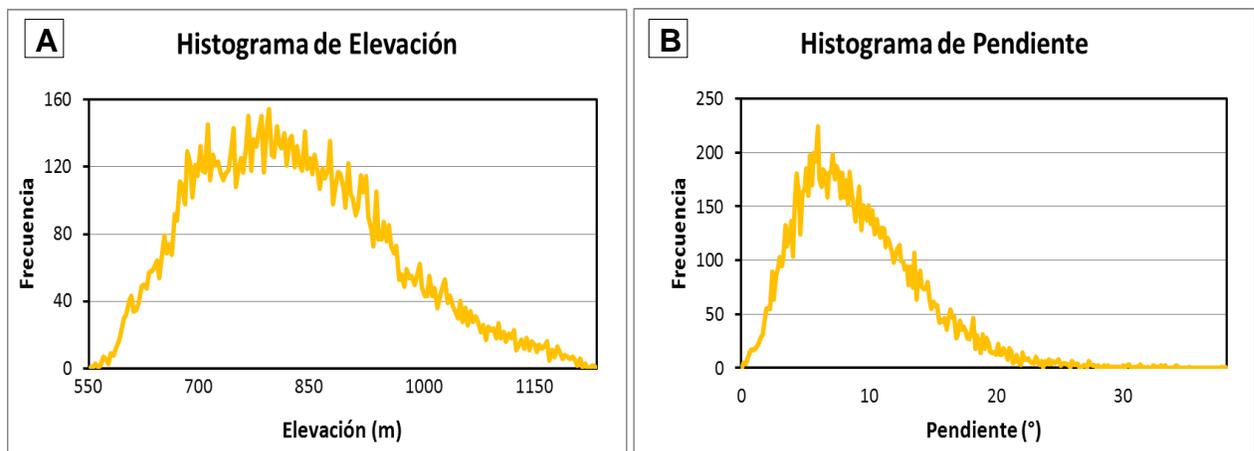


Figura 4.14. Histogramas de elevaciones (A) y pendientes (B) correspondientes a la Pediplanicie 5.

4.4. Correlaciones con superficies definidas por otros autores

El reconocimiento y caracterización de las pediplanicies previamente descritas permiten establecer correlaciones espaciales y temporales a nivel regional.

Al sur de la zona de estudio, Urresty (2009) analizó cualitativa y cuantitativamente los rasgos geomorfológicos de la Cuenca de Drenaje Los Choros (CLC) y Cuenca de Drenaje Chañaral, ubicadas en el flanco oeste de la Cordillera de los Andes entre los 29°00' S y 29°40' S. Como resultado, Urresty (2009) definió cinco superficies de bajo relieve (de este a oeste): Superficie de Erosión San Félix (SSF; 3.400 a 4.100 m s.n.m.), Superficie de Erosión La Silla (SLS; 2.300 a 2.800 m s.n.m.), Superficie de Pedimentación Corredores (SCorr; 1.400 a 2.700 m s.n.m.), Superficie de Erosión Algarrobbillo (SAlg; 800 a 1.400 m s.n.m) y Superficie de Pedimentación-Deposición Las Lagunitas (SLa; 820 a 1.350 m s.n.m).

Recientemente, Rodríguez *et al.* (aceptado) definieron a nivel regional seis niveles de pediplanos entre los 28,5° y 32°S, basándose en las superficies previamente definidas por Urresty (2009). Los pediplanos son (de este a oeste): La Silla (1.800 a 3.200 m s.n.m.), Corredores (1.200 a 2.000 m s.n.m.), Algarrobbillo (1.200 a 1.800), Las Lagunitas (800 a 1.400 m s.n.m.), Cachiyuyo (700 a 1.000 m s.n.m.) y Ovalle (100 a 400 m s.n.m.).

A continuación, se resume la descripción de los cinco pediplanos estudiados por Urresty (2009) y Rodríguez *et al.* (aceptado) que afloran en la zona de estudio, junto con las correlaciones respectivas con las superficies definidas en este trabajo:

4.4.1. Superficie San Félix

Esta superficie solo ha sido definida y descrita por Urresty (2009). De todas las superficies identificadas, esta corresponde a la más alta, superando a la Superficie La Silla siempre en más de 800 m. Se encuentra representada por algunas de las principales cumbres de la Cordillera Principal Central (unidad análoga a Cordillera Frontal en este trabajo). Se desarrolla sobre rocas volcánicas y sedimentarias e intrusivas de edad máxima Paleocena. Tiene una pendiente promedio de 3° hacia el W, con alturas que fluctúan entre 3400 y 4100 m s.n.m.

Esta superficie es correlacionable con las sierras identificadas y mapeadas en este trabajo (Figura 4.3), situadas en las partes más altas del flanco occidental de la Cordillera Frontal y del frente de montaña asociado.

4.4.2. Superficie La Silla (SLS)

Corresponde a una superficie degradacional que aparecen en el flanco oeste de la Cordillera Frontal y en el flanco este de la Cordillera de la Costa. En algunas áreas, el desarrollo de este pediplano se ve favorecido por la presencia de cuerpos intrusivos planos del Paleoceno al Eoceno y por rocas volcano-sedimentarias subhorizontales del Cretácico Superior y Paleoceno (Rodríguez *et al.*, aceptado). Entre los 29°00' S y 29°40'S, la altura de los relictos de esta superficie va desde 2.300 a 2.800 m s.n.m. (Urresty, 2009), mientras que a escala regional, su rango de altitud se amplía entre 1.800 y 3.200 m s.n.m. (Rodríguez *et al.*, aceptado). La pendiente promedio de los relictos es 3,5° hacia el oeste (Urresty, 2009). Según Rodríguez *et al.* (aceptado), la edad máxima se desprende del granitoide más joven del Eoceno que es cortado transversalmente por este pediplano con una edad U-Pb en circón igual a $48,1 \pm 0,4$ Ma (Emparán y Pineda, 2006); y la edad mínima, $19,8 +0,3/-0,4$ Ma, la obtuvieron datando una toba situada sobre el pedimento mediante U-Pb en circones (Rodríguez *et al.*, aceptado).

La pediplanicie P1 definida en este trabajo corresponde a superficies degradacionales correlacionables con el Pediplano La Silla, según el rango de altitudes y litologías labradas.

4.4.3. Superficie Corredores

Es una superficie degradacional expuesta en el flanco este de la Cordillera de la Costa, siempre encajonada al pediplano La Silla (Rodríguez *et al.*, aceptado), pero que probablemente se extiende hacia la Cordillera Frontal a través de paleovalles encajonados (Germán Aguilar, comunicación verbal). Está labrada sobre rocas volcano-sedimentarias del Cretácico tardío y Paleoceno, y también en granitoides del Paleoceno (Rodríguez *et al.*, aceptado). Entre los 29°00' S y 29°40'S, la altura de los relictos de esta superficie varía desde 1.400 a 2.700 m s.n.m. (Urresty, 2009); sin embargo, Rodríguez *et al.* (aceptado) restringen la altitud de los relictos de esta superficie entre 1.200 y 2.000 m s.n.m. Su pendiente promedio es de 3°, siempre en dirección al drenaje de las redes actuales que afectan al pediplano (Urresty, 2009). Debido a que

este pediplano se encuentra encajonado en el Pediplano La Silla, su edad máxima es necesariamente más joven que 20 Ma (Rodríguez *et al.*, aceptado).

Tanto las pediplanicies P3 como P2, correspondiente también a una superficie degradacional, son correlacionables con el Pediplano Corredores, de acuerdo al rango de altitudes y a las litologías labradas.

4.4.4. Superficie Algarrobillo

El pediplano Algarrobillo es una superficie degradacional que se desarrolla en la Cordillera de la Costa y en la Depresión Intermedia, hacia el norte desde La Serena (Rodríguez *et al.*, aceptado). Se encuentra labrado en rocas volcano-sedimentarias e intrusivas del Jurásico y Cretácico temprano (Rodríguez *et al.*, aceptado). Entre los 29°00' y 29°40' S, la altura de los relictos de esta superficie fluctúa entre 800 y 1.400 m s.n.m (Urresty, 2009) y entre 1.200 y 1.800 m s.n.m. (Rodríguez *et al.*, aceptado). Su pendiente, en general, es menor a 3° (Urresty, 2009). La edad máxima sería Cretácico Inferior (por rocas subyacentes; Urresty, 2009). Para estimar la edad mínima, Rodríguez *et al.* (aceptado) dataron dos muestras ignimbríticas ubicadas en la cima de este pediplano, arrojando edades igual 20,9 +0,5/-0,8 y 18,4 +0,8/-1,0 Ma, según método U-Pb en circones. Estas edades son similares a las que fueron obtenidas para las tobas ubicadas sobre el pediplano La Silla, sugiriendo que los pediplanos La Silla y Algarrobillo se formaron como una sola superficie de bajo relieve.

De acuerdo a la posición geográfica, litologías labradas y rango de altitudes es posible correlacionar esta superficie con la pediplanicie P4.

4.4.5. Superficie Las Lagunitas

Según Urresty (2009), esta es una superficie degradacional expuesta en la Depresión de Domeyko. Es morfológicamente continua al este con la Superficie Corredores, que corresponde a su parte degradacional. En el dominio occidental de la Depresión de Domeyko se presenta como un gran pedimento o como relictos de depósitos semi-consolidados, asociados a las Gravas de Atacama (Moscoso *et al.*, 1982; Mortimer, 1973), de edad Mioceno medio (Arévalo *et al.*, 2009). Estos depósitos se encuentran sobre el pediplano Algarrobillo, lo que implica que este último pediplano sería más antiguo que los depósitos de la Superficie Las Lagunitas. La elevación varía

entre 820 y 1.350 m s.n.m., entre los 29°00' y 29°40' S (Urresty, 2009) y entre 800 y 1.400 m s.n.m., a nivel regional (Rodríguez *et al.*, aceptado).

Tanto el carácter agradacional como las características geomorfológicas (ubicación fisiográfica, rango de altitudes y litologías labradas), permiten aseverar que esta superficie es correlacionable con la pediplanicie P5. El Llano de Travesía, presente en la zona de estudio de este trabajo, es análogo a la Depresión de Domeyko, por albergar depósitos agradacionales de P5, y por representar proto-depresiones de la Depresión Central.

Se tienen, entonces, cinco pediplanicies identificadas: cuatro pediplanicies con carácter degradacional (P1, P2, P3 y P4) y una pediplanicies con connotación agradacional (P5), situada al oeste de la zona de estudio.

En el siguiente capítulo, se analiza si existe una relación entre las geoformas estudiadas (pediplanicies y frentes topográficos) y la litología y las estructuras principales de la zona, con el fin de evaluar el rol que juegan estos factores en el desarrollo y preservación de las geoformas estudiadas.

Capítulo 5

Discusiones

5.1. Definición de una nueva unidad fisiográfica: el Frente de Montaña

La configuración fisiográfica de la región que comprende el área de estudio ha sido descrita con dos unidades que se presentan como franjas elongadas dispuestas en dirección N-S: la Cordillera Frontal, por el este, y la Cordillera de la Costa, por el oeste (*e.g.* Charrier *et al.*, 2007, 2009). La conjunción sinuosa y poco definida entre estas dos cadenas montañosas ha dificultado una adecuada definición del límite entre ambas unidades morfoestructurales. Algunos autores se han referido a la conjunción de la latitud 28,5°S como el frente de montaña (Aguilar *et al.*, 2013; Rodríguez *et al.*, aceptado), como frente cordillerano (Salazar, 2012) y como Precordillera de Vallenar (Arévalo y Welkner, 2008), pero aún no ha sido definido como una unidad como tal.

En este trabajo, gracias a la información arrojada de los análisis morfológicos basados en la caracterización de pedimentos y frentes topográficos, es posible restablecer la configuración fisiográfica del margen andino de la zona estudiada (Figura 5.1), mediante la definición de un **Frente de Montaña** como una unidad fisiográfica independiente.

Entonces, de este a oeste, las unidades fisiográficas que componen la zona de estudio son: Cordillera Frontal, Frente de Montaña y la Cordillera de la Costa (Figura 5.1).

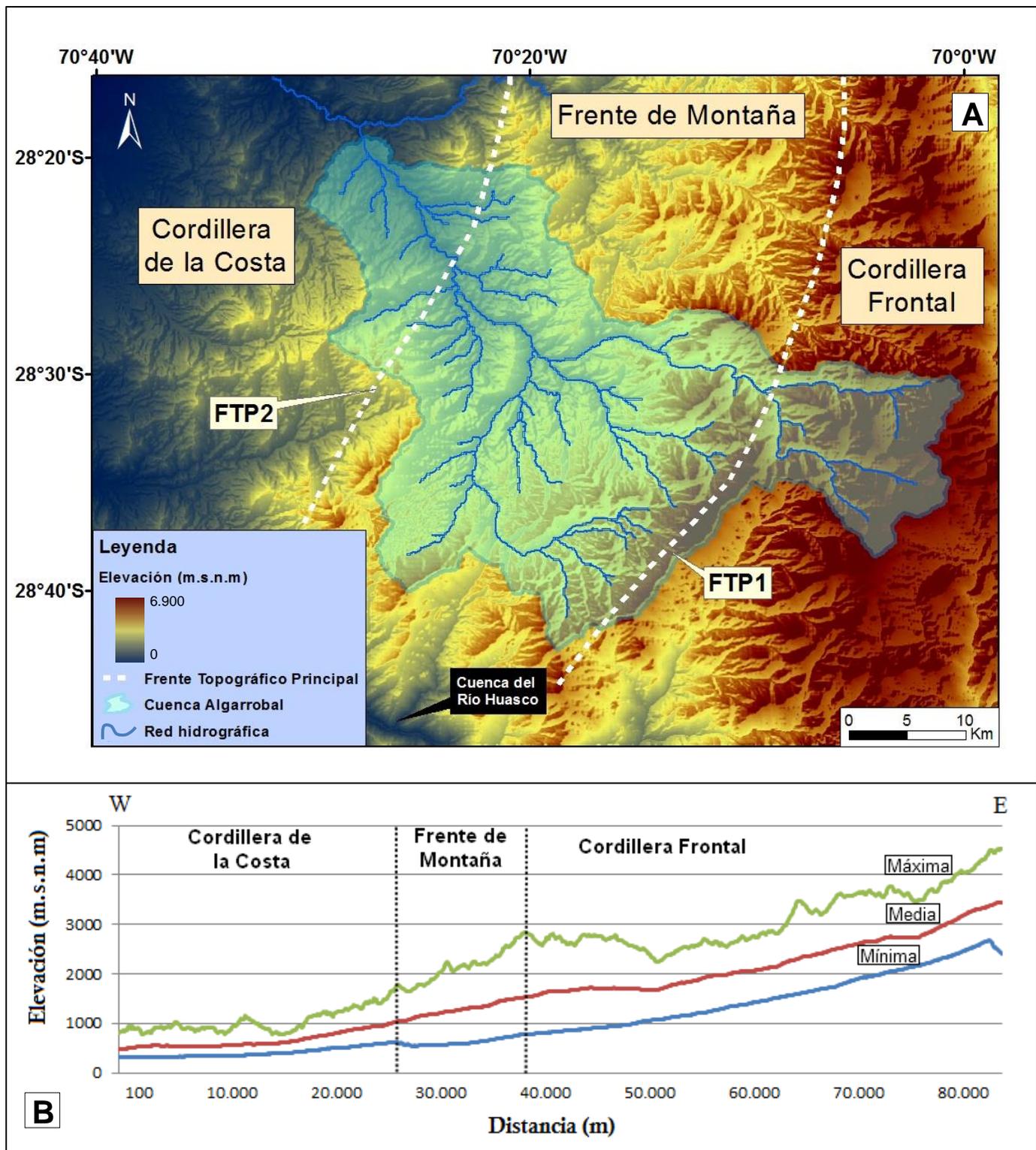


Figura 5.1. A. Principales unidades fisiográficas de la zona de estudio, separadas por dos frentes topográficos principales (líneas blancas segmentadas). Se incluye la red de drenaje de la cuenca de estudio de la Quebrada Algarrobal. Además, se indica un segmento de la cuenca del Río Huasco. B. Perfiles topográficos que indican la altitud mínima (línea azul inferior), media (línea roja) y máxima (línea verde superior) para un franja longitudinal W-E de 80 km de ancho aproximadamente, que comprende la vertiente occidental de los Andes entre las latitudes 28°15' y 28°45'S.

El Frente de Montaña corresponde a una franja de aproximadamente 30 km de ancho (Fig. 5.1A). Se encuentra desarrollado en rocas volcánicas y sedimentarias mesozoicas y en extensos cuerpos plutónicos planos del Cretácico Superior - Paleoceno, los cuales se presentan, además, como pequeños cerros islas a lo largo de esta unidad. Limita al este con la Cordillera Frontal, separados por el Frente Topográfico Principal 1 (FTP1), cuya traza es paralela a la Falla La Jarilla; mientras que, hacia el oeste, es el Frente Topográfico Principal 2 (FTP2) el que separa esta nueva unidad de la Cordillera de la Costa, cuya traza es similar a la trayectoria de la Falla Agua de Los Burros. El Frente de Montaña está conformado por relieves positivos como sierras y cerros islas, por remanentes de pediplanicies de carácter degradacional (P1, P2 y P3) y por frentes topográficos sinuosos.

Las alturas varían entre *ca.* 600 y 2.800 m s.n.m., considerando el valor mínimo del perfil topográfico mínimo y el máximo del perfil topográfico máximo de la Figura 5.1B (líneas de color azul y verde, respectivamente). El Frente de Montaña se encuentra mayormente interrumpido por cauces que alimentan a la cuenca de la Quebrada Algarrobal y, hacia el sur, por canales de la cuenca del Río Huasco.

5.2. Control litológico y estructural en la disposición de las unidades geomorfológicas

En la Figura 5.2, se muestra la relación entre las unidades geomorfológicas mapeadas y las unidades litológicas definidas por SERNAGEOMIN (2003) y las principales fallas de la zona de estudio (Salazar *et al.*, en edición). Cabe aclarar que, para describir las relaciones litológicas, se consideró la información más reciente de la zona (Arévalo y Welkner, 2008; Salazar *et al.*, en edición y Peña *et al.*, en edición).

5.2.1. Relación de pediplanicies con unidades geológicas

Se ha reconocido desde hace más de un siglo que la litología y las variaciones estructurales locales influyen fuertemente el desarrollo de pedimentos (e.g. Gilbert, 1877).

Una de las características que define a los pedimentos es que, usualmente, pero no necesariamente, cortan las mismas rocas que componen la montaña (Ritter *et al.*, 2002). Esto se cumple en el caso de las pediplanicies degradacionales P1, P2, P3 y P4; sin embargo, la

pediplanicie P5, de carácter agradacional, corta superficies compuestas por gravas escasamente consolidadas.

5.2.1.1. Pediplanicies de carácter degradacional

El desarrollo de las pediplanicies degradacionales P1, P2, P3 y P4 está favorecido por la presencia de cuerpos intrusivos planos del Cretácico Superior - Paleoceno, *i.e.* Complejos Plutónicos Corral de Pircas y Los Morteros (unidades PEg y Ksg en Fig. 5.2, respectivamente). Solo en el caso de P1, P3 y P4 el desarrollo también se ve favorecido por rocas volcano-sedimentarias subhorizontales del Cretácico tardío, *i.e.* Formaciones Hornitos y Cerrillos (unidades Ks3i y Ks2c en Fig. 5.2, respectivamente). Esto limita una edad máxima Cretácico Superior al Paleoceno inferior para estas cuatro pediplanicies.

En general, se observa que las superficies de P2 y P3, labradas principalmente sobre los cuerpos intrusivos, se encuentran muy bien preservadas, abarcando mayores áreas. Las superficies de P1 y P4, que están labradas principalmente sobre las secuencias volcánicas, se encuentran parcialmente preservadas (Fig. 5.2). Es importante explicitar la ausencia de estructuras mayores en el área comprendida por P2 y P3. Por lo tanto, se evidencia una diferencia de erodabilidad entre las rocas intrusivas y las rocas volcánicas, predominando los procesos de erosión lateral en el primer caso y los procesos de erosión vertical en el segundo caso.

Particularmente, la ocurrencia de P2 se restringe exclusivamente al Complejo Plutónico Corral de Pircas (unidad PEg en Fig. 5.2) que presenta una forma plana peculiar en la zona circunscrita por el FT2. Este sector comprende una fracción de la subcuenca tributaria C estudiada en el Capítulo 3 (Sección 3.2 en adelante). De acuerdo a los resultados morfométricos, esta subcuenca consiste en un paisaje en estado transiente con un bajo valor hipsométrico (37%; Fig. 3.17), un relieve menor y pendientes más suaves (14°; Tabla 3.2), lo cual evidencia un relieve maduro para esta zona definido por pedimentos bien preservados.

Es sabido que el desarrollo de pedimentos se ve más favorecido en rocas suaves y fáciles de desintegrar que en rocas duras y más resistentes. Comúnmente, se desarrollan mejor en rocas graníticas meteorizadas y en sedimentos suaves que en otras rocas (Gilluly, 1973). Si bien, según lo planteado por algunos autores (*e.g.* Stock y Montgomery, 1999), las rocas intrusivas pueden llegar a ser varios órdenes de magnitud más resistentes que el resto de las litologías, los procesos

de meteorización tienen una importante influencia en el desarrollo de pedimentos en ambientes semiáridos, en especial en aquellos labrados sobre rocas cristalinas (*e.g.* Oberlander, 1989).

Las rocas intrusivas sobre las cuales se encuentran labradas las pediplanicies P2 y P3 (*i.e.* Complejos Plutónico Corral de Pircas y Los Morteros, respectivamente) presentan relictos de haber sufrido una intensa meteorización física de descomposición esferoidal (Fig. 4.7). Las transformaciones debidas a este tipo de meteorización originan cambios texturales en las rocas variando su compacidad y haciendo que sean más deleznable y más fácilmente desagregables, lo cual habría generado las condiciones propicias para el desarrollo de P2 y P3.

5.2.1.2. Pediplanicies de carácter agradacional

La pediplanicie P5 se encuentra al oeste de todos los frentes topográficos (Fig. 5.2), que definen al Frente de Montaña, evidenciando un control estructural en la disposición espacial de estas superficies agradacionales.

Otra de las características que define a los pedimentos es que pueden presentar una delgada cobertura de sedimento que, presuntamente, representa la carga que está en tránsito. Con el fin de establecer la tolerancia de material no consolidado, Cooke (1970) restringe los pedimentos a la parte de la superficie erosionada que no es continuamente cubierta por material aluvial. Bajo esta restricción, solo se puede considerar como pedimentos a aquellas superficies labradas sobre las Gravas de Atacama (Arévalo y Welkner, 2008), y se descartan, por ende, aquellas superficies situadas sobre los depósitos aluviales y coluviales antiguos (Arévalo y Welkner, 2008). Esto limita una edad máxima de Mioceno medio para la pediplanicie P5.

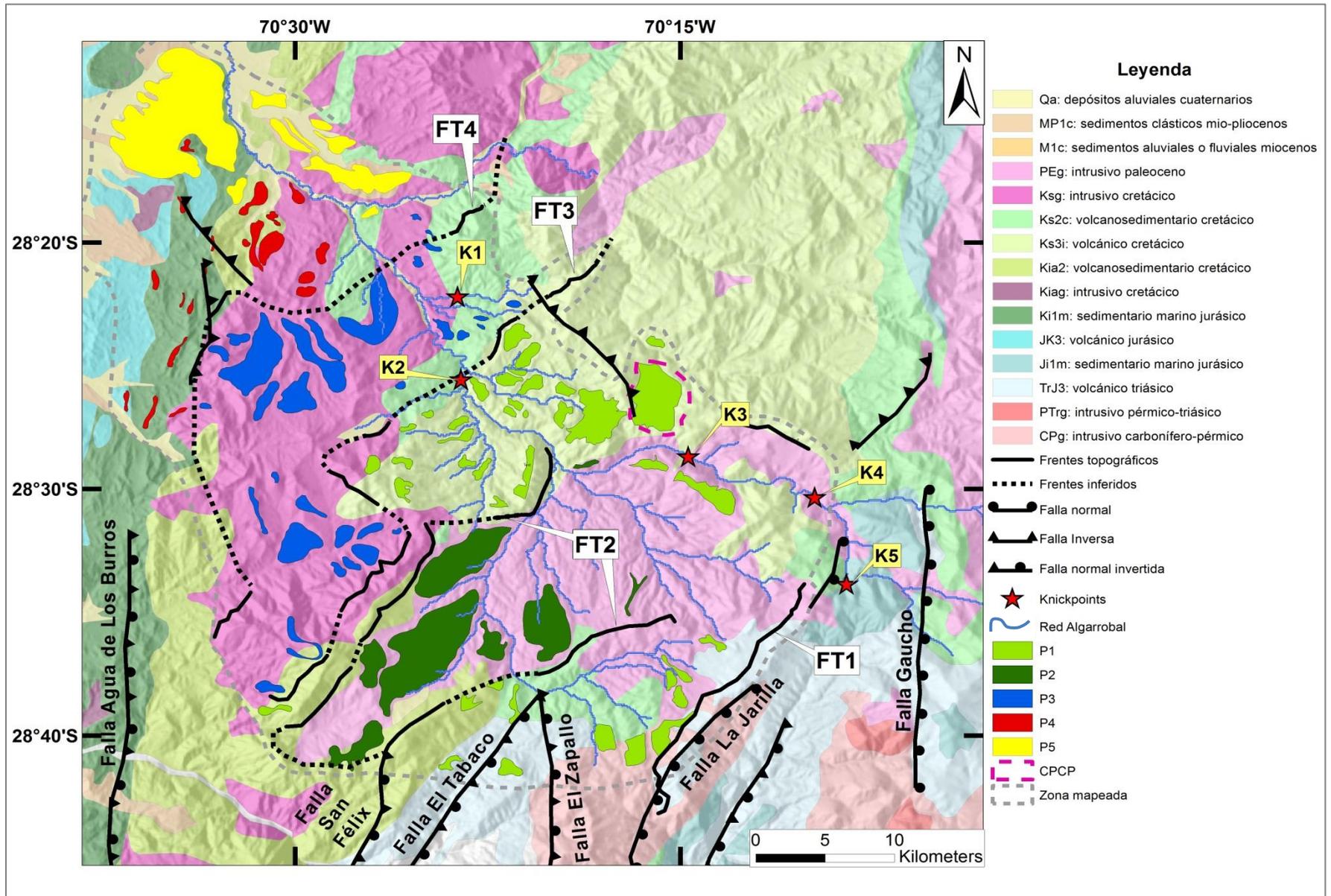


Figura 5.2. Relación entre las unidades geomorfológicas mapeadas, que incluyen pediplanicies (P1, P2, P3, P4 y P5), frentes topográficos (FT1, FT2, FT3 y FT4) y *knickpoints* (K1, K2, K3, K4 y K5), con la litología (SERNAGEOMIN, 2003) y las principales fallas documentadas de la zona de estudio (Salazar *et al.*, en edición). CPCP: delimitación local del Complejo Plutónico Corral de Pircas según Peña *et al.* (en edición). Detalle de las unidades litológicas en Figura 2.5.

Un aspecto interesante de discutir es la preservación de las gravas en este sector. Las cuencas que corresponden a los valles de los ríos Elqui, Limarí y Choapa, al sur de la zona de estudio, abarcan áreas muy anchas y comprenden latitudes muy extensas en la zona costera (Fig. 5.3A). Contrariamente, la cuenca del Copiapó, al norte de la zona de estudio, y la cuenca del Huasco, inmediatamente al sur de la zona de estudio, no presentan una arborescencia considerable en el sector costero (Aguilar *et al.*, 2013) y, como consecuencia, su poder erosivo es menor en esa zona. Lo anterior se explica con una variación latitudinal de precipitaciones (Figura 5.3B) que afecta a los Andes Semiáridos (*i.e.* entre los 27° y 32°S), marcada por un límite (*ca.*

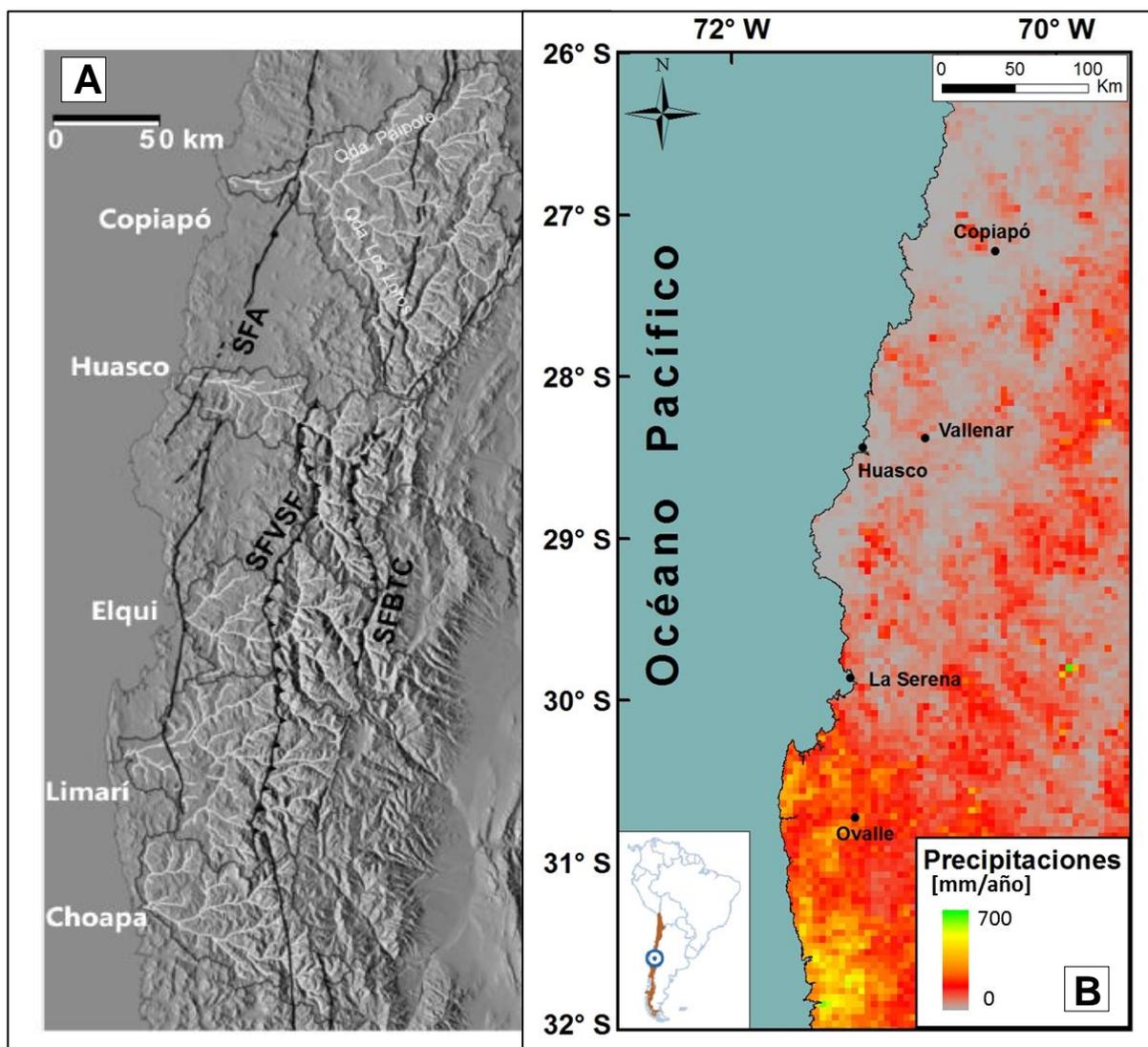


Figura 5.3. A. Relieve sombreado de los Andes Semiáridos, construido con un modelo de elevación digital de la misión de la NASA: 'Shuttle Radar Topographic Mission' (SRTM3). Se incluyen las cinco grandes cuencas hidrográficas que cruzan el antearco y la red de drenaje inscrita en estas cuencas, y las principales fallas: Sistema de Fallas de Atacama (SFA), Sistema de Fallas Vicuña - San Félix (SFVSF) y Sistema de Fallas Baños del Toro Choyai (SFBTC). Modificado de Aguilar *et al.*, 2013. B. Mapa de precipitaciones anuales en los Andes Semiáridos (27°-32°S) con resolución 1 km, construido con datos de la misión satelital de la NASA: 'Tropical Rainfall Measuring Mission' (TRMM) entre los años 1950 y 2000.

29,5°S) entre un ambiente con menores precipitaciones hacia el norte y mayores precipitaciones hacia el sur (Aguilar *et al.*, 2013). Se tiene, entonces, que la mayor arborescencia de las redes de drenaje hacia el sur se debe al incremento de precipitaciones que genera una mayor escorrentía. Por otra parte, al norte del límite, se presentan menores escorrentías a causa de bajas precipitaciones, lo que se traduce en una menor arborescencia de las redes de drenaje. El exutorio considerado para la cuenca de la Quebrada Algarrobal estudiada en este trabajo se sitúa, aproximadamente, a 100 km del mar (considerando una trayectoria sinuosa; Fig. 3.8), lo que otorga un escenario geomorfológico favorable para la preservación de gravas en la zona de estudio.

5.2.2. Relación de frentes topográficos con unidades y rasgos geológicos

En la Figura 5.2, se observa claramente la relación entre los frentes topográficos observados e inferidos y las unidades litológicas y rasgos geológicos que caracterizan a la zona de estudio.

La orientación NE-SW de la traza del FT1 coincide con la orientación de la Falla La Jarilla (Salazar *et al.*, en edición) que, además, se encuentran muy cercanos entre sí (Fig. 5.2).

El FT2 se encuentra asociado a las Sierras El Tabaco, Catalina y El Toro y al Cordón Salitral (Salazar *et al.*, en edición), bordeando, exclusivamente, al Complejo Plutónico Corral de Pircas y a la pediplanicie P2, lo cual evidencia un control litológico. El extremo sur del segmento de FT2 asociado a la Sierra El Tabaco (al este) coincide con el término de la Falla San Félix (Fig. 5.2).

El FT3 presenta dos comportamientos. Al norte de 28°30' S, el FT3 presenta una orientación NE-SW y coincide con el contacto litológico entre la Formación Hornitos (al sureste de FT3) y el Complejo Plutónico Los Morteros (al noroeste de FT3), separando las pediplanicies P1 y P3 (Fig. 5.2). Particularmente, al norte de la Quebrada Algarrobal, el FT3 coincide con el contacto litológico entre la Formación Hornitos (al este) y la Formación Cerrillos (al oeste). Por otra parte, al sur de 28°30' S, el FT3 se desvía hacia el SE atravesando el Complejo Plutónico Los Morteros, hasta encontrarse con el FT2. Luego, su trayectoria continúa con la dirección inicial NE-SW y coincide con el contacto entre el Complejo Plutónico Los Morteros y la Formación Cerrillos y se asocia a la Sierra El Toro (Salazar *et al.*, en edición). En este último tramo, el FT3 no separa a P1 de P3; solo se presenta P3 al oeste e, inmediatamente al este, se

tiene el FT2 (Fig. 5.2). Este acercamiento del FT3 al FT2, hacia el sur de la zona de estudio, evidencia un control litológico en el desarrollo de FT3 y de P3.

El FT4 presenta un comportamiento sinuoso similar al del FT3, pero separa continuamente a P3 de P4. En el segmento sur de su traza se encuentra cercano al contacto litológico entre el Complejo Plutónico Los Morteros (al este) y la Formación Cerrillos (al oeste).

Una observación importante es que las gravas sobre las cuales se encuentra labrada P5 se encuentran sellando la traza de la Falla Agua de Los Burros (FAB). Según Urresty (2009), existe una conexión morfológica entre la Superficie Las Lagunitas (SLa) y la Superficie Corredores (SCorr), que corresponde a su parte degradacional. De acuerdo a las correlaciones realizadas, P3 y P5 se correlacionan con SCorr y SLa, respectivamente (Sección 4.4), lo cual fue corroborado por la continuidad topográfica observada en terreno entre P3 y P5. Esta correlación implica que los sedimentos degradados de P3 corresponderían a aquellos cortados por P5, y que se encuentran sellando a la FAB. Este sellamiento sugiere que el frente topográfico asociado a la FAB corresponde a un rasgo morfotectónico antiguo, cuya posición, afloramiento y disposición está alterado por procesos erosivos, generando una progradación del frente topográfico hacia el este. Esta descripción coincide con la posición del FT4 y del FT3, y se estima que habrían retrocedido una distancia máxima aproximada de 10 km y 20 km, respectivamente.

Bajo la suposición de que FT4 y FT3 son los frentes topográficos asociados a la FAB y considerando que se tiene un control litológico en el desarrollo de FT2 y FT3, se infiere que FT4, FT3 y FT2 corresponden a frentes topográficos erosivos.

5.2.3. Relación de *knickpoints* con unidades y rasgos geológicos

En la Figura 5.2, se muestran las unidades litológicas sobre las cuales se posicionan los *knickpoints* identificados. La relación establecida con ellas y con las estructuras principales es la siguiente:

El *knickpoint* K1 (ca. 1.100 m s.n.m.) se encuentra en el contacto entre la Formación Cerrillos y el Complejo Plutónico Los Morteros (Peña *et al.*, en edición).

El *knickpoint* K2 (ca. 1.200 m s.n.m.) se sitúa en la Formación Hornitos, inmediatamente aguas arriba del triple contacto con la Formación Cerrillos y con el Complejo Plutónico Los

Morteros (Peña *et al.*, en edición). Su posición coincide con una confluencia de la red de drenaje (Fig. 3.27B) y con la trayectoria del FT3.

El *knickpoint* K3 (ca. 1.800 m s.n.m.) se encuentra sobre la secuencia volcánica de la Formación La Totorá, cercano al contacto litológico con Corral de Pircas (Peña *et al.*, en edición). Además, coincide con una confluencia de la red de drenaje (Fig. 3.27B).

El *knickpoint* K4 (ca. 2.500 m s.n.m.) se ubica sobre la Formación Cerrillos (Salazar *et al.*, en edición) y coincide con una confluencia de la red de drenaje (Fig. 3.27B).

El *knickpoint* K5 (ca. 2.900 m s.n.m.), al igual que K3, se sitúa sobre Formación La Totorá (Salazar *et al.*, en edición).

5.2.4. Conjunción de geoformas a lo largo del *thalweg* de la Qda. Algarrobal

En la Figura 5.4, se presenta el *thalweg* de la Quebrada Algarrobal junto con las posiciones aproximadas de todas las geoformas identificadas y los contactos litológicos, asociados al *thalweg*, según las cartas geológicas más recientes de la zona de estudio (Salazar *et al.*, en edición; Peña *et al.*, en edición).

Mediante una simple inspección de la Figura 5.4, se observa una correspondencia entre la posición de los *knickpoints* K4 y K5 y los cambios litológicos entre unidades más resistentes al este (EI y JS, respectivamente) y litologías menos resistentes al oeste (TrV en ambos casos). Lo anterior no ocurre para K3 y K2.

Considerando la similitud de las alturas y la cercanía entre K1 y K2 (Fig. 5.2), es válido suponer que estos *knickpoints* correspondieron a un solo *knickpoint* en el pasado, cuya posición original habría estado asociada al frente topográfico de la FAB. Se interpreta que un frente topográfico original habría migrado a tasas diferentes alcanzando la posición del FT3 y dejando relictos de frentes asociados al FT4, mientras que un *knickpoint* original habría migrado aguas arriba hasta el exutorio de la subcuenca tributaria A, donde se habría disgregado en dos *knickpoints* con tasas de retroceso diferentes: el retroceso de K1 fue menor que el de K2, pues el área de captura actual de K1 (25 km²) es mucho menor que el área de drenaje aguas arriba de K2 (830,4 km²). Estos cuatro rasgos geomorfológicos (K1, K2, FT3 y FT4) habrían migrado aguas arriba a tasas diferentes debido a la fuerza erosiva; los frentes topográficos presentan una menor

capacidad de retroceso que los *knickpoints*, dado que su área de captura es menor, lo que se traduce en que su retroceso sea menor. Esta misma ola erosiva habría generado las condiciones propicias, mediante erosión lateral, para la formación de las pediplanicies P3 y P2, controlada por la litología, las cuales están asociadas a los frentes topográficos FT3 y FT2, respectivamente.

Por otra parte, el *knickpoint* K3 representa un salto de varios metros entre un relieve transiente hacia el este y un relieve más evolucionado y acomodado hacia el oeste (Figura 5.4). El relieve transiente está evidenciado por la morfometría del relieve de la subcuenca tributaria E, característico de un alto valor hipsométrico (55%; Tabla 3.2), gobernado por procesos de incisión generadores de un alto relieve (*ca.* 2.900 m) y, por ende, de empinadas laderas (pendiente media de la subcuenca: 23°). Además, se observa en la Figura 5.4 una continuidad entre el relieve colgado y algunas pediplanicies preservadas en los interfluvios, lo que representa una incisión de aproximadamente 300 m, como consecuencia de una caída relativa del nivel de base, justificada por la forma de la anomalía del gráfico $\log(\text{Pendiente})$ vs. $\log(\text{Área drenada})$ asociada al K3

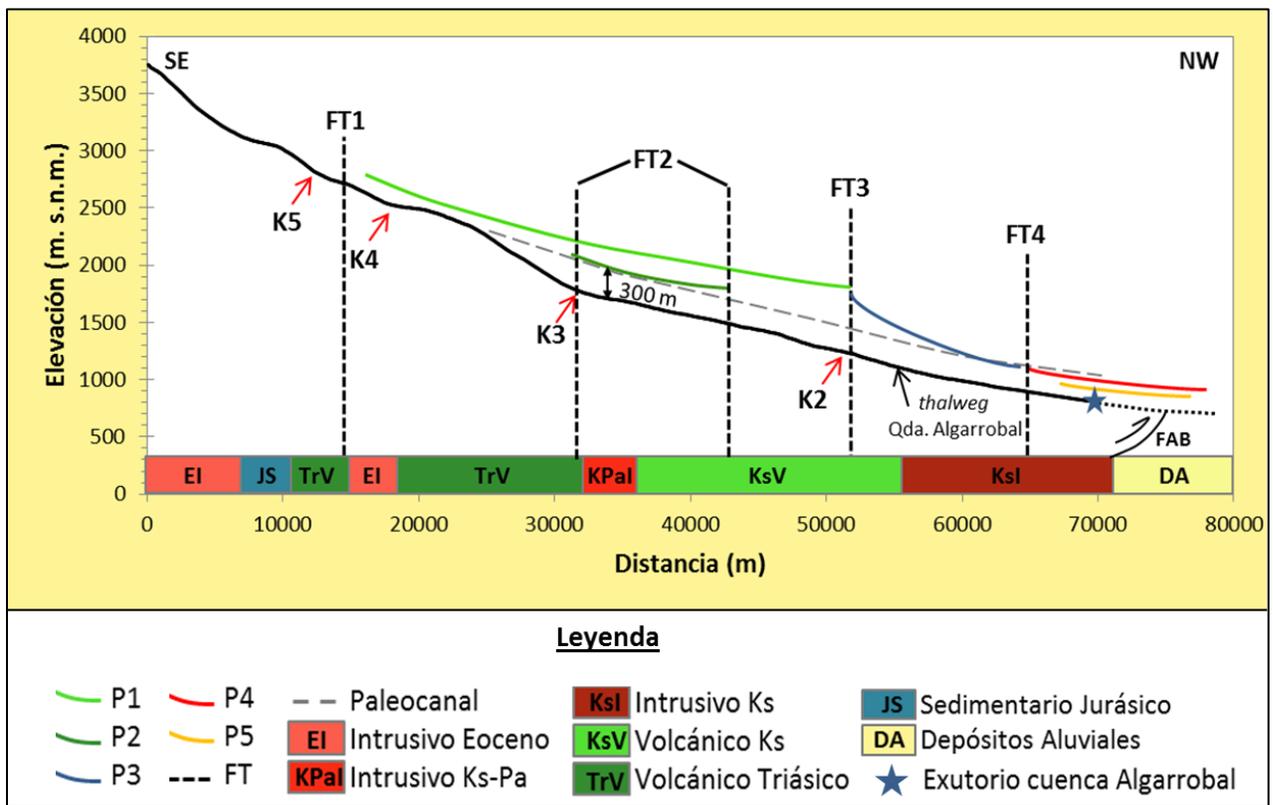


Figura 5.4. Perfil de *thalweg* de la Quebrada Algarrobal que incluye la posición aproximada de las geoformas identificadas y los contactos litológicos según las cartas geológicas más recientes (Salazar *et al.*, en edición; Peña *et al.*, en edición). EI: Intrusivo Eoceno representado por el Complejo Plutónico Tres Morros; JS: Sedimentario Jurásico representado por la Formación Lautaro; TrV: Volcánico Triásico representado por la Formación La Totora; KPaI: Intrusivo Cretácico Superior-Paleoceno representado por el Complejo Plutónico Corral de Pircas; KsV: Volcánico Cretácico Superior representado por la Formación Hornitos; KsI: Intrusivo Cretácico Superior representado por el Complejo Plutónico Los Morteros; DA: Depósitos Aluviales.

(aquella anomalía más cercana al exutorio del Tributario D en Figura 3.24). Se interpreta, entonces, que un segundo pulso erosivo habría afectado a la zona, incluyendo a todas las geoformas formadas hasta entonces. Particularmente, el *knickpoint* asociado al FT3 habría migrado aguas arriba hasta llegar a la posición de K3, dejando una disrupción relictiva en el *thalweg* representado por K2.

5.3. Correlación con eventos locales y regionales

Correlacionando los eventos locales identificados en el área de estudio con otros eventos locales identificados en zonas contiguas y otros de carácter regional, es posible establecer una relación entre la evolución local y la evolución andina en general.

Posterior a la formación del Relieve Incaico, considerado el principal rasgo morfológico desde el Eoceno medio que ha influenciado fuertemente la evolución de los Andes, se habría generado un período de pedimentación, donde se habría desarrollado la superficie SLS-SSF durante el Oligoceno superior – Mioceno inferior, según Urresty (2009), y la superficie La Silla-Algarrobbillo durante el Mioceno inferior, según Rodríguez *et al.* (aceptado) al datar tobas de *ca.* 20 Ma (mediante U-Pb en circones) situadas sobre los pediplanos La Silla y Algarrobbillo.

Aguilar *et al.* (2013) plantean que la posición del frente de montaña asociado a la Cordillera Frontal en los Andes Semiáridos (27°-32°S), está asociado a la actividad del Sistema de Fallas Vicuña-San Félix, el cual habría estado activo en el Oligoceno - Mioceno inferior, período al cual se atribuye el inicio del alzamiento relativo de la Cordillera Frontal con respecto a la Cordillera de la Costa (*e.g.* Cembrano *et al.*, 2003; Charrier *et al.*, 2005, Aguilar *et al.*, 2013). Al sur de la zona de estudio, se presenta la Falla San Félix en el Frente de Montaña; sin embargo, su posición no se adecúa a las interpretaciones de este trabajo, pero la Falla Agua de Los Burros sí se adecúa. Según los antecedentes de la zona, la Falla Agua de Los Burros se habría reactivado como una falla inversa, entre el *Maastrichtiano* y el Mioceno inferior (Arévalo *et al.*, 2009). Existen evidencias que han permitido acotar el último pulso de reactivación al Mioceno inferior (Rodríguez *et al.*, aceptado; Urresty, 2009).

Como consecuencia de ese episodio tectónico, se habrían formado sucesivos escalones de pedimentos encajados uno con respecto al otro en la Región Semiárida (Aguilar *et al.*, 2013). Particularmente, el Pediplano Corredores se habría desarrollado en altura encajado al Pediplano

La Silla, debido a la agradación generada al oeste (Rodríguez *et al.*, aceptado), sobre la cual se habría desarrollado la Superficie Las Lagunitas (Urresty, 2009).

Un segundo evento de alzamiento, que involucra el antearco de los Andes Semiáridos, se remonta al Mioceno medio (Aguilar *et al.*, 2013). Es en respuesta a este alzamiento que se habrían excavado los valles actuales que lo cruzan (Aguilar *et al.*, 2013).

Algo similar ha sido observado en la alta cordillera de la zona del cinturón El Indio-Pascua (29°20'-30°30'S), pues tres niveles de pedimentación fueron identificados y descritos (Superficie Frontera-Deidad: 16±1 Ma, 4.600-5.300 m s.n.m.; Superficie Azufrera-Torta: 13,2±0,8 Ma, 4.300-4.600 m s.n.m.; Superficie Los Ríos: 8±2 Ma, 3.800-4.300 m s.n.m.), formados por el encajamiento de uno con respecto a otro por procesos erosivos (Bissig *et al.*, 2002). Las tasas de erosión estimadas asociadas al encajamiento de superficies fueron: entre 6 y 31 m/Ma, durante el Mioceno medio, y entre 45 y 75 m/Ma, durante el Plioceno-Cuaternario (Aguilar *et al.*, 2011). Así mismo, hacia el norte de la zona de estudio, en el área de El Salvador (entre los 26° y 27°S), también se distinguieron tres superficies que representarían episodios sucesivos de formación de pedimentos (superficie Sierra Checos del Cobre, de probable edad oligocena; la superficie Asientos: >17,5 Ma, y el Pediplano de Atacama: 15-10 Ma), separados por períodos de incisión a causa del alzamiento de la Cordillera Frontal (Bissig y Riquelme, 2009; 2010). Cabe aclarar que aún faltan estudios que permitan hacer una correlación entre las superficies definidas en la alta cordillera con aquellas descritas en el extremo occidental de la Cordillera Frontal.

5.4. Erosión versus tectónica en la formación del Frente de Montaña

De acuerdo a los análisis morfométricos y geomorfológicos, todos los sectores circunscritos por las subcuencas tributarias A, B, C, D y E representarían un paisaje en estado transitorio (Fig. 3.17, 3.19). Particularmente, el sector más oriental de la zona de estudio, representado por el área circunscrita por la subcuenca E, representa un paisaje transitorio menos evolucionado que las otras subcuencas (altas pendientes media y altas hipsometrías), lo cual se explica considerando que: (1) el área se alzó hace menos tiempo, *i.e.* se ha rejuvenecido producto de la actividad de estructuras discretas o bien, (2) se ha erodado muy lentamente, *i.e.* no se ha ajustado al alzamiento. Hasta ahora, no se han documentado fallas en este sector.

Por otra parte, las anomalías identificadas en los análisis de *thalwegs* presentan algunos aspectos interesantes de destacar: (1) la rectitud que presentan algunos *thalwegs* estudiados considerando que el comportamiento clásico de los ríos presenta cierta concavidad hacia arriba en sus *thalwegs*, y (2) los bajos índices de concavidad de los perfiles log (Pendiente) vs. log (Área Drenada), los cuales se asocian a procesos de deslizamiento. Lo anterior podría justificarse considerando que las escasas precipitaciones de la zona ocurren en la alta cordillera (Garrido, 2009) y la aún más escasa ocurrencia de precipitaciones aguas abajo provoca que el caudal no aumente considerablemente, y por ende, la fuerza erosiva disminuye para generar la concavidad esperable. Esto puede explicar el largo tiempo de respuesta de erosión que permite la buena preservación de los rasgos morfológicos antiguos del sector occidental de los Andes, la cual ha sido favorecida por las condiciones semiáridas a áridas que prevalece desde, al menos, el Mioceno medio (*e.g.* Dunai *et al.*, 2005).

5.4.1. Procesos formadores de las pediplanicies

Las pediplanicies establecidas P1 (*ca.* 1.300-3.000 m s.n.m.), P2 (*ca.* 1.600-2.500 m s.n.m.), P3 (*ca.* 1.000-2.100 m s.n.m.), P4 (*ca.* 700-1.700 m s.n.m.) y P5 (*ca.* 500-1.100 m s.n.m.), se sitúan a varios cientos de metros sobre el nivel del mar actual. Como se ha documentado por varios autores (*e.g.* Strudley y Murray, 2007), la formación de las pediplanicies está restringida a la presencia de un nivel de base, escenario característico de una mínima acción incisiva y gobernado por procesos de meteorización y erosión lateral. Existen dos posibilidades para explicar la posición de tales superficies:

5.4.1.1. Desarrollo de pediplanicies cercano al nivel del mar.

Al nivel del mar, la topografía del paisaje se encuentra homogeneizada. Este ambiente facilita el desarrollo de superficies planas (Fig. 5.5A) que, posterior a distintos episodios de alzamientos locales y/o regionales, logran alcanzar las elevaciones actuales (Fig. 5.5B).

En los Andes, cadena característica de un régimen tectónico activo, los pedimentos suelen estar seccionados por valles y, por lo tanto, su continuidad y área están limitadas por la incisión de valles en respuesta a alzamientos generados luego de la formación de estas superficies.

Según Rodríguez *et al.* (aceptado), el nivel de base original para la superficie La Silla-Algarrobbillo correspondería al nivel del mar. De acuerdo a la correlación realizada (Sección 4.4),

la superficie original P1-P4 también se habría desarrollado cercana al nivel de la mar, asociada al frente topográfico FT1 correspondiente al frente topográfico principal oriental del incipiente Frente de Montaña (FTP1; Fig. 5.1) que separa a la Cordillera Frontal de la Cordillera de la Costa. Posteriormente, P1 se habría alzado con respecto a P4 a causa de la actividad de la Falla Agua de Los Burros. Como consecuencia, se habría formado el FT4, correspondiente al frente topográfico entre P1 y P4. Por lo tanto, los frentes topográficos FT1 y FT4 tienen origen erosivo y tectónico, respectivamente.

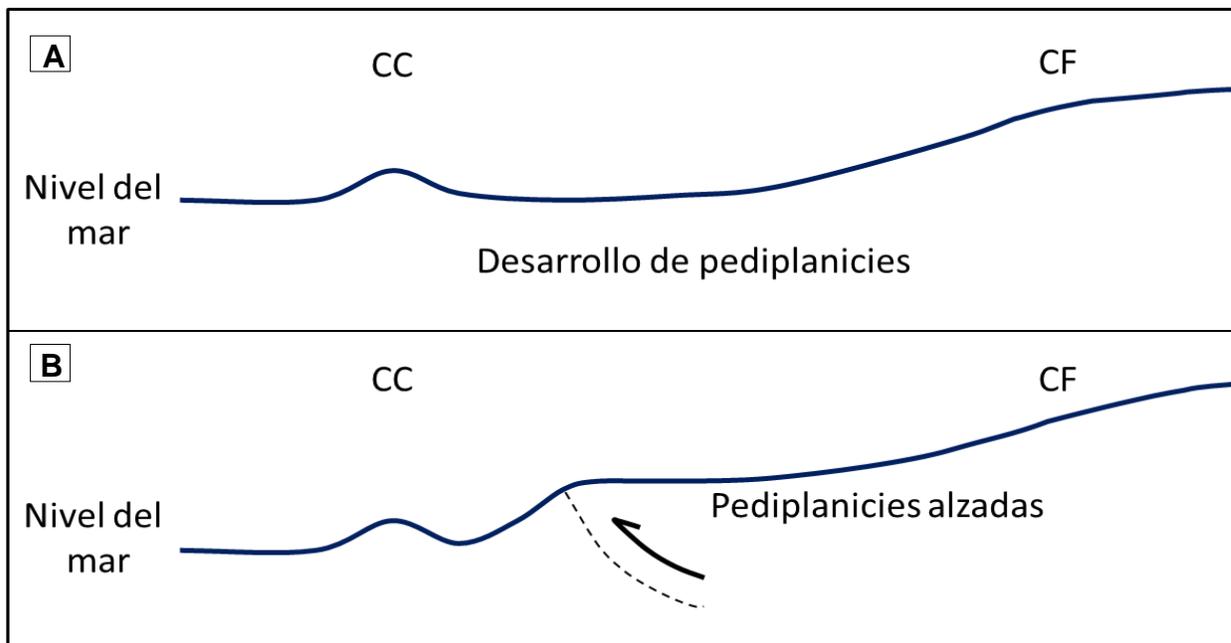


Figura 5.5. Desarrollo de pediplanicies cercano al nivel del mar **A.** Proceso de pedimentación cercano al nivel del mar. **B.** Pediplanicies alzadas previamente desarrolladas a un nivel de base cercano al nivel del mar.

5.4.1.2. Desarrollo de pediplanicies en altitud.

En un ambiente montañoso que ha sido afectado recientemente por pulsos de alzamiento, se tiene un paisaje que se está ajustando mediante procesos incisivos. La agradación de sedimentos aguas abajo, puede formar un obstáculo debido a la deposición y acumulación de material sedimentario, originando un sistema cerrado y estableciendo un nuevo nivel de base local desconectado del nivel de base regional (Fig. 5.6A). Como consecuencia, se reduce la eficiencia erosiva del sistema de drenaje que conlleva a la disminución de la incisión; por ende, se induce la homogeneización progresiva del relieve aguas arriba con el consecuente retroceso del escarpe, conduciendo, finalmente, al desarrollo de pediplanicies en altitud (Fig. 5.6B) a través del encajonamiento de nuevas superficies entre pedimentos previamente formados (Babault *et al.*, 2005).

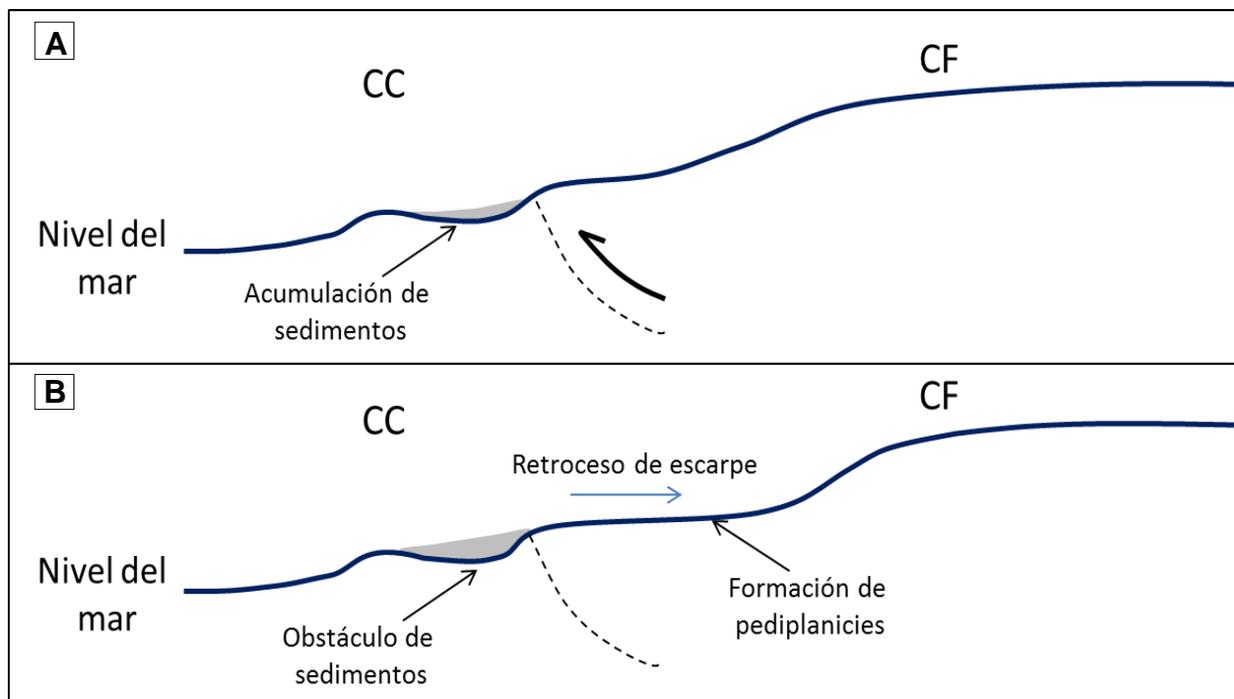


Figura 5.6. Desarrollo de pediplanicies en altitud. **A.** En respuesta a un pulso de alzamiento, se generan procesos incisivos que transportan y acumulan material sedimentario. **B.** La acumulación de material sedimentario se transforma en un obstáculo que establece un nuevo nivel de base local, favoreciendo el proceso de pedimentación en altura.

Como se mencionó en la Sección 5.2.1, las superficies remanentes de P2 y P3 se encuentran muy bien preservadas con relación a los remanentes de P1 y P4. Distintos autores han planteado que los pedimentos suelen ser más amplios y continuos en áreas con estabilidad tectónica vertical (*e.g.* Dohrenwend, 1994). En efecto, las zonas labradas por P2 y P3 no presentan rasgos tectónicos, lo cual avala la estabilidad tectónica vertical.

Se desprende entonces que, posterior al pulso de alzamiento que dislocó a P1 con respecto a P4, se habrían originado los procesos incisivos en P1 como respuesta al alzamiento y, posteriormente, los procesos aplanadores a causa del obstáculo de sedimentos que generaban un nuevo nivel de base local. A medida que el retroceso del escarpe aumentaba, se habrían formado las pediplanicies P3 y P2, encajadas a la pediplanicie P1 previamente formada (Sección 5.4.1.1.). Estas se desarrollaron, principalmente, sobre cuerpos plutónicos debido a la intensa meteorización física que los caracterizaba, lo cual podría atribuirse a un aumento de la aridez relacionado con la transición a condiciones hiperáridas ocurrida en el Desierto de Atacama durante el Mioceno medio (*e.g.* Arancibia *et al.*, 2005). Primero, se habría formado P3 y el frente topográfico asociado FT3 de carácter erosivo y, posteriormente, se habría desarrollado P2 y el frente topográfico asociado FT2. Por ende, los frentes topográficos FT2 y FT3 son de carácter

erosivo. Sincrónicamente, P5 se habría desarrollado sobre el material agradacional que habría actuado como obstáculo y P4, correspondería actualmente a los sectores sin depósitos agradacionales.

Finalmente, cabe aclarar que la definición del Frente de Montaña implica que las tres pediplanicies P1, P2 y P3 están comprendidas en esta nueva unidad fisiográfica. Tanto P4 como P5, se sitúan sobre la Cordillera de la Costa.

5.5. Modelo de evolución geomorfológica neógena del Frente de Montaña

A partir del análisis de los rasgos morfológicos y morfométricos, considerando las correlaciones realizadas con eventos de carácter regional y con base en el modelo propuesto por el trabajo de Rodríguez *et al.* (aceptado) para la evolución neógena del frente cordillerano de la Cordillera Frontal entre los 28° y 32°S, se ha establecido un modelo de evolución morfológica del Frente de Montaña entre los 28°15' y 28°45'S durante el Neógeno. Este consta de cinco etapas:

1. **Oligoceno-Mioceno inferior.** Desarrollo de la pediplanicie P1-P4 que habría abarcado toda el área comprendida por el Frente de Montaña asociado a la Cordillera Frontal, y que, probablemente, corresponde a la denudación del Relieve Incaico (Fig. 5.7A). Sincrónicamente, hacia el este se habría generado un frente topográfico erosivo asociado a P1-P4 (FT1) correspondiente al frente topográfico principal oriental del Frente de Montaña (FTP1).
2. **Mioceno inferior.** Reactivación de la Falla Agua de Los Burros con vergencia oeste. La actividad de esta falla habría contribuido al alzamiento de la Cordillera Frontal con respecto a la Cordillera de la Costa y a la dislocación de P1 con respecto a P4 (Fig. 5.7B), generando el FT4, correspondiente también al frente topográfico principal occidental del Frente de Montaña (FTP2).
3. **Mioceno inferior-Mioceno medio.** Respuesta erosiva al alzamiento anterior. Se tiene un paisaje en proceso de ajuste mediante procesos incisivos. El material transportado es depositado y acumulado sobre P4, originando un obstáculo de sedimento que determina un aumento relativo del nivel de base. Como consecuencia, se desarrollan un proceso de pedimentación en altura encajado a P1, controlado por la litología, generando las

pediplanicies P3 y P2. El FT3, originado por la migración hacia el este del FT4, se asocia a P3; mientras que el FT2, bordea exclusivamente a P2, labrada localmente sobre un cuerpo intrusivo. Sincrónicamente, se desarrolla P5 sobre las gravas dispuestas sobre P4 (Fig. 5.7C).

4. **Mioceno medio:** Alzamiento que habría afectado a todo el antearco, abarcando la Cordillera de la Costa y la Cordillera Frontal (Fig. 5.7D).
5. **Mioceno superior-Plioceno:** Evento de incisión como respuesta erosiva al alzamiento anterior (Fig. 5.7E). La consecuente caída relativa del nivel de base debido al alzamiento habría generado una onda de incisión que comienza a propagarse aguas arriba, afectando a todas las pediplanicies previamente formadas y generando una migración del *knickpoint* K2 hasta originar el K3. En este período habría comenzado la excavación de los valles actuales que cruzan el antearco.

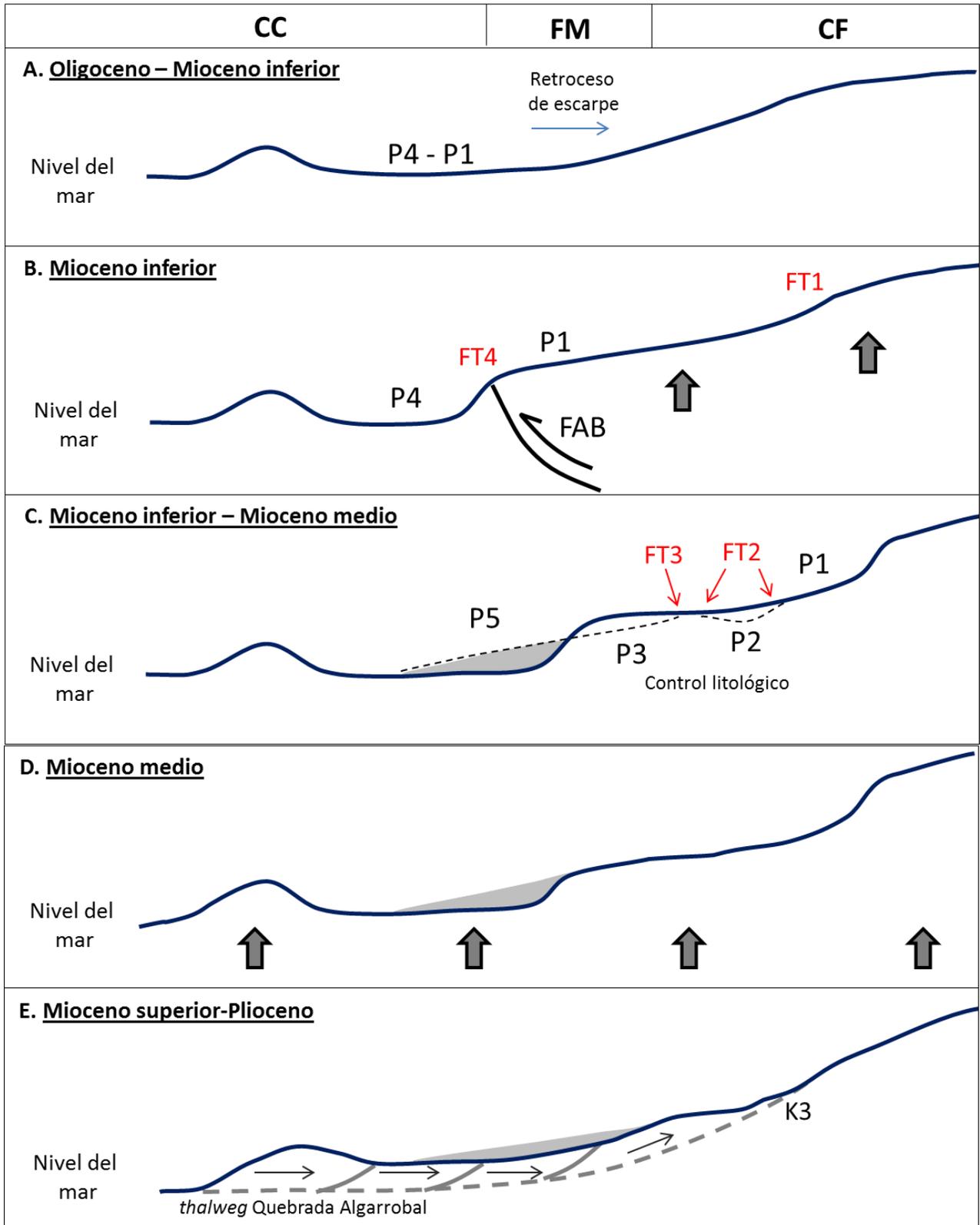


Figura 5.7. Modelo de evolución geomorfológica para el Frente de Montaña durante el Neógeno, indicando las pediplanicies P1, P2, P3, P4 y P5; los frentes topográficos FT1, FT2, FT3 y FT4; el *knickpoint* K3; la Falla Agua de Los Burros (FAB) y la segmentación andina compuesta por la Cordillera de la Costa (CC), Frente de Montaña (FM) y Cordillera Frontal (CF). **A.** Oligoceno superior - Mioceno inferior. **B.** Mioceno inferior. **C.** Mioceno inferior – Mioceno medio. **D.** Mioceno medio. **E.** Mioceno superior - Plioceno

Capítulo 6

Conclusiones

De acuerdo a los antecedentes de la zona, a los análisis morfométricos y geomorfológicos de este trabajo y a las correlaciones realizadas con eventos de carácter regional y local, es posible identificar cinco eventos mayores en la evolución geomorfológica neógena del Frente de Montaña a la latitud del valle del Río Huasco (entre 28°15' y 28°45').

El primer pulso de alzamiento habría ocurrido a comienzos del Neógeno (Mioceno inferior), a causa de la reactivación de la Falla Agua de Los Burros, que habría dislocado a una pediplanicie (P1-P4) formada a un nivel de base cercano al mar. La actividad tectónica estaría asociada al alzamiento relativo de la Cordillera Frontal con respecto a la Cordillera de la Costa, originando el Frente de Montaña, como una unidad fisiográfica independiente con una orientación NNE-SSW heredada de la deformación incaica del Eoceno-Oligoceno. En respuesta al alzamiento, procesos de incisión habrían gobernado el paisaje, cuya agradación de sedimentos habría generado un nuevo nivel de base desconectado del nivel regional (Mioceno inferior – Mioceno medio); consecuentemente, se habrían generado las condiciones favorables para la pedimentación, originando pediplanicies en altura (P2 y P3) encajadas a la pediplanicie previamentealzada (P1). Esto, probablemente, está asociado a la aridización del clima durante el Mioceno Medio, lo cual habría restringido la capacidad de transporte de sedimentos hacia el Océano Pacífico. Sincrónicamente, se desarrolla una pediplanicie de carácter agradacional (P5) sobre las gravas dispuestas en el sector occidental.

Un segundo pulso de alzamiento habría afectado a todo el antearco durante el Mioceno medio, con una consecuente respuesta erosiva determinada por procesos incisivos que habrían afectado a las pediplanicies previamente desarrolladas (Mioceno superior – Plioceno).

De acuerdo a lo anterior, es posible validar, en la zona de estudio de este trabajo, el modelo de evolución geomorfológica neógena propuesto por Rodríguez *et al.* (aceptado) entre los 28° y 32° S. Así, se sugiere que la formación del Frente de Montaña, a la latitud del valle del Río Huasco, estaría controlada por procesos erosivos que afectaron a una extensa pediplanicie alzada, cuya degradación habría generado pedimentos encajados y disrupciones geomorfológicas tanto en el relieve en los fondos de valles (*knickpoints*), como en los interfluvios (frentes topográficos),

Es importante destacar la causalidad existente entre la litología y el desarrollo y preservación de las geoformas transientes, pues la mayoría de ellas se encuentran controladas por la heterogeneidad litológica, la que a su vez fue determinada por el magmatismo y la deformación acomodada por fallas durante el Paleógeno.

Se avala, además, lo propuesto por Babault *et al.* (2005) en la cordillera de los Pirineos sobre la formación de pediplanicies en altura. Por ende, no todas las pediplanicies pueden ser consideradas marcadores de alzamiento, puesto que aquellas formadas y desarrolladas en altura con respecto a un nivel de base desconectado del regional (*i.e.* P2 y P3) no registran un pulso tectónico.

Por último, cabe destacar que la obtención de edades absolutas para los rasgos geomorfológicos del área permitiría complementar la información obtenida en este trabajo.

Capítulo 7

Referencias

Aguilar, G., Riquelme, R., Martinod, J., Darrozes, J. 2013. Rol del clima y la tectónica en la evolución geomorfológica de los Andes Semiáridos chilenos entre los 27-32°S. . *Andean Geology* 40 (1): 79-101.

Aguilar, G.; Riquelme, R.; Martinod, J.; Darrozes, J.; Maire, E. 2011. Erosion rates variability on landscape's transience state in the semiarid Chilean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms* 36: 1736-1748. doi: 10.1002/esp.2194.

Aguilar, G. 2010. Erosión y transporte de materia en la vertiente occidental de los Andes semiáridos del Norte de Chile (27-32°S): desde un enfoque a gran escala temporal y espacial, hasta la evolución cuaternaria de un sistema fluvial. Tesis de Doctorado de la Universidad Católica del Norte (Chile) y de la Université de Toulouse 3, Paul Sabatier (Francia): 355 p.

Ammann, C.; Jenny, B.; Kammer, K.; Messerli, B. 2001. Late Quaternary Glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172: 313-326.

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.

Arancibia, G. S.J. Matthews, C. Pérez de Arce. 2005. K–Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene processes in the Atacama Desert, Northern Chile: tectonic and climatic relations *Journal of the Geological Society*; January 2006; v. 163; no. 1; p. 107-118

Arévalo, c., Welkner, D., 2008. Geología del Área Carrizal Bajo - Chacritas, Región de Atacama, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica, Serie Geología Básica 111:67 p., escala 1:100.000.

Arévalo, C.; Mourgues, F.A.; Chávez, R. (2009). Geología del Área Vallenar-Domeyko, Región de Atacama Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile.

Arriagada, C., Mpodozis, C., Yañez, G., Roperch, P., Charrier, R., Farías, M. 2009. Rotaciones Tectónicas en Chile Central: El Oroclino de Vallenar y el “Megakink” del Maipo. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 12, Actas S9-09: 4 p. Santiago.

Babault, J., Van Den Driessche J., Bonnet S., Castelltort S. and Crave, A. 2005. Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain *Tectonics*, 24, TC2010, doi:10.1029/2004TC001697.

Barazangi, M., Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America: *Geology*, v. 4, p. 686-692.

Bissig, T.; Clark, A.H.; Lee, J.K.W.; Hodgson, C.J. 2002. Miocene landscape evolution in the Chilean flat-slab transect: uplift history and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) belt. *Economic Geology* 97: 971-996.

Bissig, T.; Riquelme, R., 2009. Contrasting landscape evolution and development of supergene enrichment in the El Salvador porphyry Cu and Potrerillos-El Hueso Cu–Au districts, Northern Chile. In: Titley, S. (Ed.), *Society of Economic Geologists Special Publication No. 14, Supergene Environments, Processes and Products*, pp. 59–68.

Bissig, T; Riquelme, R. 2010. Andean uplift and climate evolution in the southern Atacama Desert deduced from geomorphology and supergene alunite-group minerals: *Earth and Planetary Science Letters*, doi: 10.1016/j.epsl.2010.09.028

Bloom, 1998. *Geomorphology, a systematic analysis of late cenozoic landforms*. Third edition, Department of Geological Sciences, Cornell University.

Bouzari , F. & Clark, A. H. 2002. Anatomy, evolution, and metallogenic significance of the supergene orebody of the Cerro Colorado porphyry copper deposit, I Región, Northern Chile. *Economic Geology*, **97**, 1701–1740.

Burbank, D. W., Anderson, R. S. 2011. *Tectonic Geomorphology, Second Edition*, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. doi: 10.1002/9781444345063.refs

Cembrano, J.; Zentilli, M.; Grist, A.; Yáñez, G. 2003. Nuevas edades de trazas de fisión para Chile Central (30°-34°S): Implicancias en el alzamiento y exhumación de los Andes desde el Cretácico. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 10, CD Rom. Concepción.

Charrier R, Farías M, MaksaeV V, 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacente de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 5 - 35

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

Charrier, R.; Bustamante, M.; Comte, D.; Elgueta, S.; Flynn, J.J.; Iturra, N.; Muñoz, N.; Pardo, M.; Thiele, R.; Wyss, A.R. 2005. The Abanico Extensional Basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abh.* 236 (1-2): 43-77.

Charrier, R., 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.

Clark, A.H., Mortimer, C., Sillitoe, R. 1967. Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile. *Nature* 215: 723-724.

Clark, M. K., L. H. Royden, K. X. Whipple, B. C. Burchfiel, X. Zhang, and W. Tang . 2006. Use of a regional, relict landscape to measure vertical deformation of the eastern Tibetan Plateau, *J. Geophys. Res.*, 111, F03002, doi:10.1029/2005JF000294.

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.

Cooke, R.U. 1970. Stone pavements in deserts. *Ann. Ass. Am. Geog.*, 60, 560-77.

Cornejo, P., Mpodozis, C., Ramírez, C.F. y Tomlinson, A. 1993. Estudio geológico de la región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat. S). Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Informe Registrado IR- 93-01 (escala 1:50.000), 258 p., Santiago.

Cornejo, P., Matthews, S. y Pérez C. 2003. The "K-T" compressive deformation event in northern Chile (24°-27°S). 10° Congreso Geológico Chileno (Concepción), CD Rom.

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.

Davis, W. 1899. The geographical cycle. *Geographycal Journal* 14: 481-504.

Delgadillo, A. y Páez. 2008. Aspectos hidrológicos, subcuencas susceptibles a crecidas, escenarios de riesgo por crecidas. En: Ferrer, C. y Dugarte, M. (editores). Inédito.

Dohrenwend, J.C., 1994. Pediments in arid environments. In:Abrahams, A.D., Parsons, A.J. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall, London, pp. 321–353.

Dunai TJ, González GA, Juez-Larre J. 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* 33: 321–324.

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

Espinoza, A. 2012. Plutón El Carrizo: Anatomía y control estructural de su emplazamiento. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Farías, 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.

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

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

Garreaud, R.D.; Vuille, M.; Compagnucci, R.; Marengo, J. 2008. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281 (3-4): 180-195.

Garrido, G. 2009. Evolución geomorfológica de la Depresión de Domeyko entre los 28°45'-29°00'S durante el Neógeno. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Gilbert, G.K. 1877. Report on the geology of the Henry Mountains. US Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region. Washington, DC: U.S. Department of the Interior

Gilluly, J. 1937. Physiography of the Ajo region, Arizona. Bulletin of the Geological Society of America 48, 323-48

Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Ciencias Geológicas 1(5): 235-352.

Guevara, E. y Cartaya, H. 1991. Hidrología: una introducción a la ciencia hidrológica aplicada. Universidad de Carabobo. Valencia-Venezuela. 358 p.

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. Jolley, E.J. 2000. Development of a continental fore-arc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology* 28: 331-334.

Hayakawa, Y.S., Matsukura, Y. 2009. Factors influencing the recession rate of Niagara Falls since the 19th century. *Geomorphology*, 110, 212–216. doi:10.1016/j.geomorph.2009.04.011

Horton, R. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical application of quantitative morphology. *Bull. Geol. Soc. America*. 56, EE.UU.

Howard, A.D., 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.

Huang, X. y Niemann, J.D. 2006. An evaluation of the geomorphically effective event or fluvial processes over long period. *Journal of Geophysical Research* 111

Keller, E.A. y Pinter N. 1996. *Active tectonics: Earthquakes Uplift and Landscapes*; Prentice Hall, New Jersey.

Keller, E.A. y Pinter, N. 2002. *Active Tectonics*, 2nd edition, Upper Saddle River. New Jersey, Prentice Hall.

King, L.C. 1953. Canons of landscape evolution. *Bulletin of the Geological Society of America*, 64: 721-52.

Kirby, E., Whipple, K. 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis, *Geology*, 29(5), 415-418.

Kirby, E., Whipple, K., Tang, W., 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.; Davis, P. 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature* 425: 792-797.

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

Lindsay J.B. 2005. The Terrain Analysis System: A tool for hydro-geomorphic applications. *Hydrological Processes* 19(5): 1123-1130.

Luebert, F., Gajardo, R. 2005. Vegetación alto andina de Parinacota (norte de Chile) y una sinopsis de la vegetación de la Puna meridional. *Phytocoenologia* 35: 79-128.

Maksaev, V., Munizaga, F., Valencia, V., y Barra, F., 2009. LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology to constrain the age of post-Neocomian continental deposits of the Cerrillos Formation, Atacama Region, northern Chile: tectonic and metallogenic implications: *Andean Geology*, v. 36, p. 264-287.

Maksaev, V. 2001. Apuntes de Metalogénesis. Capítulo 11: “Reseña metalogénica de Chile y de los procesos que determinan la metalogénesis andina”. Disponible en: <http://www.cec.uchile.cl/~vmaksaev/metalogenesis.html>

Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Del Real, I., Deckart, K. 2013. The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 42, 1-16.

Molnar, P.; England, P. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change, chicken or egg? *Nature* 346: 29-34.

Montanari, D., Corti, G., Sani, F., del Ventisette, C., Bonini, M., Moratti, G., et al., 2009. Experimental investigation of granite emplacement during shortening. *Tectonophysics*, 484, pp 147 – 155

Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama desert, Chile.- *Geological Soc. of London, Journal* Vol.129 p.505-526.

Moscoso, R.; Mpodozis, C. 1988. Estilos Estructurales en el Norte Chico de Chile. *Revista Geológica de Chile* 15: 151-166

Mourgues F.A. 2007. Paléontologie stratigraphique (Ammonites) et évolution tectonosédimentaire du bassin d'arrière arc de Chañarcillo (Berriasien-Albien, Nord du Chili). PhD Thesis, University of Toulouse III, France.

Mpodozis, C. ; Moscoso, R. ; Nasi, C. ; Ribba, L. ; Arévalo, C. ; Soffía, J. ; Abad, E. 2008. Hoja El Tránsito, Región de Atacama Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa de Compilación, Santiago

Nalpas, Thierry ; Dabard, M. ; Pinto, Luisa ; Loi, A. 2009. Preservation of the Miocene Atacama Gravels in Vallenar area, northern Chilean Andes: climate, stratigraphic or tectonic control? En Congreso Geológico Chileno, 12., Santiago, Chile, 22-26 noviembre, 2009: pp. S9-063

Nalpas, T.; Dabard, M-P.; Ruffet, G.; Vernon, A.; Mpodozis, C.; Loi, A.; Hérail, G. 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales-Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control? *Tectonophysics* 459: 161-173.

Nishiizumi K, Caffee M, Finkel RC, Brimhall G, Mote T. 2005. Remnants of a fossil alluvial fan landscape of Miocene age in the Atacama mDesert of northern Chile using cosmogenic nuclide exposure age dating. *Earth and Planetary Science Letters* 237: 449–507.

Oberland, T.M. 1989. Slope and pediment systems. In *Arid zone geomorphology*, D.S.G. Thomas (ed.), 56-84. London: Belhaven.

Pardo, M., Comte, D., Monfret, T. 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, Issue 1, pp 11-22.

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

Paskoff, R. 1970. Le Chili semi-aride, recherches géomorphologiques. Biscaye Frères: 420 p. Bordeaux.

Peña, M.; Martínez, F.; Becerra, J.; Arriagada, C. En edición. Geología del Área Yervas Buenas - Tres Morros, Región de Atacama, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica, Serie Geología Básica XXX: X p., escala 1:100.000.

Peña, M., 2012. Reconocimiento del límite sur del patrón paleógeno de rotaciones horarias entre los 28°-32° s del margen chileno a través de un estudio paleomagnético. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile: 81 p.

Pilger, R. H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society* September 1984v. 141 no. 5 p. 793-802.

Real Academia Española y Asociación de Academias de la Lengua Española, Ortografía de la lengua española. Madrid: Espasa, 2010.

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., 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, vol. 146(2), 153-178

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.

Ribba, L., 1985. Geología regional del cuadrángulo El Tránsito, Región de Atacama, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Riquelme, R.; Martinod, J.; Hérail, G.; Darrozes, J.; 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.

Riquelme, R.; Herail, G.; Martinod, J.; Charrier, R.; 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.

Ritter D.; Kochel, R.; Miller, J. 2002. *Process Geomorphology*, 4th Edition. McGraw Hill, New York.

Ritter, D.F., Kochel, R., Miller, J. 1999. The disruption of Grassy Creek: Implications concerning catastrophic events and thresholds. *Geomorphology*, 29:323-38.

Rodríguez, M.P; Aguilar, G; Urresty, C.; Charrier, R. Aceptado. Neogene landscape evolution in the Andes of north-central Chile between 28.5 and 32°S: Interplay between tectonic and erosional processes.

Salazar, E. 2012. *Evolución Tectono-Estratigráfica Post-Paleozoica de la Cordillera de Vallenar*. Tesis de Magister. Universidad de Chile.

Salazar, E., Arriagada, C., Mpodozis, C., Martínez, F., Peña, M., Álvarez, J., 2009. Análisis estructural del Oroclino de Vallenar: primeros resultados. En Congreso Geológico Chileno, 12., Santiago, Chile, 22-26 noviembre, 2009: pp.9-26

Salazar, E; Coloma, F; Creixell, C., En edición. *Geología del área El Tránsito - Lagunillas, Región de Atacama*, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica XXX: X p., 1 mapa escala 1:100.000.

Schildgen TF, Hodges KV, Whipple KX, Reiners PW, Pringle MS. 2007. Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru: *Geology* 35 (no. 6): 523–526.

Schildgen TF, Balco G, Shuster DL. 2010. Canyon incision and knickpoint migration recorded by apatite $4\text{He}/3\text{He}$ thermochronometry. *Earth and Planetary Science Letters* 293, 377-387.

Schlunegger, F., Zeilinger, G., Kounov, A., Kober, F. & Hussner, B. 2006. Scale of relief growth in the forearc of the Andes of Northern Chile (Arica latitude, 188S). *Terra Nova*, 18, 217–223.

Schumm, S.R., 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America* 67:597-646.

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.

Segerstrom, K.; Parker, R.L. 1959. Cuadrángulo Cerrillos. Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile No. 2: 33 p., 1 mapa escala 1:50.000.

Segerstrom, K.; Ruiz, C. 1962. Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 6: 115 p., 1 mapa escala 1:50.000.

Senciales González, J. (1999), *Redes fluviales*. Metodología de análisis, Universidad de Málaga, España.

Selby, M.J., 1985, *Earth's changing surface*: Oxford, Oxford University Press, 607 p.

Senciales González, J.M. 1999. *Redes fluviales*. Metodología de análisis. Serv. Publ. Universidad de Málaga. *Estudios y Ensayos*, 34. Málaga, 337 pp.

Sepúlveda, S.A., Rebolledo, S., Vargas, G. 2006. Recent catastrophic debris flows in Chile: geological hazard, climatic relationships and human response. *Quaternary International* 158, 83e95.

SERNAGEOMIN 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CDROM, versión 1.0, 2003). Santiago.

Sillitoe, R.H.; Mortimer, C.; Clark, A.H. 1968. A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, Southern Atacama Desert, Chile. *Institute of Mining and Metallurgy Transactions (Section B)* 27: 166-169.

Snyder, N. P., Whipple, K. X., Tucker, G. E., 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 Science*, 11, 211-215.

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

Stock, J. D.; W. E. Dietrich. 2003. Valley incision by debris flows: Evidence of a topographic signature, *Water Resour. Res.*, 39(4), 1089, doi:10.1029/2001WR001057.

Stock, J.D., Montgomery, D.R. 1999. Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law, *Journal of Geophysical Research*, v. 104, no. B3, p. 4983-4993.

Strahler, A. 1986. *Geografía Física*. Ed. Omega. Barcelona, España.

Strahler, A. N. 1960. *Objective and Quantitative Field methods of terrain analysis*. New York: Harper & Row.

Strahler, A. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union* **38** (6): 913–920.

Strecker, M.R., Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., Trauth, M.H., 2007. Tectonics and climate of the Southern Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35, 747e787. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140158>.

Strudley, M.W., Murray, A.B., Haff, P.K., 2006. The emergence of pediments, tors, and piedmont junctions from a bedrock weathering-regolith thickness feedback. *Geology* 34, 805–808.

Strudley, MW, Murray AB, Haff PK. 2007. Emergence of pediments, tors and piedmont junctions from a bedrock weathering-regolith thickness feedback: *Geology* 43: 805-808.

Truelove, L.; Grocott, J.; Arévalo, C.; Gipson, M.; Taylor, G. 2003. Emplacement and structural setting of Palaeocene Plutonic Complexes in the Main Cordillera de los Andes, Vallenar Region, Northern Chile (29°S). *In* Congreso Geológico Chileno, No. 10, CD-ROM. Concepción.

Urresty, C. 2009. Evolución geomorfológica de la parte sur de la Depresión de Domeyko (29°00'-29°40'S) durante el Neógeno. Memoria para optar al Título de Geóloga, Departamento de Geología. Universidad de Chile.

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.

Whipple, K.X., 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

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

Willis, B. 1929. Earthquake conditions in Chile. Carnegie Institute of Washington Publication 382: 178 p.

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.

Yáñez, G.; Ranero, C.; Von Huene, R.; Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernandez Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. Journal of Geophysical Research 106 (B4): 6325-6345.

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

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