



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

CRONOLOGÍA DE LA CONSTRUCCIÓN Y EROSIÓN DEL RELIEVE DE LA
CORDILLERA FRONTAL CHILENA DURANTE EL CENOZOICO (28,5-29° S)

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS,
MENCIÓN GEOLOGÍA

KATIA ANDREA ROSSEL BUSTAMANTE

PROFESOR GUÍA:
LUISA PINTO LINCOÑIR

PROFESOR CO-GUÍA:
GERMÁN AGUILAR MARTORELL

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA
ESTEBAN SALAZAR PÉREZ

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto Fondecyt N° 11121529,
a cargo del Dr. Germán Aguilar Martorell

SANTIAGO DE CHILE
2016

**RESUMEN DE TESIS PARA OPTAR AL
TÍTULO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS
MENCION GEOLÓGIA**

POR: Katia Andrea Rossel Bustamante

FECHA: 22/11/2016

PROFESOR GUÍA: Luisa Pinto Lincoñir

**CRONOLOGÍA DE LA CONSTRUCCIÓN Y EROSIÓN DEL RELIEVE DE LA
CORDILLERA FRONTAL CHILENA DURANTE EL CENOZOICO (28,5-29° S)**

La Cordillera Frontal, alrededor de los 28°45'S, representa un muy buen ejemplo para explorar los procesos y factores que determinaron la evolución tectónica de los Andes Centrales durante el cenozoico, basada en el estudio de las secuencia de sedimentos detríticos continentales presentes en la zona y de las superficies erosivas que definen discordancias entre distintas secuencias. En este trabajo se analizan los registros geomorfológicos y estratigráficos con el objetivo de conocer los tiempos y propagación de deformación que controlaron la construcción de los Andes en esta latitud durante el Cenozoico, así como de la erosión como respuesta.

Las secuencias de sedimentos detríticos continentales presentes en la zona están rodeadas por cuatro sistemas morfoestructurales limitados por fallas inversas de alto ángulo. Los sistemas norte y oeste fueron alzados durante el Eoceno. Dentro de las fallas que se reconocen se destaca la Falla Valeriano, de vergencia hacia el este, cuya última actividad está registrada alrededor de los 44 Ma. Luego del alzamiento de este sistema una extensa superficie de pedimentación se desarrolló hasta los 21 Ma, asociado a un nivel de base que drenaba hacia el Este. Relictos de esta superficie se preservan y están descubiertas en los sistemas morfoestructurales que se extienden hacia oeste y norte. Hacia el este y sur esta superficie se encuentra cubierta por las secuencias sedimentaras o están degradadas ante la erosión estimulada por el alzamiento mioceno de los sistemas morfoestructurales orientales. El alzamiento durante el mioceno fue acomodado por fallas del Sistema de Fallas La Coipa-El Potro, con vergencias tanto al este como al oeste, cuya actividad entre los 19 y 13 Ma acomodó el alzamiento de los bloques este y sur, interrumpió los procesos de pedimentación, determinó la formación de un depocentro de intramontañoso, y forzó la acumulación de las secuencias detríticas continentales, en un ambiente aluvial y fluvial trezado, con una mayor contribución del bloque occidental y un menor aporte del bloque oriental.

Luego de los 13 Ma, el alzamiento del bloque oriental habría determinado la captura de las precipitaciones de esta zona en la ladera occidental de los Andes, aumentando el área y el relieve de las cuencas, lo que habría determinado el aumento del poder incisivo de los ríos. Esta reconfiguración hidrológica determinó el retrabajo de las Gravas de Cerro del Burro y el desarrollo de profundos cañones, como los que hoy dominan el paisaje.

La relación entre incisión y agradación en los actuales canales, que se infiere del análisis morfométrico de los *thalweg*, estaría fuertemente controlada por la herencia de la geomorfología que fue construida previa a la reconfiguración, mostrando que los canales que se extienden en el área capturada a los 13 Ma, presentan menor madurez en términos geomorfológicos, constituyendo formas transitorias en desequilibrio y aún no ajustadas a los niveles de base regionales.

Agradecimientos

En primer lugar, agradezco al Proyecto Fondecyt 11121529: Quantifying long-term denudation with low-temperature thermochronology: tectonic activity and landscape evolution of the Chilean Andes (27–32°S), por el financiamiento de este trabajo. También agradezco al Plan Nacional de Geología del SERNAGEOMIN.

Agradezco al Institut de Recherche pour le Développement (IRD, France) por el financiamiento parcial del programa de Magíster, a través del Laboratorio Mixto Internacional (LMI) COPEDIM.

Doy muchas gracias a la comunidad de la Reserva Natural los Huascoaltinos, que nos permitieron ingresar a este lugar para realizar los estudios que se presentan en este trabajo.

Agradezco al encargado del proyecto, Germán Aguilar, por su apoyo e infinita disponibilidad para responder dudas y para ayudar a construir este trabajo. Agradezco su gran rol guiando este trabajo y la elaboración del artículo que se presenta en esta tesis.

Gracias a mis profesores de comisión: Luisa Pinto, César Arriagada y Esteban Salazar por su disposición, sus comentarios y correcciones, que ayudaron a mejorar este trabajo.

Agradezco a todos los que nos acompañaron durante el primer terreno: los arrieros, Pato, Esteban, Felipe y Caro, de Sernageomin y a Tomás León. También agradezco el gran aporte de Sébastien Carretier, Joseph Martinod, Albert Cabré y Héctor durante el segundo terreno.

Gracias a mis amigos, que me acompañaron a lo largo de la carrera: Fabián, Gaby, Salo, Tania, Ale. Agradezco enormemente a Rurik, por su gran compañía, paciencia y apoyo en todo lo que se ha presentado a lo largo de estos años.

Agradezco a mis socios cerveceros, Fabián y Rurik, con los que hemos descubierto todo este nuevo mundo, y con los que mantengo intacta la ilusión de Triple Q®.

En estos momentos, quisiera también agradecer a todas las integrantes de Golden Cracks FC (y también al disuelto equipo PonCEA FC), por el gran compañerismo y apoyo que he recibido durante estos últimos años. Agradezco también la convocatoria del gran equipo Brazo de Reina FC (espero poder participar más activamente del gran sueño BDR).

Agradezco a mi mamá, por todo su esfuerzo y dedicación sin el cual no sería quien soy. A mis hermanos: Natalia, Valeria y Álvaro por su incondicional apoyo y compañía. Finalmente agradezco a mi pequeña sobrina Isi por su sonrisa y sus locuras.

Tabla de Contenido

| | |
|--|----|
| 1. Introducción..... | 1 |
| 1.1. Formulación del estudio propuesto..... | 1 |
| 1.2. Hipótesis | 2 |
| 1.3. Objetivos..... | 2 |
| 1.3.1. Objetivo general..... | 2 |
| 1.3.2. Objetivos específicos (OE)..... | 2 |
| 1.4. Metodologías | 3 |
| 2. Antecedentes Geológicos | 4 |
| 2.1. Marco geodinámico | 4 |
| 2.2. Estructuras y su correlación con eventos de deformación..... | 6 |
| 2.3. Geología Local..... | 8 |
| 2.3.1. Unidades anteriores a la deformación Incaica | 8 |
| 2.3.2. Unidades contemporáneas a la deformación Incaica..... | 9 |
| 2.3.3. Unidades posteriores a la deformación Incaica | 10 |
| 2.4. Marco Climático | 14 |
| 2.4.1. Condiciones actuales | 14 |
| 2.4.2. Clima durante el Cenozoico tardío | 14 |
| 3. Evolución Geomorfológica neógena de la Cordillera Frontal entre los 28,5 y 29°S | 17 |
| 3.1. Superficies de bajo relieve en el curso alto de la cuenca del Rio Huasco | 18 |
| 3.1.1. Superficie Las Pintadas..... | 21 |
| 3.1.2. Superficie Laguna Grande | 22 |
| 3.1.3. Superficie Las Taguas..... | 24 |
| 3.1.4. Superficie Quebrada Larga..... | 25 |

| | |
|---|----|
| 3.1.5. Superficie Los Tambillos..... | 25 |
| 3.1.6. Superficie La Totora..... | 25 |
| 3.2. Análisis de <i>thalwegs</i> del curso alto de la cuenca del Río Huasco | 26 |
| 3.2.1. Construcción de perfiles de <i>thalweg</i> | 27 |
| 3.2.2. Obtención de índices de concavidad y empinamiento..... | 27 |
| 3.2.3. Rasgos morfométricos de los thalweg | 29 |
| 3.2.3.1. Subcuenca del Río Laguna Grande..... | 29 |
| 3.2.3.2. Subcuenca del Río Valeriano..... | 33 |
| 3.2.4. Variación de los índices de concavidad y empinamiento..... | 36 |
| 4. Proveniencia y edad de la sucesión de gravas neógenas del Depocentro del Burro | 38 |
| 4.1. Fundamento teórico | 38 |
| 5. Discusiones..... | 62 |
| 5.1. Pedimentación del Relieve Incaico..... | 62 |
| 5.2. Agradación de depósitos detríticos continentales..... | 65 |
| 5.3. Configuración e incisión de los valles andinos..... | 68 |
| 6. Conclusión..... | 71 |
| 7. Bibliografía..... | 72 |
| Anexos..... | 1 |
| A.1. Histogramas de elevación y pendiente de superficies de bajo relieve..... | 1 |
| A.2. Appendix: U-Pb geochronological data | 4 |
| A.3. Marco conceptual rasgos geomorfológicos recientes..... | 17 |
| A.3.1. Modelo de incisión fluvial en lecho rocoso | 18 |
| A.3.2. Elaboración de gráficos de pendiente vs Área drenada | 21 |
| A.3.3. Tipos de perfiles longitudinales | 22 |

Índice de Anexos

| | |
|---|-----|
| A.1. Histogramas de elevación y pendiente de pedimentos y paleovalles | A1 |
| A.2. Appendix: U-Pb geochronological data..... | A4 |
| A.3. Marco conceptual rasgos geomorfológicos recientes | A17 |
| A.3.1. Modelo de incisión fluvial en lecho rocoso | A18 |
| A.3.2. Elaboración de gráficos de pendiente vs Área drenada | A21 |
| A.3.2.1. Normalización del índice de empinamiento (ks) | A22 |
| A.3.2.2. Corrección de datos..... | A22 |
| A.3.3. Tipos de perfiles longitudinales | A22 |

Índice de Tablas

| | |
|---|----|
| Tabla 2.1: Resumen de unidades observadas en la zona de estudio. Unidades cuaternarias no están incluidas. La ubicación W y E es con respecto a las Gravas de Cerro del Burro, depósito estudiado en este trabajo..... | 11 |
| Tabla 2.2: Tabla que resume las variaciones climáticas, durante el Cenozoico, registrados por distintos estudios, desarrollados a diversas latitudes. | 15 |
| Tabla 3.1: Tabla donde se presentan todos los <i>knickpoints</i> identificados y donde se indica la relación con los rasgos geológicos presentes en la zona de estudio. Los números de los <i>knickpoints</i> se aprecian en la Figura 3.11 | 32 |
| Tabla 3.2: Síntesis de los parámetros morfológicos del análisis de canales. Casilleros sombreados indican influencia de lecho aluvial (azul), valles glaciales (gris), lecho rocoso transiente (verde y rojo), lecho ajustado (morado). Los valles glaciales han sido excluidos..... | 37 |
| Tabla 5.1: Resumen de procesos de pediplanación y agradación de gravas descritos entre los 26 y 30°S, que incluye los datos de este trabajo y los resultados presentados por Bissig et al. (2002), Rodríguez et al. (2014) y Bissig y Riquelme (2002). CC=Cordillera de la Costa; DC=Depresión Central; Pc=Precordillera; CF=Cordillera Frontal. | 65 |

Índice de Figuras

| | |
|---|----|
| Figura 1.1: Diagrama donde se muestra la relación entre las metodologías aplicadas para lograr cada objetivo específico, y como estos, en conjunto, hace posible lograr el objetivo general (en negrita)..... | 3 |
| Figura 2.1: Unidades morfoestructurales y configuración tectónica de Los Andes Centrales. El cuadro rojo indica la zona de estudio. Líneas punteadas negras corresponden a los contornos de profundidad de la Zona de Wadati-Benioff. Línea negra indica la predicción del patrón del ridge de Juan Fernández, números corresponden a la edad de los eventos volcánicos predichos (Ma). AP: Altiplano-Puna; CC: Cordillera de la Costa; CD: Cordillera de Domeyko; CF: Cordillera Frontal; CP: Cordillera Principal; DC: Depresión Central; Pc: Precordillera; SP: Sierras Pampeanas. Imagen modificada de Charrier et al. (2007), Rodríguez et al. (2014) y Yáñez et al. (2001)..... | 5 |
| Figura 2.2: Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Nasi et al. (1986), Moscoso et al. (2010), Salazar et al. (2013), Ortiz y Merino (2015) y Salazar y Coloma (aceptado). | 7 |
| Figura 2.3: Vista hacia el NW del paquete de gravas neógenas, frente a la Laguna Grande. | 13 |
| Figura 3.1: Mapa de pendientes de la zona de estudio con resolución de 90 m. En línea segmentada se incluye los distintos frentes topográficos identificados en la zona de estudio. Además se incluye la red de drenaje, el límite de las cuencas y las principales fallas de la zona. 19 | |
| Figura 3.2: Mapeo geomorfológico del curso alto de la cuenca del Río Huasco. Se incluyen los relictos de pedimentos, paleovalles, las litologías sobre las cuales están labradas, y los frentes topográficos. En la figura se indican las trazas de tres perfiles que se presentan en la Figura 3.3. El recuadro rojo indica la ubicación de fotografía que se presenta en la Figura 3.7. . | 20 |
| Figura 3.3: Perfiles topográficos extraídos desde modelos de elevación digital de 90 m de resolución donde se muestran las superficies de bajo relieve, los frentes topográficos y las fallas de la zona de estudio. Las trazas de los perfiles se indican en la Figura 3.2. | 21 |
| Figura 3.4: Imagen extraída de Google Earth donde se aprecia interrupción de la superficie Las Pintadas (línea azul). Línea gris rodea la sucesión de gravas miocenas, que cubre la superficie. | 22 |
| Figura 3.5: Imagen donde se aprecia continuidad entre la superficie Las Pintadas y la superficie cubierta por la sucesión de gravas miocenas que fue interpolada por Rossel (2014). Utilizando el contorno de la Superficie Las Pintadas se enmascaró parte del MNE, para indicar la altura de la superficie..... | 23 |
| Figura 3.6: Fotografía donde se aprecian la Superficie Laguna Grande (en negro), la Superficie Quebrada Larga (celeste), mientras que en verde se muestra la superficie Los Tambillos..... | 24 |

| | |
|--|----|
| Figura 3.7: Fotografía, cuya ubicación se muestra en la Figura 3.2, donde se aprecia las superficies Las Taguas (línea punteada amarilla), Laguna Grande (línea punteada negra) y Quebrada Larga (línea punteada blanca); FT1 indica ubicación aproximada de Frente Topográfico 1. | 24 |
| Figura 3.8: Fotografía panorámica donde se indica la Superficie Laguna Grande (negro), la Superficie Quebrada Larga (azul) y Superficie Las Pintadas (rojo). | 25 |
| Figura 3.9: Vista a la Quebrada la Totora, donde se aprecia la Superficie La Totora labrada al oeste de la quebrada. | 26 |
| Figura 3.10: a) Imagen raster que muestra el área drenada por pixel; b) imagen raster que muestra la jerarquización de la red de drenaje según la clasificación de Strahler; c) <i>Thalwegs</i> principales vectorizados que conforman la red de drenaje del curso alto de la cuenca del Río Huasco; d) <i>Thalwegs</i> seleccionados para realizar el estudio. | 28 |
| Figura 3.11: Mapa Geológico alrededor del curso alto de la Cuenca del Huasco, donde se indican los <i>knickpoints</i> identificados y donde se expresan los valores de concavidad (θ), de acuerdo a la clasificación de Whipple (2004) y de empinamiento normalizado (k_{sn}). La imagen de fondo corresponde al mapa modificado de Moscoso et al. (2010) y Salazar et al. (2013). Ver leyenda y simbología en la Figura 2.2. | 30 |
| Figura 3.12: Morfometría del canal principal de la Subcuenca del Río Laguna Grande. Arriba: gráfico log (pendiente) vs log (área drenada); la línea negra indica la regresión lineal de los datos, se indica la ecuación de la recta. Abajo: perfil de <i>thalweg</i> ; en la parte inferior se muestran las litologías incididas por el <i>thalweg</i> ; S1-S5 indican número de segmento del <i>thalweg</i> . La ubicación de cada KP se indica en la Figura 3.11. | 31 |
| Figura 3.13: Morfometría de canales tributarios de la Subcuenca norte. Arriba: gráfico log (pendiente) vs log (área drenada); la línea negra indica la regresión lineal de los datos, se indica la ecuación de la recta. Abajo: perfil de <i>thalweg</i> ; en la parte inferior se muestran las litologías incididas por el <i>thalweg</i> ; S1-S4 indican número de segmento de cada <i>thalweg</i> individualmente. a) Tributario 1; b) Tributario 2; c) Tributario 3. La ubicación de cada KP se indica en la Figura 3.11. | 33 |
| Figura 3.14: Morfometría del canal principal de la Subcuenca Sur. Arriba: gráfico log (pendiente) vs. Log (área drenada); la línea negra indica la regresión lineal de los datos, se indica la ecuación de la recta. Abajo: perfil de <i>thalweg</i> ; en la parte inferior se muestran las litologías incididas por el <i>thalweg</i> ; S1-S5 indican número de segmento del <i>thalweg</i> . La ubicación de cada KP se indica en la Figura 3.11. | 34 |
| Figura 3.15: Morfometría de canales tributarios de la Subcuenca Sur. Arriba: gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada); la línea negra indica la regresión lineal de los datos, se indica la ecuación de la recta. Abajo: perfil de <i>thalweg</i> ; en la parte inferior se muestran las litologías incididas por el <i>thalweg</i> ; S1-S4 indican número de segmento de cada <i>thalweg</i> . a) Tributario 4; b) Tributario 5; c) Tributario 6; d) Tributario 7. La ubicación de cada KP se indica en la Figura 3.11. | 35 |

| | |
|--|----|
| Figura 4.1: Diagrama de concordia U/Pb, mostrando las tasas de los isótopos. El asterisco indica la corrección por Pb inicial. Extraído de Gehrels (2014). | 39 |
| Figura 5.1: Área que abarca este trabajo (recuadro anaranjado), ubicación de estudios anteriores sobre superficies de bajo relieve (recuadros azules) y ubicación de algunos depósitos continentales Neógenos (polígonos de colores), en el caso de las Gravas de Santa Juana y a la Formación Confluencia, se agregó un recuadro negro para destacar su ubicación. | 63 |
| Figura 5.2: Mapa de relieve donde se muestran los sistemas de fallas activos durante el eoceno, relacionados al Relieve Incaico, sobre el cual se desarrollaron las Superficies Las Pintadas-Las Taguas, Superficie La Silla-Algarrobbillo y Superficie Frontera-Deidad. | 64 |
| Figura 5.3: Mapa de relieve donde se destacan los sistemas de fallas activos durante el Mioceno temprano-medio (línea negra gruesa), previos a la agradación de sedimentos detríticos. | 67 |
| Figura 5.4: Mapa de relieve donde se muestran los sistemas de fallas activos durante el Mioceno medio-tardío (línea negra gruesa). También se muestran las superficies desarrolladas debido a la reconfiguración hídrica que dominó la zona de estudio (Superficies Quebrada Larga, La Totorá y Superficie Los Ríos). | 69 |

1. Introducción

1.1. Formulación del estudio propuesto

La topografía de las cadenas montañosas resulta del alzamiento generado por las fuerzas que se desarrollan dada la interacción de las placas tectónicas, y la eficiencia de los procesos erosivos. Algunos autores han propuesto que las variaciones longitudinales en la topografía de los Andes Centrales dependen de variaciones en la cantidad de acortamiento y en las características tectónicas que determinan esas variaciones, como el ángulo de subducción (Isacks, 1988; Jordan et al., 1983; Gephart, 1994), la edad de la placa subductante (Ramos et al., 2004), el espesor, composición y estructura inicial de la placa superior (Tassara y Yáñez, 2003; Giambiagi et al., 2012) y la subducción de *ridges* oceánicos (Yáñez et al., 2001; Cembrano et al., 2003; Spikings et al., 2008). Por otro lado, algunos autores sugieren que factores erosivos son responsables de las variaciones que se observan en los Andes, ligado al contraste latitudinal de las tasas de erosión y de los tipos de procesos que las determinan (Masek et al., 1994; Montgomery et al., 2001; Lamb y Davis, 2003; Strecker et al., 2007; Garziona et al., 2008; Carretier et al., 2013).

En general, los procesos tectónicos alteran las características de la topografía y la estructura a gran escala, mediante la deformación de la corteza y el alzamiento relativo de superficies (Hilley y Coutand, 2010), mientras que los procesos erosivos juegan un rol en un segundo orden controlando la topografía y forma final de esas superficies. La dificultad en discriminar si es la tectónica o la erosión las que determinan la topografía de los Andes Centrales, se debe a que la deformación y los patrones erosionales se correlacionan espacialmente, sugiriendo que podrían estar ligados genéticamente (Horton, 1999; Montgomery et al., 2001; Hilley y Coutand, 2010). Si bien el nexo entre deformación y erosión parece sustentarse al observar la distribución espacial entre estructuras y geoformas, se conoce muy poco respecto a la escala de tiempo en la que esta relación se desarrolla y cuanto demora el paisaje en reaccionar con erosión ante un evento de deformación tectónica.

La geomorfología cuantitativa, basada en las velocidades en que evolucionan los paisajes, permite estudiar la respuesta erosiva ante procesos tectónicos a una escala que va desde días a millones de años (Summerfield, 1991; Burbank y Anderson, 2001; Hugget, 2011). La escala temporal a la que se puede conocer dicha relación dependerá de la preservación de los relictos originales generados durante el proceso de deformación y de aquellos derivados de la respuesta erosiva (Burbank y Anderson, 2001). En climas áridos, como el que se presenta en gran parte del norte y centro de Chile, la preservación de geoformas heredadas permiten conocer la relación en tiempo y espacio entre la actividad tectónica y la erosión a dicha escala. Varios son los estudios que con base en la geomorfología documentan la deformación de la corteza superior en Los Andes Centrales a partir del Eoceno (e.g. Paskoff, 1970; Mortimer, 1973; Bissig et al., 2002; Riquelme et al., 2003, 2007; Farías et al., 2008; Bissig y Riquelme, 2010; Aguilar, 2011; Rodríguez et al., 2014; Hidalgo, 2013). La cuantificación de las velocidades a las que se desarrollan los procesos geomorfológicos permitiría relacionarlos espaciotemporalmente y genéticamente con la deformación cortical, y ligarlos a una respuesta erosiva ante eventos y pulsos de deformación.

En la cabecera de la vertiente occidental de los Andes Centrales a la latitud del Valle del Huasco (28°45'S), se preservan en altura geoformas heredadas y cuyo origen fue determinado por factores tectónicos y procesos de deformación y erosivos. Esta característica la hace ser una zona particularmente atractiva para estudiar la relación temporal entre deformación y erosión, y constreñir los tiempos que demora un paisaje en evolucionar ante un evento de deformación. Por otra parte, el estudio de la evolución del paisaje permitiría abordar y contribuir al conocimiento de los tiempos de deformación de este segmento Andino, proceso que ha sido pobremente documentado en la ladera occidental de la cordillera a esta latitud, y que permanece como un tema de debate, debido a la superposición de eventos asociados a diferentes condiciones tectónicas y cambios en la geodinámica de subducción durante el Cenozoico (Yáñez et al., 2001; Ramos et al., 2002). Con base en un análisis geomorfológico cuantitativo se elaboró un trabajo que ayuda a constreñir la cronología de la construcción y erosión de la Cordillera Frontal durante el Cenozoico con el objetivo de contribuir al entendimiento de los mecanismos y tiempos involucrados en la orogénesis andina.

1.2. Hipótesis

Los rasgos geomorfológicos y depósitos preservados en la vertiente occidental de los Andes Centrales a la latitud del Valle del Huasco (28°45'S) constituyen un registro de la evolución tectónica y paleogeográfica, a partir del Eoceno. En el modelado del paisaje de esta zona intervinieron diferentes procesos erosivos. En primer lugar, los tiempos y las tasas en las que se produjo la respuesta erosiva fueron muy lentos, lo que determinó el desarrollo de geoformas. Posteriormente, la respuesta erosiva cambió a tasas más rápidas, lo que determinó que estas geoformas quedaran abandonadas en altura.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

Constreñir, en tiempo y espacio, la deformación asociada a la conformación de la Cordillera Frontal a partir del Eoceno y evaluar la relación entre deformación y erosión, en la cabecera de la vertiente occidental de los Andes Centrales a la latitud del Valle del Huasco (28°45'S).

1.3.2. Objetivos específicos (OE)

- OE1: Reconstruir la evolución geomorfológica a partir del reconocimiento y caracterización de marcadores geomorfológicos, en particular pedimentos, gravas colgadas y paleovalles.
- OE2: Cuantificar los procesos de incisión, constreñiendo los tiempos y tasas de denudación en el desarrollo de los marcadores geomorfológicos a escala reciente, mediante variaciones en el grado de madurez de los actuales canales.
- OE3: Determinar la edad de las sucesiones de gravas acumuladas en depocentros aislados, su proveniencia sedimentaria y cuantificar los procesos de agradación.

1.4. Metodologías

A continuación se enumeran las metodologías utilizadas para alcanzar los objetivos propuestos (Figura 1.1). En los capítulos tres, cuatro y cinco se incluye una sección de metodologías que los describe en detalle.

- Para alcanzar el OE1 se realizó un mapeo de superficies de bajo relieve representativas de relictos de pediplanicies, paleovalles y valles actuales, a escala 1:100.000.
- Para alcanzar el OE2 se desarrolló un análisis morfométrico de los canales más representativos de la red de drenaje actual, donde se analizaron las perturbaciones presentes en los *thalwegs* y las variaciones de su habitual forma.
- Para alcanzar el OE3 se consideraron edades relativas, se realizaron dataciones U-Pb en circones detríticos de las sucesiones de gravas, identificando el origen de acuerdo a su ambiente de formación, y se compararon con documentación a escala regional. Relevante información fue obtenida de la cartografía geológica desarrollada en paralelo por el Sernageomin a escala 1:100.000.

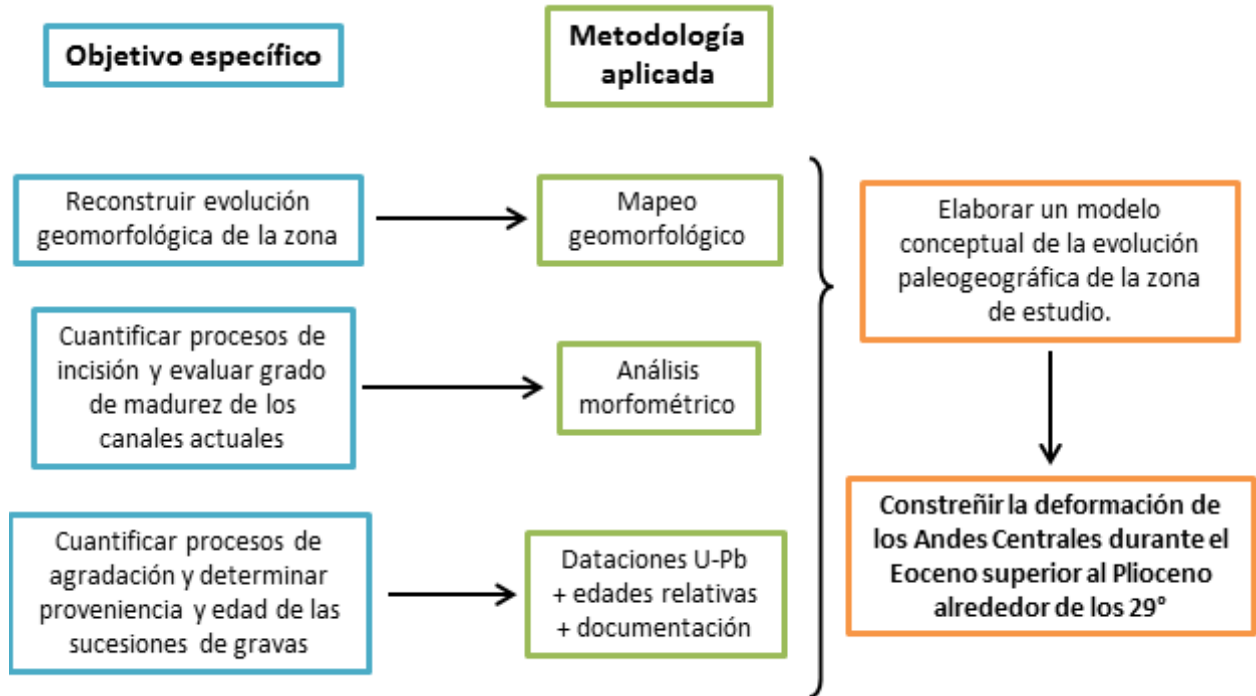


Figura 1.1: Diagrama donde se muestra la relación entre las metodologías aplicadas para lograr cada objetivo específico, y como estos, en conjunto, hace posible lograr el objetivo general (en negrita).

2. Antecedentes Geológicos

En este capítulo se caracterizan los antecedentes geológicos del área que incluye la zona de estudio. Se describe el contexto geodinámico de la subducción y los rasgos morfoestructurales regionales, la geología y las estructuras locales, las condiciones climáticas actuales y el clima dominante durante el Cenozoico.

2.1. Marco geodinámico

La zona de estudio se encuentra en los Andes Centrales del Norte Chico de Chile, entre los 28°30' y 29°30'S (Figura 2.1). Esta zona se caracteriza por una subducción plana o de *flat-slab* que se extiende entre los 27 y 33° S, en la cual la Placa de Nazca es subductada con una inclinación de aproximadamente 10° bajo la Placa Sudamericana (Barazangi e Isacks, 1976), mientras que al norte y al sur de esta zona este ángulo es de 30° (Cahill e Isacks, 1992). Diversos autores han sugerido que la subducción plana es producto de la subducción del *ridge* de Juan Fernández durante el Neógeno, debido a su menor densidad y mayor flotabilidad con respecto al resto de la corteza (Yáñez et al., 2001). Entre los 20 y 11 Ma, el *ridge* se desplazó aproximadamente 1.400 km, lo que indica una rápida migración (~20 cm/año), hasta una posición cercana a la actual (Charrier et al., 2007). Por otro lado, entre los 11 Ma al presente, el punto de colisión ha migrado aproximadamente 375 km, a un ritmo más lento (3,5 cm/año; Yáñez et al., 2001).

La subducción plana determinó un aumento del espesor de la litósfera (Pardo et al., 2002), y un cambio en las características del arco volcánico, que finalizó con el establecimiento de un *gap* de actividad volcánica a partir del Plioceno (Barazangi e Isacks, 1976; Cahill e Isacks, 1992). Estudios petrológicos y geoquímicos, realizados entre los 27° y 34°S sugieren que entre los ~12 y 10 Ma el *ridge* llegó a la zona norte de la región de *flat-slab*, lo que coincide con la transición de una cadena de estratovolcanes andesíticos a domos dacíticos aislados (Kay et al., 1988; Kay y Mpodozis, 2002) y una disminución notoria en la intensidad del volcanismo (Bissig et al., 2002). Entre los ~8 y 4 Ma existió un *peak* en la somerización del *slab* (Kay y Mpodozis, 2002). Alrededor de los 5 Ma cesó el volcanismo en la zona, asociado a cambios en los parámetros de la convergencia de las placas (Kay y Mpodozis, 2002). Sin embargo, en el Cerro de Vidrio, en el límite internacional entre Chile y Argentina, se ha reconocido un domo riolítico de 2 Ma (Bissig et al., 2002).

La subducción plana habría generado el desplazamiento del frente de deformación hacia el este y se habría localizado en la Precordillera argentina y en las Sierras Pampeanas durante el Plio-Pleistoceno (Figura 2.1; Pardo et al., 2002; Charrier et al., 2007). La migración de la deformación hacia el este ha sido documentada en la vertiente oriental de los Andes Centrales (Sobel et al., 2003; Strecker et al., 2009), en la ladera occidental alrededor de los 31°S (e.g., Farías et al. 2010), o cerca de los 20°S (Víctor et al., 2004; Elger et al., 2005).

Esta zona también se caracteriza por la ausencia de Depresión Central (Figura 2.1; Moscoso y Mpodozis, 1988) a diferencia de lo que ocurre al norte de los 27°S y al sur de los 33°S. En consecuencia, la cadena andina, entre los 28° y 33°S, está compuesta por dos provincias tectónicas: la Cordillera de la Costa y la Cordillera Frontal (Moscoso y Mpodozis, 1988). La zona

de estudio se enmarca dentro de la Cordillera Frontal que corresponde a una unidad definida por la presencia de bloques de basamento Paleozoico alzados, mediante la actividad de fallas inversas de vergencias al oeste y al este, que definen una deformación de escama gruesa (Moscoso y Mpodozis, 1988), lo que indica que ella no posee individualidad geológica, sino que pertenece a la prolongación hacia el norte de la Cordillera Frontal que se aprecia en las provincias de Mendoza y San Juan (Moscoso y Mpodozis, 1988).

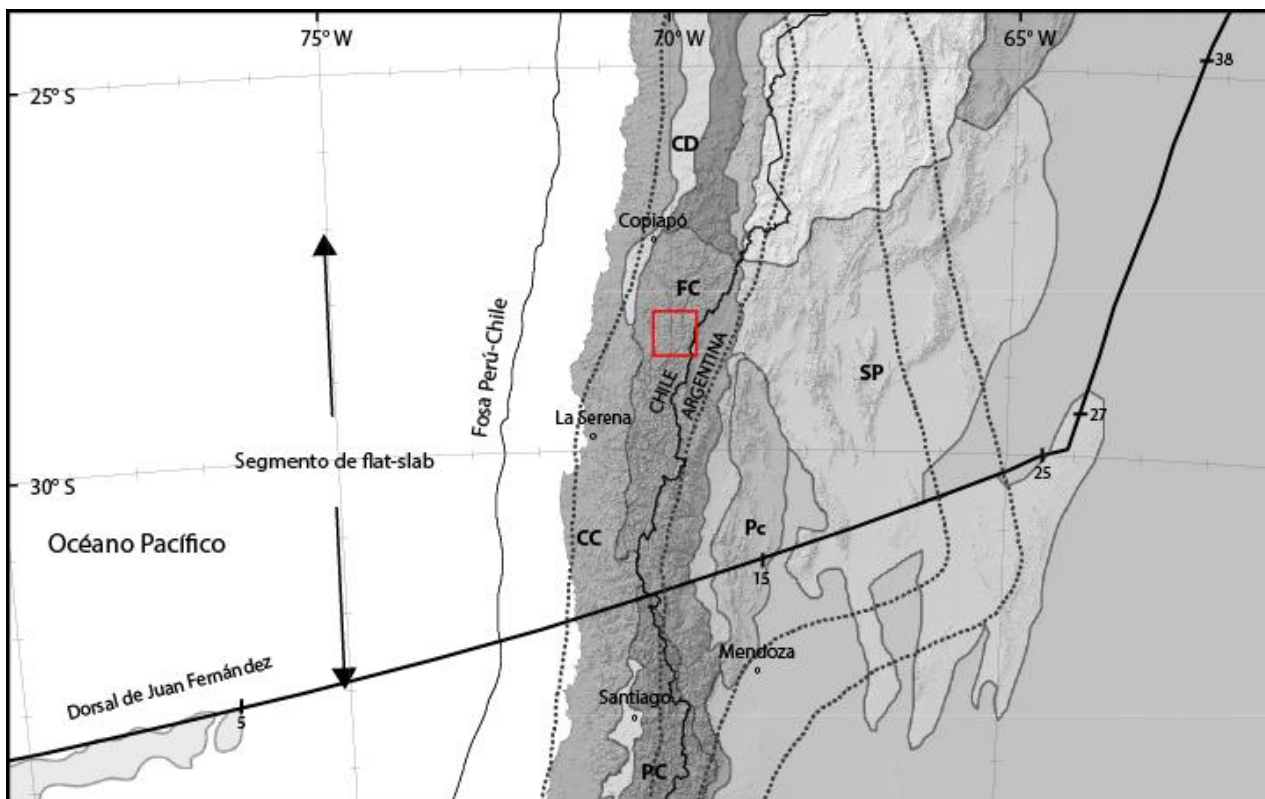


Figura 2.1: Unidades morfoestructurales y configuración tectónica de Los Andes Centrales. El cuadro rojo indica la zona de estudio. Líneas punteadas negras corresponden a los contornos de profundidad de la Zona de Wadati-Benioff. Línea negra indica la predicción del patrón del ridge de Juan Fernández, números corresponden a la edad de los eventos volcánicos predichos (Ma). AP: Altiplano-Puna; CC: Cordillera de la Costa; CD: Cordillera de Domeyko; CF: Cordillera Frontal; CP: Cordillera Principal; DC: Depresión Central; Pc: Precordillera; SP: Sierras Pampeanas. Imagen modificada de Charrier et al. (2007), Rodríguez et al. (2014) y Yáñez et al. (2001).

A la latitud de la zona de estudio, existen tres sistemas de fallas principales en la Cordillera Frontal, de orientación aproximadamente N-S, las cuales separan esta unidad en tres. La zona occidental y central de la Cordillera Frontal está compuesta por un basamento magmático-metamórfico carbonífero-pérmico, el que está cubierto por rocas volcano-sedimentarias triásicas-cretácicas, intruidas por unidades cretácicas-eocenas y cubiertas por secuencias eocenas y neógenas (Moscoso et al., 2010; Nasi et al., 1986; Arévalo et al., 2008; Arévalo et al., 2009; Peña et al., 2013; Salazar et al., 2013). Si bien el basamento es similar a las otras dos subunidades, la zona oriental de la Cordillera Frontal se encuentra además cubierta por secuencias oligocenas y miocenas, y se aprecian intrusiones de rocas de esta misma edad (Maksaev et al., 1984; Nasi et al., 1986; Martin et al., 1997a; Bissig et al., 2001; Moscoso et al., 2010).

2.2. Estructuras y su correlación con eventos de deformación

La Cordillera Frontal se separa de la Cordillera de la Costa por un frente topográfico que posee un escarpe de 1.000-1.500 m. Si bien este escarpe ha sido relacionado con el Sistema de Falla Vicuña-Rivadavia-El Orito alrededor de los 29°S (Creixell et al., 2013; Rodríguez, 2013), no siempre coincide espacialmente con la traza de las fallas principales, lo que indica que es un rasgo fuertemente controlado por la erosión (Aguilar et al., 2013; Rodríguez et al., 2014). El Sistema de Falla Vicuña-Rivadavia-El Orito posee una serie de fallas inversas que cortan secuencias volcánicas del Cretácico Superior-Paleógeno y rocas intrusivas paleocenas-eocenas (Moscoso et al., 1982; Nasi et al., 1986; Arévalo et al., 2009; Creixell et al., 2013).

La zona occidental de la Cordillera Frontal se separa de la zona central por las Fallas San Félix y Las Pircas (Rodríguez, 2013) y hacia el este por el Sistema de Fallas Chollay-Valeriano que comprende una serie de fallas inversas de alto ángulo, con orientación NE-SW, con vergencias hacia el este y el oeste (Nasi et al., 1986; Moscoso and Mpodozis, 1988). En algunas zonas, es posible apreciar rocas volcánicas eocenas sellando algunas de estas fallas (Moscoso et al., 2010; Salazar et al., 2013), lo que indica un último pulso de actividad durante el Eoceno temprano. Estudios realizados más al sur indican que fallas asociadas a este sistema afectan a rocas de la Secuencias Las Tolas (53,6 Ma) y a su vez están cubiertas por rocas de la Formación Tilito (Grupo Doña Ana), que poseen edades entre 27 y 23 Ma (Martin et al., 1997b; Bissig et al., 2001). A partir de lo anterior, Martin et al. (1997b) acotó que las estructuras de este sistema estuvieron activas entre los 54 y 27 Ma.

Las edades documentadas para la actividad de las estructuras asociadas al Sistema de Fallas Chollay-Valeriano coinciden con un evento de deformación compresiva, conocida como Fase Incaica Principal, que se desarrolló durante el Eoceno al Oligoceno, debido al aumento de la tasa de convergencia de las placas tectónicas (Charrier et al., 2007). Durante esta fase se produjo la inversión de las estructuras extensionales desarrolladas durante el Paleoceno y algunas estructuras del Triásico, Jurásico y Cretácico Inferior, además de un gran engrosamiento de la corteza (Charrier et al., 2009). La inversión dio origen al Relieve Incaico, de orientación NNE-SSW, que dominó el paisaje al norte de los 31°S durante el Paleógeno tardío, y habría correspondido a la divisoria de aguas continentales en ese momento (Charrier et al., 2007; 2009). Esta cordillera marca el límite occidental del depósito de las Gravas de Cerro del Burro, que se estudian en este trabajo (Figura 2.2), por lo que su influencia paleogeográfica podría extenderse hasta el Oligoceno y Mioceno inferior.

La Cordillera Frontal Oriental está limitada al oeste por el Sistema de Fallas La Coipa-El Potro, que comprende fallas inversas de alto ángulo de dirección NS, con ambas vergencias (Reutter, 1974; Nasi et al., 1986; Moscoso and Mpodozis, 1988). Estas fallas afectan intrusivos permo-triásicos y secuencias volcánicas permo-triásicas (Moscoso et al., 2010; Nasi et al., 1986). En particular, en la zona de estudio, estas fallas alzan rocas del basamento y secuencias volcánicas jurásicas sobre el depósito de gravas neógenas que se aborda en este estudio (Moscoso et al., 2010; Figura 2.2). Hacia el sur de la zona de estudio, Martin et al. (1997b) identificó que fallas de este sistema afectan rocas de la Formación Escabroso (Grupo Doña Ana) y están cubiertas por la Formación Cerro de las Tórtolas, por lo que es posible acotar su actividad entre los 18 y 16 Ma (Martin et al., 1997b), es decir, estas estructuras se desarrollaron durante un etapa de deformación muy posterior a la deformación Incaica.

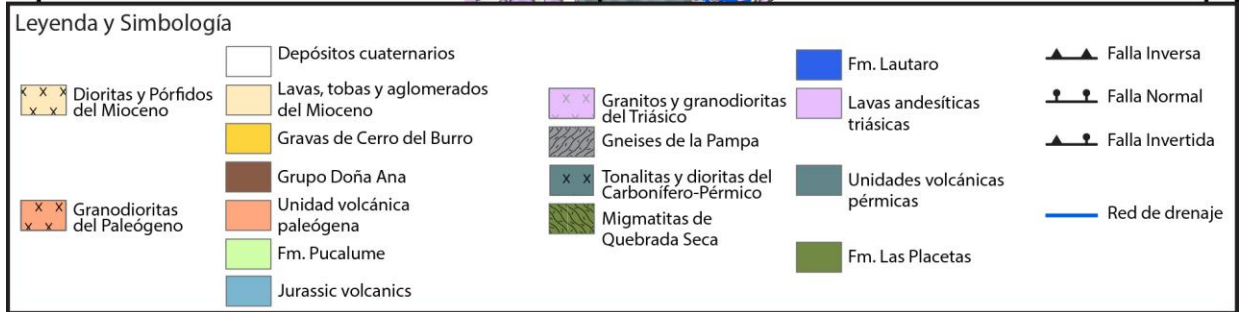
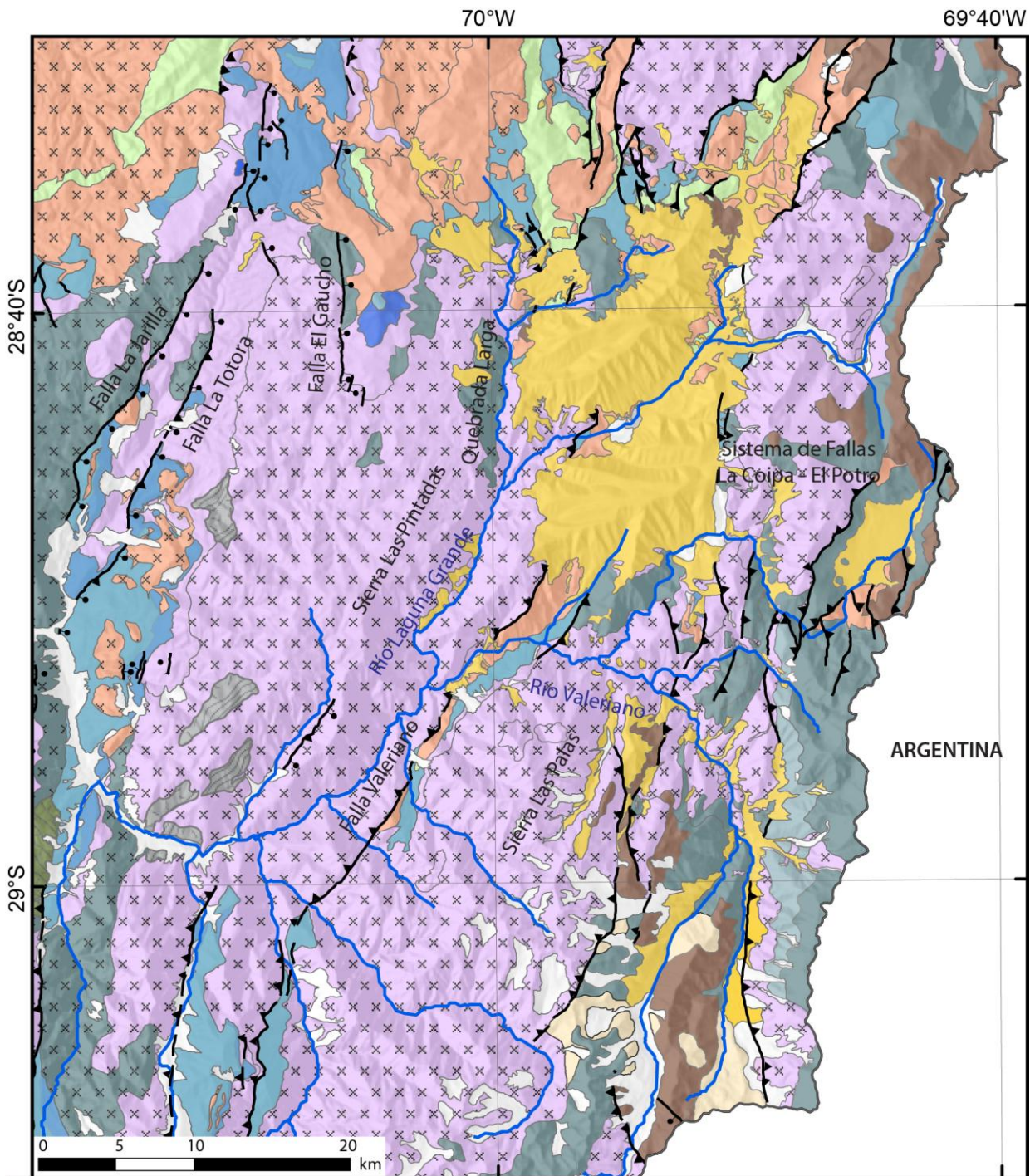


Figura 2.2: Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Nasi et al. (1986), Moscoso et al. (2010), Salazar et al. (2013), Ortiz y Merino (2015) y Salazar y Coloma (aceptado).

2.3. Geología Local

En esta sección se describen los rasgos geológicos que caracterizan la zona de estudio. Para los fines de este trabajo la geología fue separada en: 1) litologías anteriores a la deformación Incaica (>50Ma); 2) litologías contemporáneas a la deformación Incaica (50-30 Ma); y 3) litologías posteriores a la deformación Incaica. La distribución de las unidades geológicas en el área de estudio se presenta en el mapa de la Figura 2.2.

2.3.1. Unidades anteriores a la deformación Incaica

La geología del área de estudio comprende un basamento intrusivo-metamórfico de edad Pérmico-Triásico (Nasi et al., 1985; Mpodozis y Kay, 1990), exhumado mediante la acción de numerosas fallas inversas de alto ángulo, de tipo escama gruesa. Estas litologías se desarrollaron luego de un periodo en el cual se acrecionaron algunos terrenos exóticos contra el margen occidental de Gondwana. A partir del Carbonífero, el margen estuvo caracterizado por una rápida deriva continental y altas tasas de convergencia a lo largo del margen occidental de Gondwana (Charrier et al., 2007). La subducción que dominó este periodo está reflejado por la generación de un gran prisma de acreción, que fue definido por Nasi et al. (1985) como el **Complejo Metamórfico de El Tránsito** (CMT; Devónico Superior-Carbonífero superior), que aflora al oeste de la zona de estudio.

Intruyendo las unidades anteriores, se encuentran las Dioritas de Quebrada Pinte (ca. 324 Ma) que están afectadas por distintos grados de milonitización; el Complejo Plutónico Chancoquín (CPC; 297-287? Ma) que intruye al Complejo Metamórfico de El **Tránsito** (Salazar, 2012); las Tonalitas de Cerro Lagunillas (TCL; 271 Ma) cuyo rasgo más característicos es la presencia de textura perfitica y mirmequítica en sus cristales (Salazar et al., 2013); y el Complejo Plutónico Chollay (CPCh; 247-237 Ma; Triásico), que corresponde a un complejo constituido por granodioritas, monzogranitos, sienogranitos, dioritas, gabros y tonalitas (247-237 Ma; Tabla 2.1). El miembro monzogranítico (mg) abarca gran parte de la zona de estudio (Figura 2.2). El miembro sienogranítico (sg) aflora, principalmente, al oeste del Sistema de Falla Valeriano (Figura 2.2). Por otro lado, el miembro compuesto por gabros (gb) y los miembros tonalíticos (t) y granodioríticos (gd) corresponden a pequeños afloramiento localizados al oeste de la Falla Valeriano (Figura 2.2).

En esta zona también es posible apreciar rocas afectadas por metamorfismo, como los Esquistos de Quebrada Seca y los Gneises de la Pampa (Pérmico medio). Los **Gneises de la Pampa** afloran al SW de la zona de estudio (Figura 2.2).

El volcanismo está representado por la Formación Pastos Blancos (Pérmico-Triásico, Figura 2.2), compuesta por dos miembros: Guanaco Sonso (281-260 Ma) y Los Tilos (235 Ma). En esta zona también existe una secuencia sedimentaria, representada por la **Formación Las Placetas** (Carbonífero superior-Pérmico; Figura 2.2) que corresponde a una secuencia pelítico-arenosa de más de 1.000 m de potencia, fuertemente plegada (Maksaev et al., 1984; Moscoso et al., 2010), que indica un ambiente marino (Charrier et al., 2007; Moscoso et al., 2010).

Luego de la acreción de los terrenos mencionados anteriormente, existió un ambiente extensional (Charrier et al., 2007). En consecuencia, existió un evento de volcanismo, seguido por un episodio de erosión intensa (Ribba, 1985). Este periodo está representado por una

cobertura Mesozoica que sobreyace al basamento en un contacto discordante por erosión, y que está compuesta por unidades volcánicas y sedimentarias, tanto marinas como continentales (Ribba, 1985). La ausencia de subducción en el margen occidental del continente en el Triásico Tardío, se mantuvo hasta comienzos del Jurásico (Álvarez y Ramos, 1999; Franzese y Spalletti, 2001). Dentro de esta cobertura volcánica se encuentra la **Formación La Totorá** (Triásico Superior; Figura 2.2), que se presenta como un gran afloramiento, al oeste de la zona de estudio (Figura 2.2), y consiste en 600 m de lavas con intercalaciones de tobas y aglomerados (Ribba, 1985). La actividad volcánica fue interrumpida y seguida por la acumulación de sedimentos marinos someros (Ribba, 1985), depositados en discordancia sobre la Formación La Totorá (Ribba, 1985) que pertenecen a la **Formación Lautaro** (Sinemuriano-Bajociano; Tabla 2.1). Esta unidad aflora al oeste de la zona de estudio, alrededor de la Quebrada La Totorá (Figura 2.2). La parte inferior de esta unidad fue depositada, probablemente, durante la última fase del desarrollo de cuencas del ciclo Pre-Andino, sin embargo, la mayoría se depositó durante la primera Etapa del Ciclo Andino (Charrier et al., 2007).

Posteriormente, se depositó la **Formación Lagunillas** (Jurásico Superior; Tabla 2.1) que aflora, principalmente, al norte de la zona de estudio (Figura 2.2). Esta unidad refleja un cambio paleogeográfico relacionado a una caída del nivel del mar, que abarcó una cuenca de trasarco entre los 18 y 44° S. Es decir, estos sedimentos muestran la transición de condiciones marinas a continentales (Oliveros et al., 2012) y han sido interpretados como el resultado de una fase tectónica compresiva (Fase orogénica Araucana o Kimmeridgiana; Charrier et al., 2007). Durante esta fase tectónica también se depositó la **Formación Algarrobal** (Oxfordiano-Valanginiano), que corresponde a una sucesión volcano-sedimentaria que aflora principalmente en la Quebrada La Totorá (Figura 2.2), sobreyaciendo a la Formación Lautaro (Charrier et al., 2007) e subyaciendo a la **Formación Pucalume** (Valanginiano superior-Santoniano; Tabla 2.1) que representa la facies distal oriental del arco volcánico que se desarrolló durante el Cretácico Temprano (Charrier et al., 2007). En la zona de estudio, se aprecian como pequeños afloramientos al este de la Falla Chollay (Figura 2.2).

Intruyendo las rocas estratificadas, se encuentra un gran cuerpo intrusivo que corresponde al **Complejo Plutónico Corral de Pircas** (CPCP; 65-62 Ma, Tabla 2.1), compuesto por un cuerpo elongado, que aflora como una depresión topográfica (Salazar et al., 2013), con orientación preferencial NE-SW (Figura 2.2), y que se emplazó en niveles corticales someros (Salazar et al., 2013).

2.3.2. Unidades contemporáneas a la deformación Incaica

En la zona de estudio, las unidades que se habrían formado durante la Fase de deformación Incaica se encuentra representada por sucesiones volcánicas y sedimentarias agrupadas en los Estratos del Cerro el Gaucho (ECG, Eoceno) y por el emplazamiento de varios cuerpos intrusivos que incluyen al Complejo Plutónico Tres Morros (CPTM; ca.40 Ma), a las Dioritas de Cerro El Gaucho (DCG; Eoceno), y a los Intrusivos hipabisales riódacíticos y andesíticos del Eoceno (40 Ma; Tabla 2.1).

Los Estratos del Cerro el Gaucho corresponden a un conjunto de lavas, brechas, tobas, conglomerados y areniscas, que se encuentran en discordancia sobre el Complejo Plutónico Chollay y las formaciones La Totorá, Lautaro, Lagunillas y Pucalume (Salazar et al., 2013). Por otro lado, las Dioritas de Cerro El Gaucho corresponden a pequeños cuerpos dioríticos que

intruyen a las formaciones Lautaro, Lagunillas, Pucalume y a los Estratos del Cerro el Gaucho. El Complejo Plutónico Tres Morros está compuesto por un conjunto de granodioritas, monzonitas, granitos y tonalitas, que intruyen a las formaciones La Totorá, Lautaro, Lagunillas, Pucalume y los ECG (Salazar et al., 2013). Los intrusivos hipabisales riódacíticos corresponden a cuerpos de composición riolítica a dacítica, que intruyen a las formaciones La Totorá, Lautaro, Lagunillas, Pucalume y Estratos del Cerro el Gaucho (Salazar et al., 2013). Por otro lado, los intrusivos hipabisales andesíticos corresponden a rocas porfídicas de composición andesítica, que intruyen a las formaciones La Totorá, Lautaro, Lagunillas y Algarrobal (Salazar et al., 2013).

2.3.3. Unidades posteriores a la deformación Incaica

Luego del evento de deformación eoceno, fueron intruidas las **Dioritas Cuarcíferas de Sierra Corral** (DCSC; ¿Oligoceno-Mioceno?; Tabla 2.1), al suroeste de la Sierra Las Palas, cerca del Sistema de Fallas Chollay-Valeriano (Figura 2.2). Corresponden a dioritas cuarcíferas variando a monzonitas cuarcíferas, que intruyen a las formaciones La Totorá, Lagunillas y algunos miembros del Complejo Plutónico Chollay (Salazar et al., 2013).

Durante el Oligoceno tardío al Mioceno temprano, al este del relieve incaico y de las unidades Eocenas originadas durante la Orogenia Incaica, se desarrolló el arco magmático representado por la **Formación Doña Ana** (Maksaev et al., 1984). La formación consiste en una sucesión volcánica de hasta 2.000 m de espesor, que cubre de manera discordante a rocas Jurásicas (Maksaev et al., 1984). De acuerdo a Maksaev et al. (1984), esta formación está constituida por dos miembros: el miembro inferior, Tilito, y el superior, Escabroso. Martin et al. (1997a), a partir de un estudio en la zona de El Indio, indican que estos miembros están separados por una discordancia angular, con una separación de entre 1 y 3 millones de años, por lo que proponen que sean clasificados como Formaciones pertenecientes al “Grupo” Doña Ana. Posteriormente, Bissig et al. (2001) realizaron un estudio más detallado, en esta zona, donde también reconocen esta discordancia angular y la interpretan como un evento de deformación regional entre las dos unidades volcánicas.

A partir de estudios cronológicos se acotaron las edades de depositación de las Formaciones Tilito y Escabroso, en su locación tipo. Martin et al. (1997a) obtuvieron una edad entre $27,2 \pm 1,0$ y $21,0 \pm 1,5$ Ma, a partir de dataciones K-Ar y U-Pb en circones, para **Tilito**. Mientras que para **Escabroso**, obtuvieron edades K-Ar de entre $21,9 \pm 1,9$ y $16,9 \pm 0,8$ Ma. Por otro lado, Bissig et al. (2001) realizaron una serie de dataciones Ar-Ar, a partir de las cuales establecieron una edad entre $25,1 \pm 0,3$ y $23,1 \pm 0,4$ para Tilito, y de entre $21,9 \pm 0,9$ y $17,6 \pm 0,5$ para Escabroso. En la zona de estudio, dataciones U-Pb en circones indican una edad de $21 \pm 0,1$ Ma para la Formación Escabroso (Salazar y Coloma, aceptado).

La Formación Tilito está compuesta por una sucesión de rocas piroclásticas intercaladas con rocas sedimentarias, lavas andesíticas con intercalaciones de tobas y conglomerados, areniscas y lutitas (Ortiz y Merino, 2015), mientras que la Formación Escabroso corresponde a una sucesión compuesta por lavas andesíticas de anfíbola y rocas piroclásticas (Ortiz y Merino, 2015). Existen estudios geoquímicos de elementos trazas que indican que las lavas del Grupo Doña Ana presentan un enriquecimiento gradual de los magmas, desde el Oligoceno tardío hasta el Mioceno temprano tardío, lo que indica un aumento gradual del espesor de la corteza, con respecto a las partes más antiguas del Grupo Doña Ana (Kay y Abbruzzi 1996).

Tabla 2.1: Resumen de unidades observadas en la zona de estudio. Unidades cuaternarias no están incluidas. La ubicación W y E es con respecto a las Gravas de Cerro del Burro, depósito estudiado en este trabajo.

| Edad | | Ubicación | | Litología | |
|-----------|-----------|-----------|---|-------------|---|
| | | W | E | | |
| Cenozoico | Neógeno | Mioceno | | Infiernillo | Dioritas cuarcíferas y granodioritas porfíricas de grano medio a fino. Dioritas, monzodioritas cuarcíferas, granitos subordinados. |
| | | | Doña Ana | | Escabroso: coladas de lava andesíticas a dacíticas, brechas, sedimentos volcanoclásticos subordinados, y tobas dacíticas menores. |
| | | | | | Tilito: tobas ignimbríticas, riolíticas y dacíticas. En menor proporción posee rocas sedimentarias y lavas basálticas y andesíticas. |
| | Paleógeno | Oligoceno | Sierra el Corral | | D. cuarcíferas de piroxeno y anfíbola, gris oscuro, grano fino a medio. Presenta textura de uralitización. |
| | | Eoceno | Cerro el Gaucho | | Secuencia compuesta por tobas, autobrechas, lavas andesíticas a dacíticas, conglomerados y areniscas. |
| | | | Cerro el Gaucho | | Dioritas de piroxeno grises, de grano fino a medio. Presenta plagioclasas zonadas. Sus minerales máficos se encuentran alterados levemente a epidota y clorita. |
| | | | Hipabisales (andesíticos y rio-dacíticos) | | - Los cuerpos porfídicos andesíticos poseen distintos grados de sericitización y argilización. Sus piroxenos están fracturados y sus anfíbolos poseen zonación inversa; - Los cuerpos porfídicos dacíticos a riolíticos poseen fenocristales de plagioclasa, cuarzo y escasa biotita. |
| | | | | | - Granodioritas de biotita y anfíbola, blancas-grisáceas. Presenta micropertitas y textura poiquilítica; - Monzonitas de biotita y anfíbola, grises. |
| | | Paleoceno | Corral de Pircas | | - (dc): dioritas cuarcíferas de piroxeno y biotita. Piroxenos presentan uralitización y plagioclasas poseen zonación; - (m): monzonitas a monzodioritas de anfíbola y biotita. Plagioclasa poseen zonación y minerales máficos se encuentran cloritizados; - (gd): granodioritas de biotita (cloritizadas) y anfíbola |
| | | | | | Sucesión granocreciente de calcilitas, calizas, limonitas, areniscas finas a medias y ortoconglomerados con cuarzoarenitas en el techo. |
| Mesozoico | Jurásico | Superior | Lautaro | | - Cocambico: conglomerados rojos, finos a medios, subredondeados, con matriz de arenisca media-gruesa, brechas conglomerádicas, con areniscas rojas; - Peñasco Largo: intercalación de basaltos de olivino y andesitas basálticas, con tobas de lapilli y ceniza. |
| | | | | | |
| | | | | | |
| | Triásico | Superior | La Totorá | | Sucesión volcánica compuesta por coladas de lava andesíticas, autobrechizadas y amigdaloidales. Presenta intercalación de litarenitas rojas y tobas de ceniza y lapilli de composición intermedia. |
| | | | | | |

| | | | | |
|-------------------|--------------------|-------------------------------|----------------------------|---|
| | | | Complejo Plutónico Chollay | <ul style="list-style-type: none"> - CPCh (gb): dioritas a gabros de piroxeno de grano medio, con plagioclasas con uralitización y sericitización; - CPCh (t): tonalitas a dioritas cuaríferas, de biotita y anfíbola, de grano fino a medio; - CPCh (sg): sienogranitos a monzogranitos, de grano medio a grueso. Posee textura mirmequítica y gráfica; - CPCh (gd): granodioritas de biotita y moscovita, de grano fino a medio. Presenta textura perfitica; - CPCh (mg): Monzogranitos, de grano grueso, con biotita y anfíbola. Presenta textura perfitica y mirmequítica. |
| | | Inferior | | |
| Paleozoico | Pérmico | Gneisses de la Pampa | | Ortogneisses blancos grisáceos, con bandeamiento de biotita, cuarzo y feldespato. Poseen textura granoblástica. |
| | | Pastos Blancos | | <ul style="list-style-type: none"> - Guanaco Sonso: lavas andesíticas a dacíticas, brechas, tobas riolítica y dacítica, con intercalaciones sedimentarias continentales; - Los Tilos: signatura bimodal |
| | | Tonalitas de Cerro Lagunillas | | Tonalitas a monzogranitos de biotita y anfíbola, de grano fino a medio. Presenta textura perfitica y mirmequítica |
| | | Esquistos de Quebrada Seca | | Esquistos cuarzo-micáceos con sectores migmatíticos con segregación de cuarzo. Presentan textura lepidoblástica. |
| | | Complejo Plutónico Chancoquín | | <ul style="list-style-type: none"> - (t): tonalitas a dioritas de biotita y anfíbola, de grano medio. Presenta foliación de minerales máficos; - (gd): granodiorita a monzogranito de moscovita y biotita, de grano medio-grueso. |
| | | Las Placetas | | Intercalación de grauvacas, pizarras y areniscas y calizas. |
| | Carbonífero | Dioritas de Quebrada Pinte | | Diorita de anfíbola de grano medio, con distintos grados de milonitización, intruida por diques sintectónicos aplíticos |

Luego del volcanismo representado por el Grupo Doña Ana, se desarrollaron intrusiones de plutones subvolcánicos de la **Unidad Infiernillo**. Esta unidad está compuesta por andesitas calcoalcalinas (Charrier et al., 2007).

Mientras se desarrollaba la actividad magmática y volcánica descrita anteriormente, el Relieve Incaico localizado inmediatamente al oeste habría sido afectado por erosión que habría generado abundantes depósitos clásticos acumulados a los pies de las montañas (Charrier et al., 2009). Los depósitos se ubican a ambos lados del Relieve Incaico, comprendidos entre Antofagasta (23°45' S) y Domeyko (29° S). Algunos ejemplos de estos depósitos son el miembro superior de la Formación Calama, la Formación Pampa Mulas y las Gravas de Atacama (Charrier et al., 2009). Entre estos depósitos se encuentra la sucesión de gravas neógenas que son estudiadas en este trabajo que fueron denominadas informalmente como Gravas del Cerro del Burro (Moscoso et al., 2010), las que se disponen sobre una suave superficie erosiva (Nalpas et al., 2009; Rossel, 2014). El depósito posee un espesor variable, que disminuye desde norte a sur y de oeste a este (Nalpas et al., 2009; Rossel, 2014), alcanzando un máximo actual de más de 900 m frente a la Laguna Grande (Rossel, 2014).

Este depósito está compuesto por una sucesión de gravas semiconsolidadas y arenas, de composición polimíctica, parcialmente consolidadas (Moscoso et al., 2010; Rossel, 2014), depositados en un ambiente aluvial, con presencia de algunos canales fluviales (Nalpas et al.,

2009; Rossel, 2014). Análisis petrográficos y de proveniencia sedimentaria, indican que los sedimentos derivan de una fuente cercana, asociada al relieve que limitaba la cuenca al norte y oeste de la zona de estudio (Rossel, 2014).



Figura 2.3: Vista hacia el NW del paquete de gravas neógenas, frente a la Laguna Grande.

El relleno de los actuales valles incluyen depósitos glaciales, aluviales, coluviales, fluviales y de remoción en masa del Pleistoceno-Holoceno (Figura 2.2). De acuerdo a estudios realizados en el Valle del Encierro, en esta zona se han observado morrenas laterales y terminales (Pleistoceno superior) que se extienden 22 km aguas debajo de la cabecera del valle, hasta ~3.500 m s.n.m, que han sido parcialmente degradadas producto de la erosión fluvial y aluvial posterior (Zech et al., 2006; Aguilar, 2010). Con dataciones de ^{10}Be en las superficies de las morrenas, se determinó que el valle habría estado dominado por avances glaciales ocurridos entre los 32 y 15 ka. Entre los 32 y 22 ka un pulso de avance glacial habría resultado en una extensa cubierta de hielo y en la generación de grandes volúmenes de sedimentos glaciogénicos. Entre los 22 y 15 ka los pulsos de avances glaciales habrían sido cada vez menores. Finalmente, entre 15 y 12 ka los sedimentos glaciogénicos fueron retrabajados, fueron exportados aguas abajo constituyendo parte importante del relleno fluvio-aluvial del valle (Aguilar, 2010; Cabré et al., sometido).

A grandes rasgos, los depósitos fluviales y aluviales corresponden a sedimentos semiconsolidados con tamaños desde limo a bloques, depositados en laderas de baja pendiente, rellenando ríos y quebradas (Moscoso et al., 2010). Edades de radiocarbono indican que este relleno es Holoceno y su agradación estaría ligado a los procesos paraglaciales que transfieren el sedimento glaciogénico hacia la media montaña y la escasa capacidad de transporte del sistema fluvial semiárido (Aguilar, 2010; Riquelme et al., 2010; Cabré et al., sometido).

La dinámica lateral de cuencas tributarias se expresa en depósitos aluviales y coluviales que corresponden a flujos de detritos, barro y granulares, con tamaños entre bolones y arenas de mala selección. Estos depósitos se encuentran rellenando quebradas o formando taludes en quebradas cortas, con laderas de gran pendiente y laderas de valles mayores (Moscoso et al., 2010; Aguilar, 2010). Aguas abajo, a lo largo del Río El Tránsito (Aguilar, 2010) estos depósitos son más abundantes, probablemente debido al control litológico de secuencias volcanosedimentarias que se encuentran más hacia el oeste (Cabré et al., sometido). Por lo general estos depósitos se encuentran incididos por la erosión del río actual, alcanzando hasta 70 m de incisión en los depósitos coluviales más antiguos (Aguilar, 2010). Depósitos de remoción en masa también se observan ocasionalmente en la zona de estudio en zonas de alta pendiente en algunos casos estabilizados, parcialmente, por cubierta vegetal (Moscoso et al., 2010, Aguilar, 2010).

2.4. Marco Climático

2.4.1. Condiciones actuales

La zona de estudio se enmarca dentro de los Andes Semiáridos (27°-33°S) que está determinado por la subsidencia del aire recalentado proveniente de zonas ecuatoriales (Antonioletti et al., 1972). El clima semiárido es producto de la transición entre el clima hiperárido del Desierto de Atacama, al norte de los 27°S, y el clima más húmedo de Chile Central, al sur de los 33°S (Latorre et al., 2007). En particular, la zona de estudio se encuentra dentro de un clima clasificado como “Desierto frío de montaña (BWk'G)”, ubicado entre los 1.500 y 4.000 m s.n.m. Este clima se caracteriza por sus bajas temperaturas que depende de la altura, y por la gran sequedad del aire. Las precipitaciones son escasas y están restringidas al invierno. Como resultado, la vegetación también es escasa y está limitada a zonas de escorrentía superficial (Antonioletti et al., 1972).

Debido a la aridez y a la escasez de precipitaciones, actualmente no existen glaciares entre los 18 y 27° S, incluso a alturas superiores a los 6.700 m s.n.m (Zech et al., 2006). Sin embargo, numerosos depósitos detríticos y formas erosivas de origen glacial han sido identificados en la zona de estudio (Nasi et al., 1986). Estudios basados en núclidos cosmogénicos, en el Valle del Encierro, indican una edad de entre 30.000 y 15.000 años para los avances glaciales y una edad de desglaciación del valle de 14.000 años (Aguilar et al, 2010).

Existen factores que influyen en el clima, como la Corriente de Humboldt y la altura y orientación de los relieves. La Corriente de Humboldt influencia la temperatura de la faja costera, mientras que el relieve establece la insolación y controla las sombras que se proyectan en los valles, y por ende determina la distribución de las temperaturas, y sus variaciones (Antonioletti et al., 1972). Además el relieve actúa como una pared climática que restringe la transferencia entre las condiciones secas hacia el oeste y las condiciones húmedas hacia el este en las latitudes tropicales/subtropicales, y también fomenta interacciones tropical-extratropicales, especialmente a lo largo del lado oriental (Garreaud et al., 2009). Estos factores han estado presentes durante gran parte del Cenozoico tardío y por lo tanto han controlado la evolución del paisaje durante la orogénesis andina de este periodo.

2.4.2. Clima durante el Cenozoico tardío

Existen pocos estudios sobre el clima en el Norte Chico durante el Cenozoico tardío, debido a que los depósitos continentales son escasos (Le Roux, 2012). Villagrán et al. (2004), a partir del estudio de los componentes leñosos de la paleoflora en el Bosque de Fray Jorge (~30°40'S), indican que en el Paleógeno están presentes linajes neotropicales y australasianos que llegaron al continente antes del desmembramiento del Gondwana occidental, bajo condiciones más cálidas y húmedas que las actuales (Tabla 2.2). Lo anterior concuerda con lo documentado más al norte por Alpers y Brimhall (1988) en base a estudios geocronológicos en minerales supérgenos del pórfido de cobre en La Escondida donde se presenta en la actualidad un clima hiperárido. Según este estudio durante gran parte del Eoceno existió un clima árido con periodos intermitentes de mayores precipitaciones (Tabla 2.2) que habría permitido el desarrollo de enriquecimiento supérgeno en el pórfido. Ambos estudios implican un clima más húmedo que el actual durante el Paleógeno (Villagrán et al., 2004; Alpers y Brimhall, 1988).

Tabla 2.2: Tabla que resume las variaciones climáticas, durante el Cenozoico, registrados por distintos estudios, desarrollados a diversas latitudes.

| Periodo | Época | 19°30'-19°35'S | 19°30'-23°15'S | 20°-26° S | 21°30'-24°15'S | 21°45'-23°30'S | 24°-24°30'S | 30°40'S | Latitud |
|-----------|-----------|---------------------------|--------------------|------------------------|---------------------|-----------------|---|--|---------|
| | | Dunai et al. (2004) | Rech et al. (2006) | Hartley y Chong (2002) | Reich et al. (2009) | Hartley (2003) | Alpers y Brimhall (1988) | Villagrán et al. (2004) | Autor |
| Q | | | | Hiperárido | | Hiperárido | | Diagonal Árida | |
| | Plioceno | | | Árido-semiárido | Aridificación | | | | |
| Neógeno | | → Mayores precipitaciones | | | Aridificación | | | Condiciones cálidas con régimen pluviométrico biestacional | 10 |
| | Mioceno | → Mayores precipitaciones | Hiperárido | | → Aridificación | Árido-semiárido | Hiperárido | | 20 |
| Paleógeno | Oligoceno | → Hiperárido | | | | | | | 30 |
| | Eoceno | | | | | | Árido con precipitaciones intermitentes | Condiciones más cálidas y húmedas que las actuales | 40 |
| | | | | | | | | | 50 |

Para la zona de estudio, el calentamiento del Mioceno habría generado la segregación de los espectros florísticos a partir de la paleoflora Mixta de Chile central, que perdieron gran parte del elemento austral-antártico frío y se enriquecieron por aporte de nuevos linajes tropicales (Villagrán et al., 2004). Durante este periodo, las condiciones se mantuvieron cálidas, con un régimen pluviométrico biestacional, con lluvias invernales procedentes del oeste y lluvias estivales del este. Los estudios geocronológicos en el Pórfido de Cobre en La Escondida indicarían que el clima en esa zona habría evolucionado a condiciones hiperárida en el Mioceno medio (Tabla 2.2), lo que estaría relacionado, al menos en parte, con la formación de aguas polares frías, junto con el desarrollo de casquetes glaciales entre los 15 y 13 Ma. También proponen la necesidad de alzamiento de los Andes a una altura suficiente para proporcionar zonas resguardadas de la lluvia y para estabilizar el Anticiclón Pacífico del Sureste (Alpers y Brimhall, 1988).

Estudios de paleosuelos en el Norte de Chile (Rech et al., 2006) indicarían que el fortalecimiento de la corriente de Humboldt no es suficiente para que la hiperaridez se desarrollara durante el Mioceno (19-13 Ma, Tabla 2.2), sino que es necesario un gran alzamiento de los Andes (>2 km) para bloquear la entrada de la humedad y la lluvia. Por otro lado, algunos estudios basados en mediciones de isótopos cosmogénicos de ²¹Ne en clastos sobre superficies de sedimentos sensible a la erosión en el norte de Chile muestran que la hiperaridez habría comenzado tempranamente hace 25 Ma, durante el Oligoceno tardío, y que habrían existido

algunos episodios marcados por el aumento de precipitaciones hace 20, 14 y 9 Ma (Tabla 2.2; Dunai et al., 2005).

Durante el Plio-Pleistoceno, la conjugación de una serie de eventos tales como la glaciación de la Antártica occidental y Patagonia, formación de la Corriente fría de Humboldt y levantamiento final de los Andes, determinaron el desarrollo de la “Diagonal Árida”, que incluye el Desierto de Atacama y la Patagonia. Esto tuvo como resultado el desmembramiento de los bosques subtropicales Terciarios y su restricción a los márgenes Pacífico y Atlántico del subcontinente; fragmentación y retiro hacia el sur de los bosques subtropicales, debido a la aridización del Desierto de Atacama, al norte de los 30°S; y, finalmente, expansión de bosques subtropicales en el centro de Chile (Villagrán et al., 2004; Le Roux, 2012).

La aridización durante el Plioceno en la zona de estudio parece estar acorde con estudios sedimentológicos desarrollados más al norte, en el desierto de Atacama (Hartley y Chong, 2002; Hartley, 2003). Estos estudios indican que la desecación del clima se desarrolló desde condiciones semiáridas y áridas a hiperáridas durante el Plioceno (Tabla 2.2). Este cambio climático se asocia con el fortalecimiento de la Corriente de Humboldt ante el cierre del mar centroamericano entre los 3,5 y 3 Ma (Hartley y Chong, 2002; Hartley, 2003).

Reich et al. (2009) establecen que la aridización del Desierto de Atacama se desarrolló de manera gradual, y no debido a un cambio abrupto, producto de la combinación entre procesos tectónicos y reorganizaciones océano-climáticas, tanto regionales, como globales. Estos autores también reconocen un pulso de aridización a los 13 Ma (Tabla 2.2), además de otros ocurridos en el Mioceno superior y otro en el Plioceno, este último habría sido responsable de las actuales condiciones de hiperaridez en el Desierto de Atacama.

3. Evolución Geomorfológica neógena de la Cordillera Frontal entre los 28,5 y 29°S

Varios estudios han reconocido extensas superficies regionales de erosión (*e.g.*, pedimentos, pediplanicies, peneplanicies y paleovalles) en gran parte de los Andes Centrales de Chile y las han utilizado como marcadores de la evolución de paisajes, es decir, ciertas características identificables que proporcionan un marco de referencia con el que medir la influencia de la actividad tectónica y la erosión (Paskoff, 1970; Mortimer, 1973; Bissig et al., 2002; Riquelme et al., 2003, 2007; Farías et al., 2008; Bissig y Riquelme, 2010; Aguilar, 2011; Rodríguez et al., 2014; Hidalgo, 2013). Los paleovalles corresponden a valles abandonados generados durante eventos anteriores de incisión fluvial, cuyo abandono puede interpretarse como cambios en la tectónica y el clima. Las peneplanicies se generan debido a meteorización y erosión durante lapsos de tiempo prolongados (Jordan et al., 1989; Goudie, 2006). Los pedimentos se diferencian de las peneplanicies ya que los pedimentos tienen implicancias tectónicas, es decir largo periodos de quiescencia tectónica. Mientras que la coalescencia de pedimentos a escala regional forma pediplanicies (Hollingworth, 1964; Maxson y Anderson, 1935; Bissig et al., 2002; Goudie, 2006).

Por lo general, se considera que los pedimentos corresponden a superficies erosivas, de manto suave, de bajo relieve, que se desarrollan en variadas configuraciones litológicas y climáticas (Dohrenwend y Parsons, 2009), que tienden a formarse en zonas locales de estabilidad geomorfológica relativa, cercano al nivel de base (Burbank y Anderson, 2001). El nivel de base corresponde al límite inferior de un paisaje, bajo el cual los ríos no pueden erosionar. En la mayoría de los casos, el nivel de base final es el nivel del mar. Un nivel de base local se refiere al punto topográfico más bajo de un área en particular (Burbank y Anderson, 2001).

Ya que se considera que estas superficies se forman cercano al nivel de base, los remanentes de pediplanicies ubicados a gran altura, se utilizan para inferir alzamientos posteriores (Babault et al., 2005). Sin embargo, también es posible explicar el desarrollo de estas superficies en altura, producto del ascenso del nivel de base provocado por la agradación de sedimentos en el piedemonte (Babault et al., 2005) y por la conformación de niveles de base locales.

La ubicación y edad de estos rasgos han sido utilizados ampliamente como registros de la evolución del paisaje durante el Mioceno en los Andes Centrales, sin embargo, al sur de los 28° S, los estudios detallados sobre estas superficies en la Cordillera Frontal son relativamente escasos (*e.g.*, Bissig et al., 2002; Aguilar et al., 2011; Rodríguez et al., 2014), probablemente debido a su menor preservación en relación a zonas más al norte, en donde el paisaje no ha sido mayormente modificado producto de la dinámica fluvial y de las glaciaciones alpinas Plio-Pleistocenas (Zech et al., 2006; Aguilar et al., 2011; Bissig et al., 2002).

Dado que la mayoría de los paisajes terrestres son drenados por ríos, las cuencas de drenaje y sus canales son la unidad fundamental para realizar análisis geomorfológicos y morfométricos (Summerfield, 1991). Estudios morfológicos revelan importantes relaciones entre las redes de drenaje y el relieve, elevación y tasas de denudación (*e.g.*, Howard, 1994; Whipple y Tucker, 1999) en zonas tectónicamente activas. Estudios más recientes revelan que la incisión en lechos rocosos controla la evolución del paisaje y denudación a través de la configuración del

nivel de base en las laderas, y ligando el clima y la tectónica a la evolución de las cuencas (Duvall et al., 2004; Farías et al., 2008).

Entre los 28°30' y 29°15'S se reconocieron relictos de superficies de bajo relieve en el curso alto de la Cuenca del Río Huasco. Con el objetivo de reconstruir la evolución del paisaje andino de esta zona se efectuó el análisis de estos marcadores geomorfológicos. Además se realizó un estudio de los rasgos morfológicos de las redes de drenaje para evaluar las variaciones en el grado de su madurez, y su relación con variaciones recientes en la tectónica y el clima.

3.1. Superficies de bajo relieve en el curso alto de la cuenca del Río Huasco

El primer paso en el análisis fue la identificación de superficies de bajo relieve, basada en el enmascaramiento de píxeles con valores inferiores a 20° contenidos en un modelo numérico de pendientes, con un tamaño de píxel de 90 m. De este modo las superficies mapeadas representan superficies de baja pendiente, cuyas características se asemejan a las descritas para pedimentos y paleovalles. Si bien Clark et al. (2006) indican que superficies con pendientes inferiores a los 10° representan pedimentos, en este trabajo se consideró un umbral de 20°, debido al gradiente topográfico del margen andino que desciende hacia el Océano Pacífico y a la ocurrencia de paleovalles que podrían contener superficies de pendientes mayores. Por su parte fueron enmascaradas superficies compuestas por píxeles con valores de pendiente mayores a 30° y que corresponden a los frentes topográficos que delimitan los distintos escalones de superficies de bajo relieve identificados en la zona de estudio.

El segundo paso consistió en la discriminación entre superficies abandonadas y activas, ya que son las superficies abandonadas las que representan formas transientes heredadas que nos permiten estudiar la evolución de la cordillera a escala orogénica. Por ello fueron excluidas las superficies asociadas a laderas y fondos de valle actuales, dejando solo las superficies asociadas a pedimentos, paleovalles y los escarpes que separan distintos escalones de estos marcadores geomorfológicos. Luego de esta identificación se obtuvieron las superficies y los frentes topográficos que se ilustran en la Figura 3.1.

Según Clark et al. (2006) las superficies de bajo relieve poseen relieves menores a 600 m, por lo que, luego de identificar las superficies, estas se dividieron en grupos con relieves inferiores a 600 m. En el caso de los frentes topográficos, se consideraron zonas con un salto en la topografía mayor a 200 m. Finalmente, se procedió a mapear los frentes topográficos y las superficies con ayuda del software ArcGis, considerando las litologías sobre las cuales fueron labradas. Finalmente, se procedió a agrupar las superficies de bajo relieve considerando la posición y la altura a la que se encuentran.

Con base en el reconocimiento y caracterización de superficies de bajo relieve, de acuerdo a su ubicación y elevación, se identificaron seis superficies: tres pedimentos y tres paleovalles (Figura 3.2). En la cuenca que contiene a los ríos Laguna Grande y Valeriano y a la Quebrada Larga se identificaron las superficies Las Pintadas, Laguna Grande, Las Taguas, Quebrada Larga y Los Tambillos (Figura 3.2). La altura de los relictos de superficies respecto a los actuales fondos de valles varía de norte a sur (Figura 3.3). En general, en la parte norte, los valles se encuentran a unos 3.500 m s.n.m., 800 m por debajo de la superficie Las Pintadas (Figura 3.3a).

Mientras que en la zona sur, los valles que se encuentra a poco más de 2.500 m s.n.m, están muy incididos y presentan profundidad de hasta 1.600 m, en relación a la Superficie Las Pintadas (Figura 3.3c). En la cuenca de la Quebrada La Tatora se identificó un paleovalle que fue denominado como Superficie La Tatora. En esta cuenca también existe una diferencia de altura desde norte a sur. En la zona norte, el fondo de valle se encuentra a una altura cercana a los 2.500 m s.n.m, 500 m bajo la superficie. Mientras que hacia el sur, la red de drenaje se encuentra a unos 1.500 m s.n.m, 1.000 m bajo la superficie (Figura 3.3).

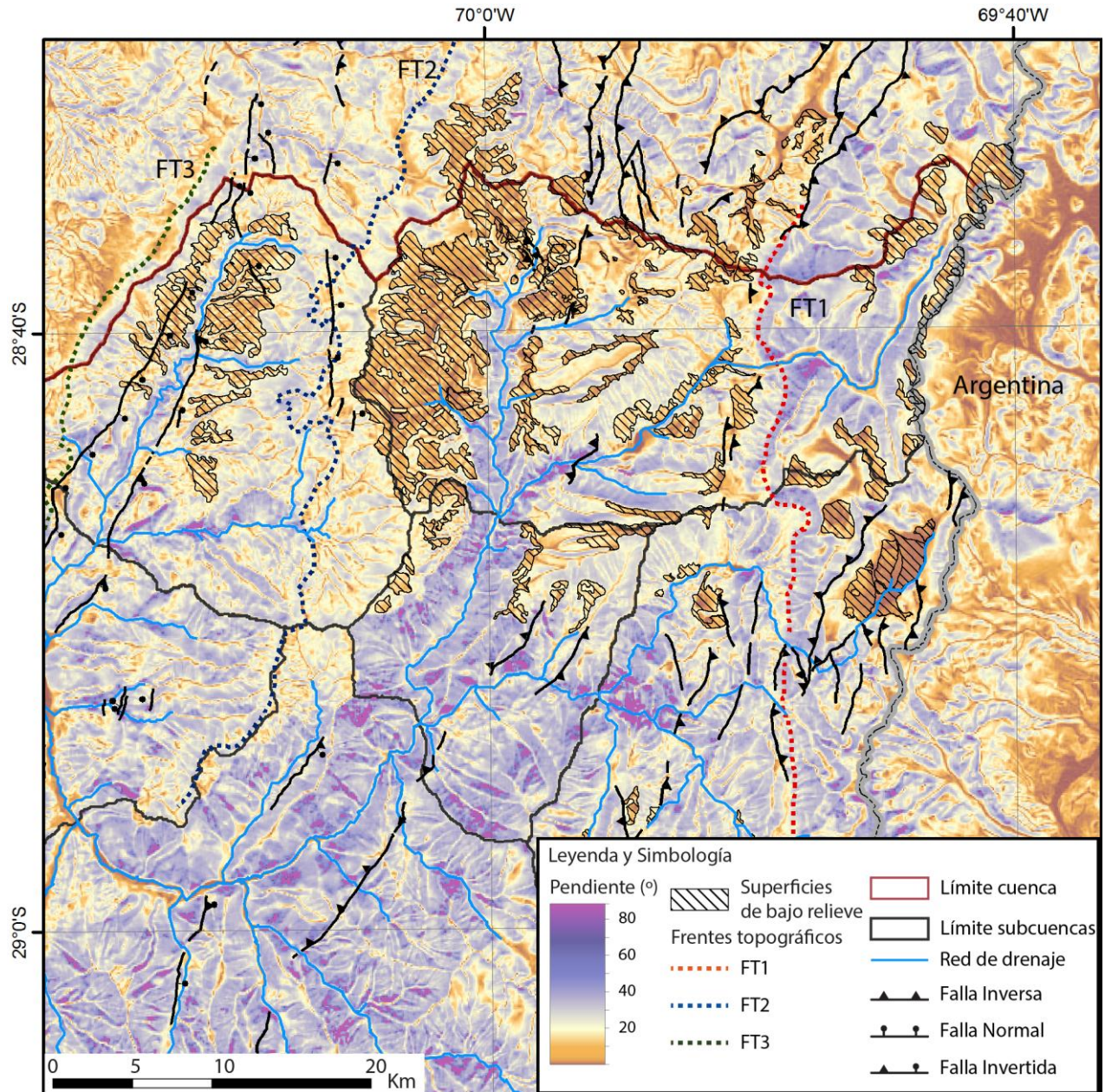


Figura 3.1: Mapa de pendientes de la zona de estudio con resolución de 90 m. En línea segmentada se incluye los distintos frentes topográficos identificados en la zona de estudio. Además se incluye la red de drenaje, el límite de las cuencas y las principales fallas de la zona.

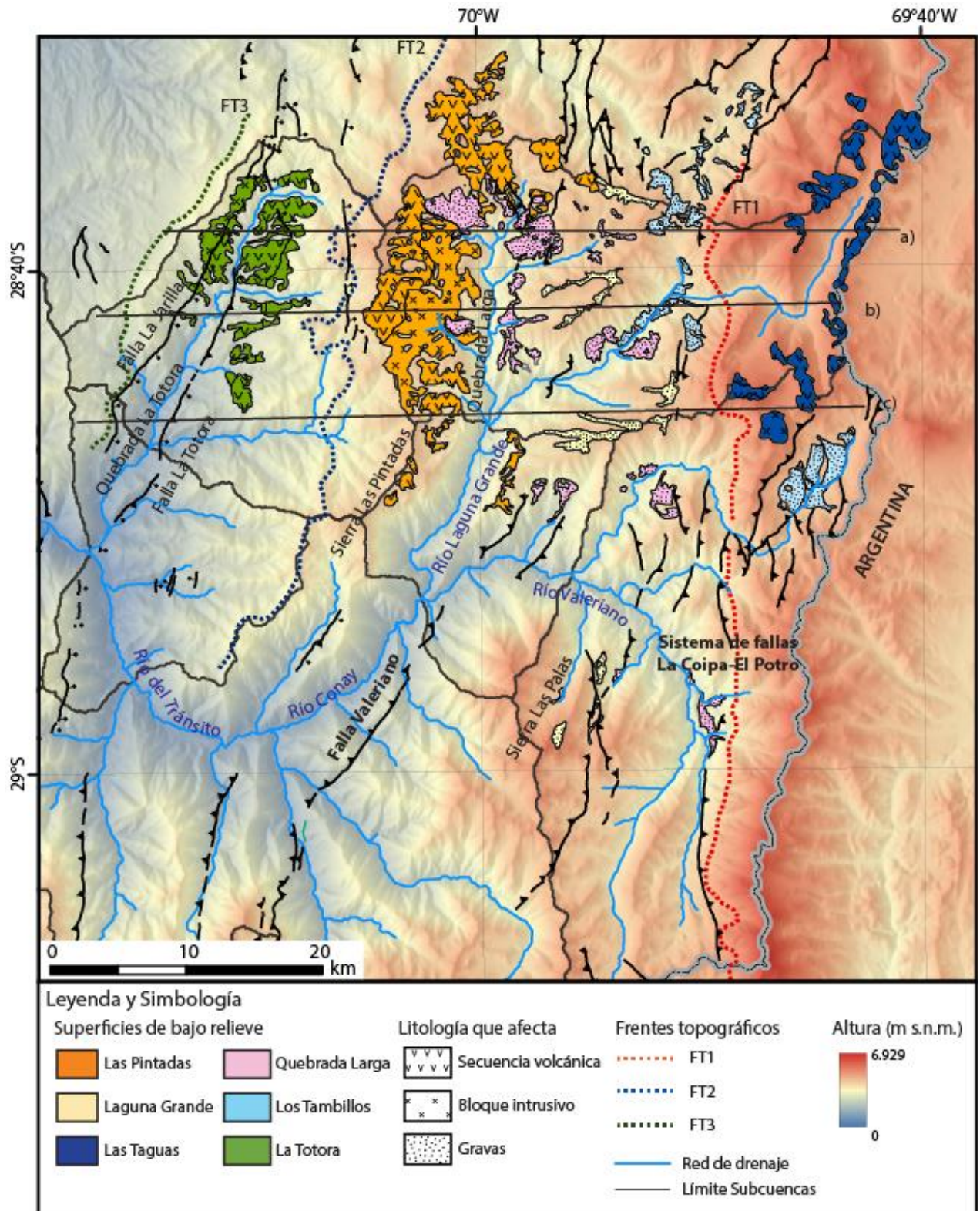


Figura 3.2: Mapeo geomorfológico del curso alto de la cuenca del Río Huasco. Se incluyen los relictos de pedimentos, paleovalles, las litologías sobre las cuales están labradas, y los frentes topográficos. En la figura se indican las trazas de tres perfiles que se presentan en la Figura 3.3. El recuadro rojo indica la ubicación de fotografía que se presenta en la Figura 3.7.

Se identificaron tres frentes topográficos, FT1, FT2 y FT3 (Figura 3.2). FT1 coincide con la traza del Sistema de Falla La Coipa-El Potro, de vergencia al oeste, que determina un salto de 1.000 m de la Superficie Las Taguas, con respecto a la Superficie Laguna Grande. El FT2 separa a la Superficie Las Pintadas, al este, de la Superficie La Tatora, ubicada al oeste. El FT3, en cambio, se encuentra al oeste de la Superficie La Tatora y es paralelo a la traza NE-SW de la Falla La Jarilla (Figura 3.2).

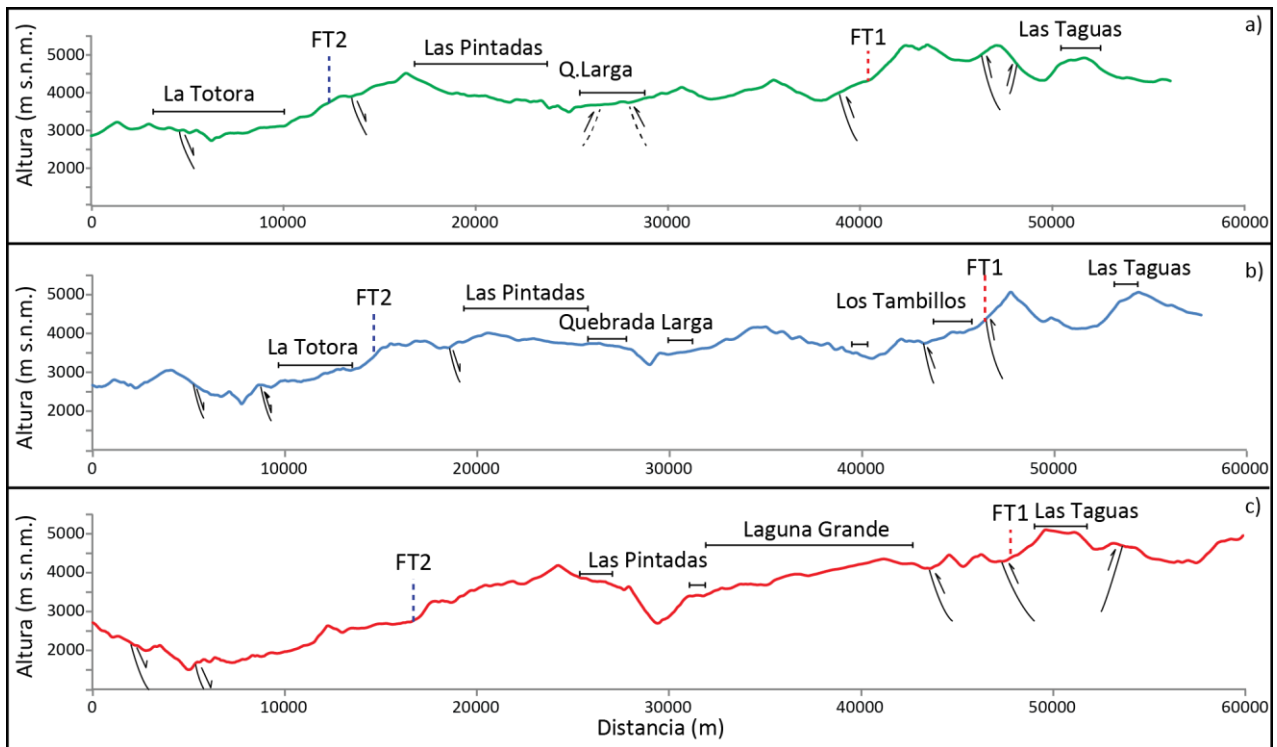


Figura 3.3: Perfiles topográficos extraídos desde modelos de elevación digital de 90 m de resolución donde se muestran las superficies de bajo relieve, los frentes topográficos y las fallas de la zona de estudio. Las trazas de los perfiles se indican en la Figura 3.2.

A continuación se presenta la descripción de cada superficie por separado. En el Anexo A.1 se presentan sus histogramas de elevación y pendiente.

3.1.1. Superficie Las Pintadas

En el segmento norte de la Sierra Las Pintadas (Figura 3.2), en la Cordillera Frontal Central, se aprecia una superficie de bajo relieve con pendiente promedio de 12° y altitudes que varían entre 3,3 y 4,5 km s.n.m., con un promedio de 4 km s.n.m (Figura 3.4). Los fondos de valles actuales se disponen a 1,6 km de profundidad respecto a esta superficie en su límite sur, disminuyendo hacia el norte hasta una profundidad de solo 0,8 km cerca de la cabecera de los valles.

Hacia el este la superficie es solapada por la agradación de las sucesiones de gravas correspondientes a las Gravas del Cerro del Burro (Figura 2.2). La interpolación del contacto entre las gravas y el basamento subyacente indica que esta correspondería a una superficie de bajo relieve con mayor altura en la zona norte, y un manto de 5° , principalmente hacia el sur y hacia el este (Figura 3.5; Rossel, 2014). Esta superficie cubierta se encuentra entre 0,2 y 0,6 km

sobre los fondos de valle. Al este del depósito de gravas, la extensión de la Superficie Las Pintadas es indeterminada debido a que en esta zona se encuentra interrumpida por Sistema de Falla La Coipa-El Potro.

Esta superficie, denominada Superficie Las Pintadas, es de carácter erosiva y se generó sobre rocas intrusivas y volcánicas con rangos de edad que varían entre el Pérmico y el Mioceno. Las sucesiones volcánicas poseen una edad de 21 Ma (Formación Escabroso; Salazar y Coloma, aceptado). Estos antecedentes, junto con la edad estimada de actividad de la Falla Valeriano (Mpodozis y Gardeweg, 2008; Salazar y Coloma, aceptado), restringen una edad de formación de esta superficie entre los 44 y 21 Ma.

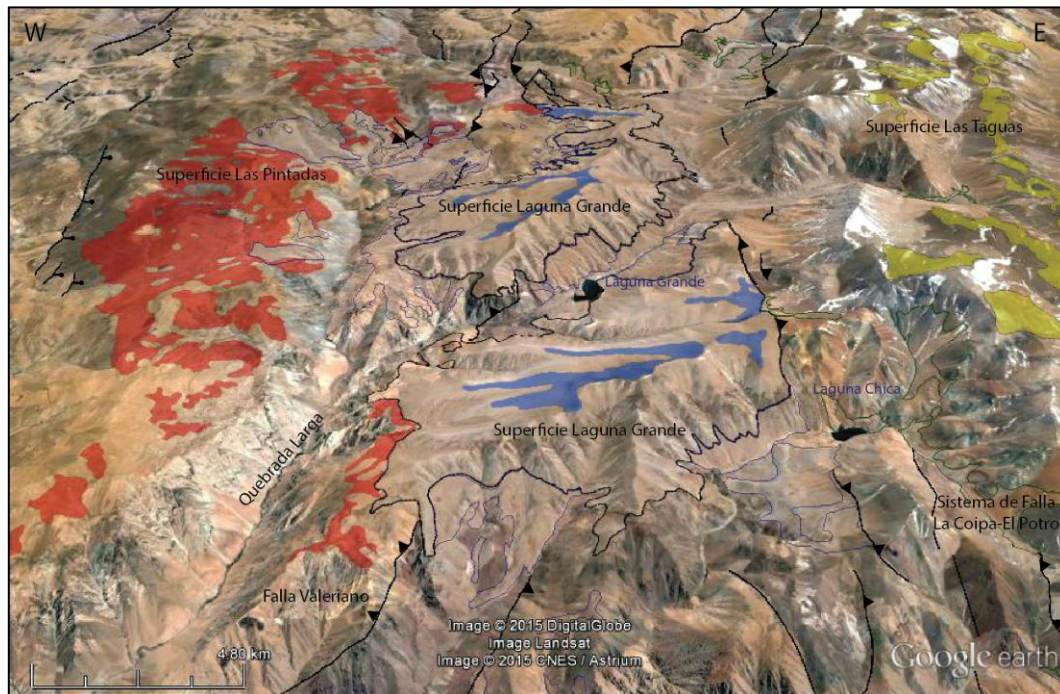


Figura 3.4: Imagen extraída de Google Earth donde se aprecia interrupción de la superficie Las Pintadas (línea azul). Línea gris rodea la sucesión de gravas miocenas, que cubre la superficie.

3.1.2. Superficie Laguna Grande

Como se mencionó anteriormente, al este de la Superficie Las Pintadas existe un depósito de gravas, agrupadas como las Gravas de Cerro del Burro (Figura 2.2), sobre la cual existen tres superficies de bajo relieve a distintas alturas. La superficie localizada a mayor altura corresponde a la Superficie Laguna Grande, que se encuentra mejor preservada en los interfluvios entre la Laguna Grande y la Laguna Chica (Figura 3.4 y 3.6). Esta corresponde a una superficie agradacional ubicada entre 3,6 y 4,4 km s.n.m., con un promedio de 4,1 km s.n.m, entre 1 y 1,4 km sobre los valles actuales. Su pendiente promedio es de 14°.

Hacia el este, el salto de altitud dado por el Frente Topográfico 1, limita esta superficie y la diferencia de la Superficie Las Taguas (Figura 3.2). Según las edades obtenidas para esta secuencia sedimentaria (Salazar y Coloma, aceptado) esta superficie se habría formado después de los 21,4±0,43 Ma. Ma, a partir de la datación U-Pb en una toba vítrica riolítica que yace bajo las gravas.

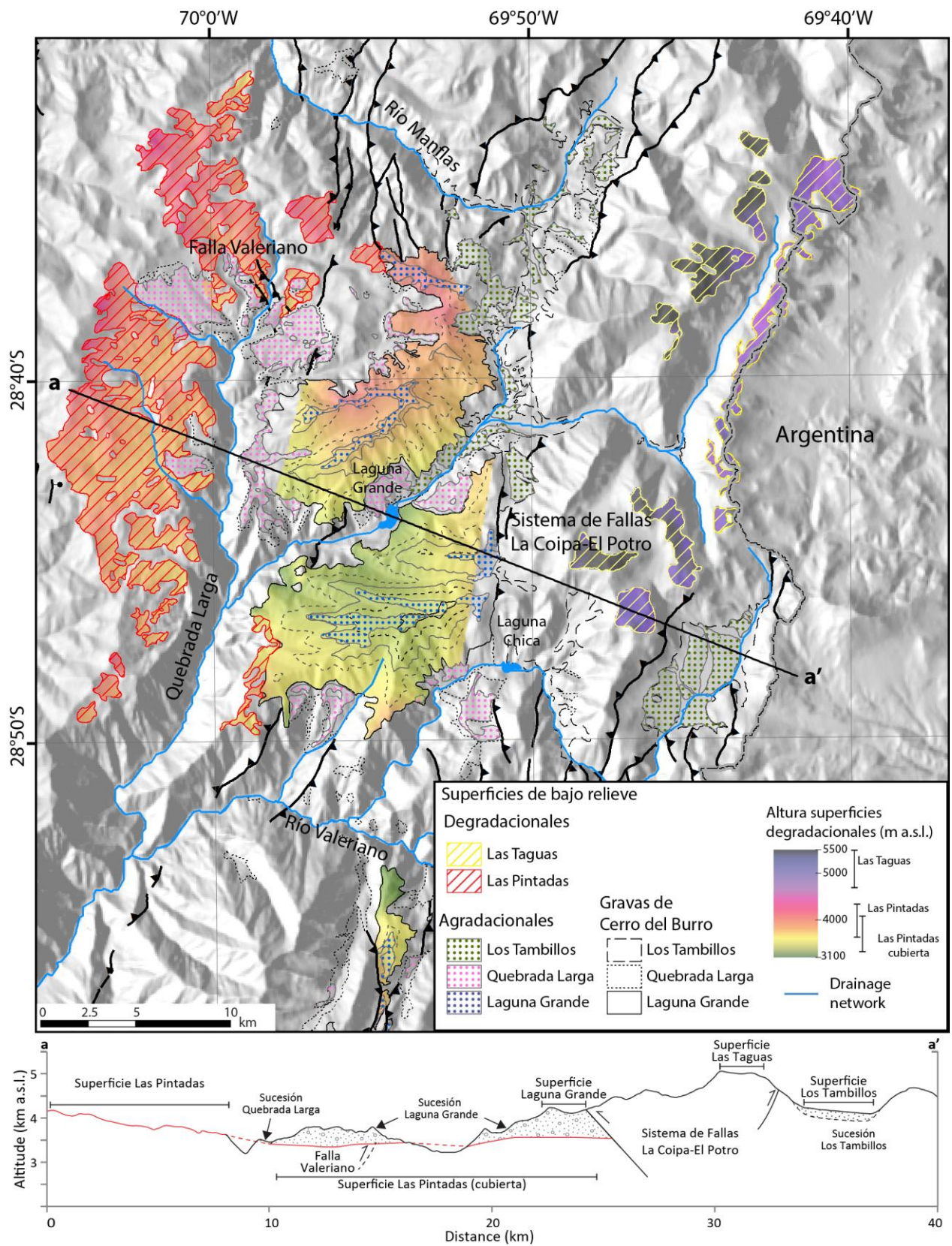


Figura 3.5: Imagen donde se aprecia continuidad entre la superficie Las Pintadas y la superficie cubierta por la sucesión de gravas miocenas que fue interpolada por Rossel (2014). Utilizando el contorno de la Superficie Las Pintadas se enmascaró parte del MNE, para indicar la altura de la superficie.

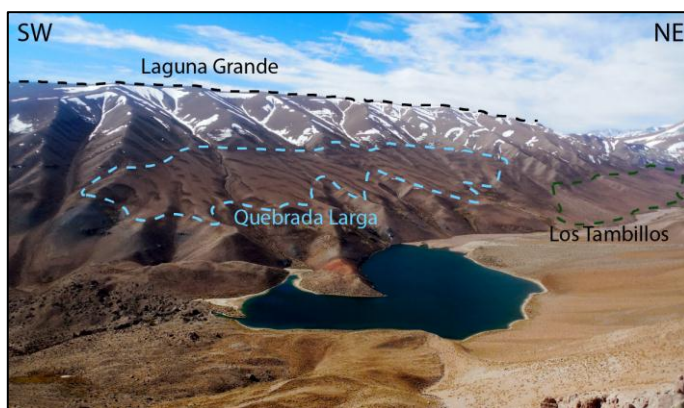


Figura 3.6: Fotografía donde se aprecian la Superficie Laguna Grande (en negro), la Superficie Quebrada Larga (celeste), mientras que en verde se muestra la superficie Los Tambillos.

3.1.3. Superficie Las Taguas

En la zona de estudio se aprecian relictos de una superficie de bajo relieve con pendientes promedio de 13° , a altitudes entre los 4,9 y los 5,4 km s.n.m, con un promedio de 5,2 m s.n.m (Figura 3.2). Esta superficie se encuentra entre 1,7 y 2,2 km sobre los fondos de valles actuales, entre 0.9 y 1.5 km respecto a la Superficie Las Pintadas y 1 km sobre la Superficie Laguna Grande, representando un salto de altitud asociado al Frente Topográfico 1 (Figura 3.7). Este frente se orienta aproximadamente N-S, coincidiendo con la traza de algunas de las fallas con vergencia al oeste del Sistema de Fallas La Coipa-El Potro (Figura 3.2).

De manera similar a la Superficie Las Pintadas, la Superficie Las Taguas fue labrada sobre rocas Permo-Triásicas y sobre secuencias volcánicas miocenas, aunque a diferencia de ella, la Superficie Las Taguas no posee una cobertura de gravas, sino de lavas. Por otro lado, la interpolación del contacto entre las gravas y el sustrato sugieren que la Superficie Las Pintadas se extendía hacia el este (Figura 3.5), antes de ser afectada por el Sistema de Fallas La Coipa-El Potro, lo que sugiere que la Superficie Las Taguas correspondería a la extensión hacia el este de la Superficie Las Pintadas, que fue dislocada y alzada antes de la depositación de las gravas.

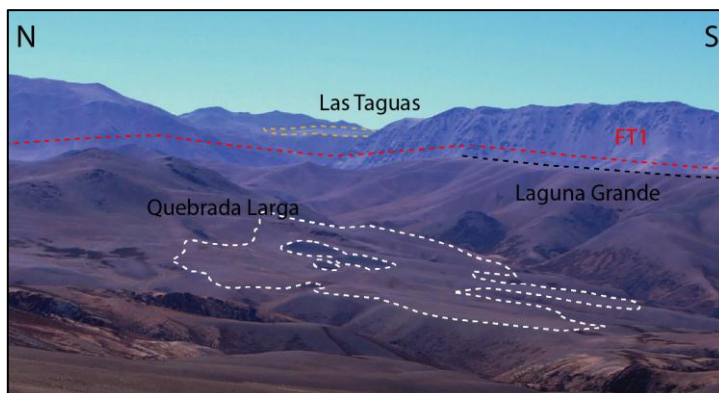


Figura 3.7: Fotografía, cuya ubicación se muestra en la Figura 3.2, donde se aprecia las superficies Las Taguas (línea punteada amarilla), Laguna Grande (línea punteada negra) y Quebrada Larga (línea punteada blanca); FT1 indica ubicación aproximada de Frente Topográfico 1.

3.1.4. Superficie Quebrada Larga

A lo largo de la Quebrada Larga (Figura 3.2) a decenas de metros bajo la superficie Las Pintadas y Laguna Grande se aprecia una superficie de bajo relieve que formaron terrazas definiendo la Superficie Quebrada Larga (Figura 3.8).

Esta Superficie se desarrolla alrededor de la Superficie Laguna Grande, siguiendo la orientación de los valles actuales, indicando que esta superficie corresponde a un paleovalle ubicado entre los 3,5 y 4,1 km s.n.m., que en general disminuyen hacia el sur, con un promedio de 3,7 km s.n.m y una pendiente promedio de 11°. Esta superficie se encuentra encajada entre 400 y 600 m en la Superficie Laguna Grande, unos 400 m sobre los valles actuales.

La superficie se encuentra en parte cubierta con gravas re trabajadas cuyos depósitos localizados en el Cajón del Encierro, poseen algunas intercalaciones de toba cerca de su base, de 12.6 ± 0.9 Ma (Ortiz y Merino, 2016), lo que proporciona una edad mínima para la depositación de la Sucesión Laguna Grande, y una edad máxima para la incisión y desarrollo de la Superficie Quebrada Larga.

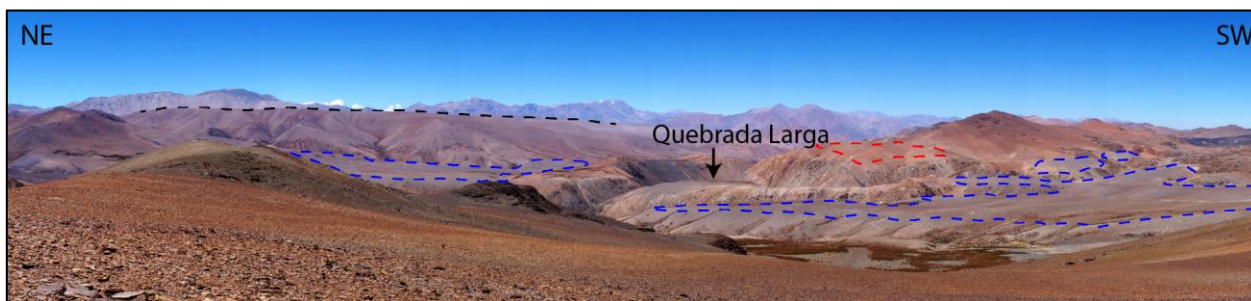


Figura 3.8: Fotografía panorámica donde se indica la Superficie Laguna Grande (negro), la Superficie Quebrada Larga (azul) y Superficie Las Pintadas (rojo).

3.1.5. Superficie Los Tambillos

Aguas arriba de los valles, la Superficie Quebrada Larga progresivamente desaparece. En cambio, se aprecia una superficie desarrollada sobre gravas re trabajadas, a una menor altura relativa a los valles que la Superficie Quebrada Larga. Esta superficie también corresponde a un paleovalle y fue denominada Superficie Los Tambillos (Figura 3.2), que se aprecia principalmente a lo largo del escarpe del Sistema de Falla La Coipa-El Potro.

La altura de esta superficie varía entre los 3,8 y 4,1 km s.n.m., con un promedio de 3,7 km s.n.m, y una pendiente promedio de 14°. Esta superficie se encuentra unos 800 m encajado en la Superficie Laguna Grande, unos 100 metros sobre los valles actuales correlacionándose en algunos sectores con terrazas fluviales de los ríos (Figura 3.6).

3.1.6. Superficie La Totorá

En la Cordillera Fontal Central se identificó la Superficie La Totorá, que se extiende a lo largo de la Quebrada la Totorá (Figura 3.2). Esta superficie corresponde a un paleovalle se ubica entre los 2,6 y los 3,2 km s.n.m., con un promedio de 3 km s.n.m y con una pendiente promedio

de 14°. Cerca de la cabecera de la quebrada, esta superficie se encuentra a unos 400 m sobre el valle ubicado a 2,9 km s.n.m, mientras que en la zona sur se encuentra unos 1.000 m sobre el valle, ubicado a unos 1,9 km s.n.m. Esta superficie está labrada sobre rocas volcánicas e intrusivas del Permo-Triásico. En el extremo norte de esta superficie se observó un depósito de gravas de 100 m, que han sido atribuidas a las Gravas de Cerro del Burro (Salazar et al., 2013).

Este paleovalle está limitado al este por el Frente Topográfico 2, que marca una incisión de 1000 m con respecto a la Superficie Las Pintadas, lo que indica que esta superficie corresponde a un paleovalle local. Hacia el oeste lo limita el Frente Topográfico 3 que determina un salto de altitud de 200 m respecto a una superficie de bajo relieve reconocida en la Cordillera Frontal Occidental (Superficie La Silla, Rodríguez et al., 2014; Pinochet, 2013). Superficies similares es posible observar en otros grandes tributarios del Río Huasco, como la Quebrada de Pinte.

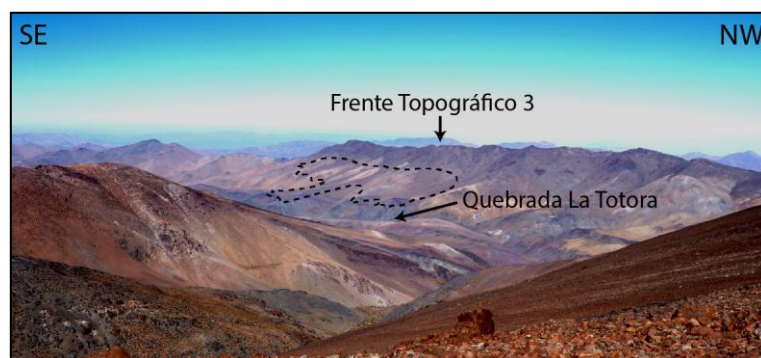


Figura 3.9: Vista a la Quebrada la Tatora, donde se aprecia la Superficie La Tatora labrada al oeste de la quebrada.

3.2. Análisis de *thalwegs* del curso alto de la cuenca del Río Huasco

En esta sección se analizan las perturbaciones de los perfiles de *thalweg* (*knickpoints*), que determinan zonas donde varían su habitual forma cóncava, y las variaciones de índices de concavidad y empinamiento. La concavidad y empinamiento de un *thalweg* varía con la eficiencia erosiva, ya sea por cambios del caudal del flujo, cambios en la resistencia del sustrato, presencia de un manto de detritos protector y variaciones en la tasa de alzamiento entre segmentos (Kirby y Whipple, 2001; Kirby et al., 2003; Whipple, 2004). El empinamiento también puede estar en función de la tasa de alzamiento regional, que generan caídas del nivel base o el retroceso de escarpes que se propagan desde aguas abajo (Snyder et al., 2000; Wobus et al., 2006b). De esta manera estos rasgos morfométricos sirven de diagnóstico para conocer el estado de madurez de los *thalweg*, reflejando variaciones espaciales o temporales en la tasa de alzamiento, variaciones entre incisión y agradación o diferencias de resistencia de las rocas expuestas a lo largo del perfil (Wobus et al., 2006a).

En un primer apartado se describen las metodologías aplicadas para realizar los análisis, y luego se presentan los rasgos morfométricos de los *thalweg* que conforman el curso alto de la cuenca del Río Huasco. En el Anexo A.A.2 se incluye un marco teórico, de la metodología aplicada, incluyendo la definición de *thalweg*, el concepto de *knickpoint*, la descripción del modelo de incisión fluvial para lechos fluviales rocosos y se describen los diferentes tipos de *thalweg* de acuerdo a su concavidad y empinamiento.

3.2.1. Construcción de perfiles de *thalweg*

Se construyeron dos tipos de perfiles para realizar los análisis morfométricos: perfiles donde se analiza la variación de altitudes del *thalweg* respecto a la distancia; y perfiles donde se evalúa la variación del área drenada en el *thalweg* respecto a la distancia. Ambos se desarrollaron a partir de un Modelo Numérico de Elevación (MNE) de 90 m x 90 m de tamaño de pixel.

Como primer paso fue necesario extraer la red de drenaje de la zona de estudio utilizando la herramienta *Hydrology* del *software* ArcGis, que se basa en la modelización de una imagen *raster* que representa la acumulación del flujo en cada pixel (Figura 3.10A), es decir, una imagen que contiene la información del número de celdas aguas arriba que vierten sobre las que están aguas abajo. Luego se clasificaron las celdas con acumulación de flujo superior a un valor umbral de 200 pixeles para discriminar los *thalweg* del resto de la cuenca. Como resultado se obtuvo una red de drenaje que contiene a los *thalweg* que son drenados por un área superior a 200 pixeles, que dada la resolución del MNE equivale a 1,62 km². Los *thalweg* de la red de drenaje se jerarquizaron utilizando el método de Strahler (1957; Figura 3.10B). Este método asigna un orden de 1 a todos los tributarios sin afluentes. La intersección de dos *thalwegs* de orden 1 genera uno de orden 2, y así sucesivamente. Por otro lado, la intersección de dos vínculos de distintos órdenes no provoca un aumento en el orden.

La información obtenida en los pasos anteriores fue vectorizada en polilíneas (Figura 3.10C) y se dividieron en vectores para evaluarlos individualmente (Figura 3.10D). Los vectores se importaron al *software* ENVI, donde se superpusieron al MNE para extraer los valores de altitud y generar los perfiles donde se analizaron la variaciones de altitudes del *thalweg* respecto a la distancia, y sobre la imagen de la acumulación del flujo para construir los perfiles longitudinales donde se analiza la variación del área drenada en el *thalweg* respecto a la distancia. Debido a que el MNE utilizado en este trabajo posee una resolución relativamente baja (90 m), la red de drenaje obtenida puede contener ciertos errores en la traza de los *thalweg*, la que no siempre sigue con exactitud el fondo de los valles, sino que en algunas ocasiones incorpora información de las laderas aumentando las alturas de los perfiles de elevación y alterando los valores de área drenada cada vez que se considera información de ellas. Para corregir estos valores se realizó un postprocesamiento basado en que los perfiles siempre disminuyan su altitud y aumenten su área drenada desde la cabecera hasta la desembocadura (ver anexo A.A.3.2). Los *thalweg* obtenidos fueron agrupados en dos subcuencas: La subcuenca norte representa al área que drena el Río Laguna Grande y sus tributarios (1, 2 y 3 en Figura 3.10); la subcuenca que drena el Río Valeriano y sus tributarios (4, 5 y 6 en Figura 3.10).

3.2.2. Obtención de índices de concavidad y empinamiento

Estudios empíricos de las pendientes de lecho roco revelan una relación entre la pendiente local del *thalweg* y el área drenada aguas arriba (Howard y Kerby, 1983), de la siguiente forma (más detalles sobre la obtención de esta relación se presenta en el Anexo A.A.2):

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (3.1)$$

Donde S es la pendiente local del canal, A es el área drenada, y k_s y θ son parámetros que describen el relativo empinamiento y concavidad del canal, respectivamente.

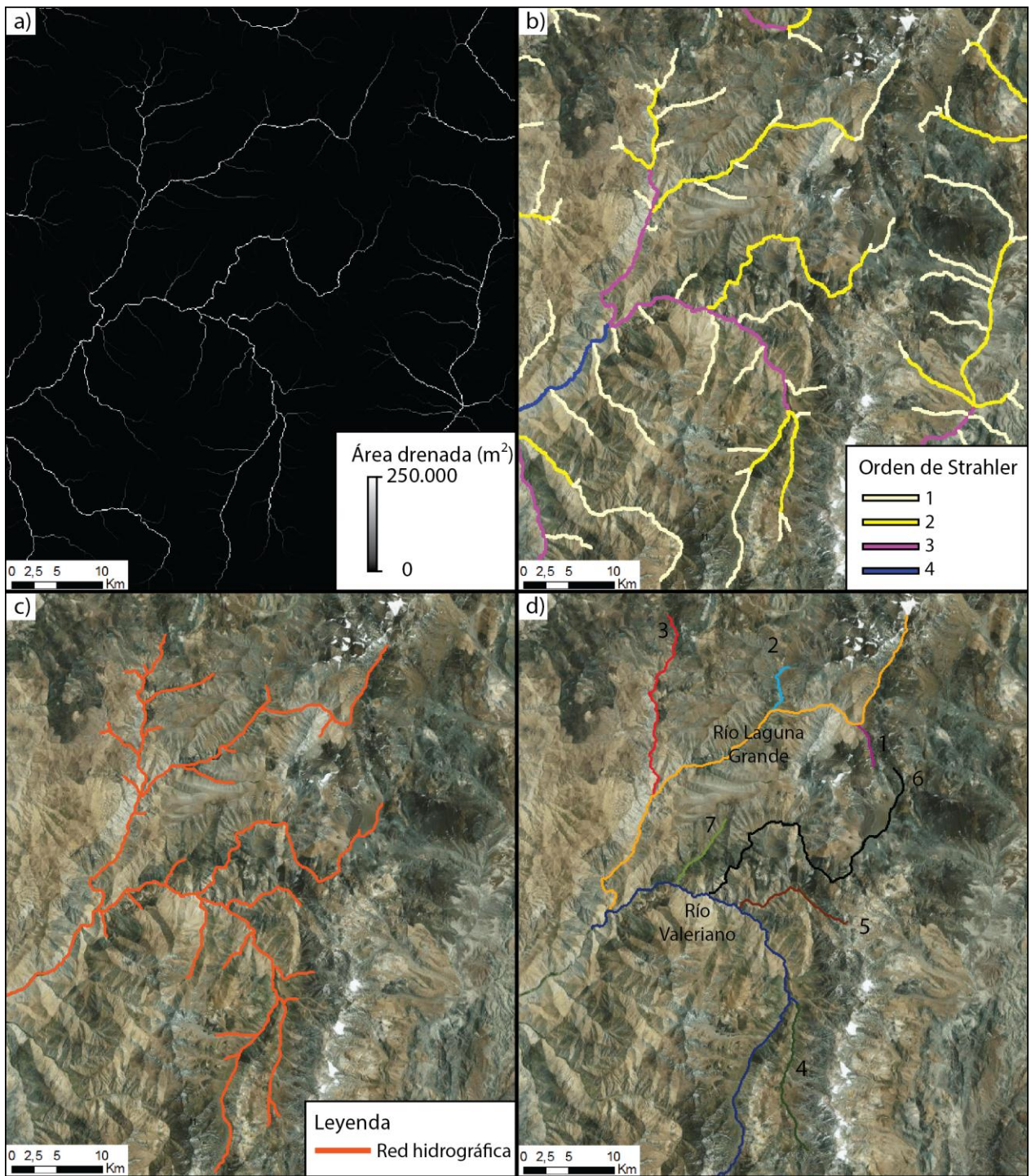


Figura 3.10: a) Imagen raster que muestra el área drenada por pixel; b) imagen raster que muestra la jerarquización de la red de drenaje según la clasificación de Strahler; c) *Thalwegs* principales vectorizados que conforman la red de drenaje del curso alto de la cuenca del Río Huasco; d) *Thalwegs* seleccionados para realizar el estudio.

Muchos *thalweg* poseen valores únicos para estos índices a lo largo del canal, sin embargo otros contienen segmentos múltiples, separados por *knickpoints*, que varían de acuerdo a los cambios de madurez del lecho. Debido a esto se deben aplicar una normalización de los

índices de empinamiento, de tal manera de obtener interpretaciones desde índices de empinamiento generales, que no estén tan fuertemente correlacionados con el índice de concavidad local (Duvall et al., 2004; Wobus et al., 2006a). La normalización del índice de empinamiento (k_{sn}) se realiza al ajustarlo de acuerdo a un índice de concavidad de referencia (θ_{ref} ; Snyder et al., 2000; Whipple, 2004; Duvall et al., 2004; Wobus et al., 2006a). En la práctica, θ_{ref} es considerado como un promedio regional de valores de θ observados en perfiles no perturbados, es decir, que no exhiben *knickpoints*, cambios en las tasas de alzamiento o en la resistencia de la roca (Wobus et al., 2006a). Los índices de concavidad de referencia, usualmente, poseen valores entre 0,35 y 0,65 (Snyder et al., 2000; Kirby y Whipple, 2001). En el Anexo A.A.2 (sección A.3.2.1) se detalla el procedimiento para obtener los valores de empinamiento normalizados.

Luego de normalizar los valores, tanto el índice de concavidad, como el de empinamiento, se pueden estimar fácilmente a partir de regresiones de las pendientes y del área drenada para cada segmento del *thalweg* (Snyder et al., 2000; Kirby et al., 2003; Wobus et al., 2006a).

3.2.3. Rasgos morfométricos de los thalweg

En esta sección se presentan los perfiles de *thalweg* con la identificación de *knickpoints* y los gráficos logarítmicos de pendiente y área drenada de los cuales se obtuvieron índices de concavidad y empinamiento. Se identificaron índices de concavidades bajas (0 - 0,4), moderadas (0,4 - 0,7), altas (0,7 - 1,0) y extremas (negativas o >1) e índices de empinamiento bajos (<5), moderados (5-10) y extremos (>10). Estos valores se resumen en la Figura 3.11 y la Tabla 3.2.

3.2.3.1. Subcuenca del Río Laguna Grande

El *thalweg* del Río Laguna Grande nace en la alta cordillera, cerca del límite internacional entre Chile y Argentina (Figura 3.11) y captura las aguas de tres tributarios principales (1, 2 y 3). A lo largo del *thalweg* principal se aprecian cuatro *knickpoints*, que dividen al cauce en cinco segmentos (Figura 3.12). Desde aguas arriba estos segmentos son:

Segmento 1: El primer segmento se extiende 12,5 km hasta el K.P.1 (S1, Figura 3.12), que coincide con la unión del **Tributario 1** que fluye desde el sur (Figura 3.11). Se interpreta que este KP es producto de la conjunción entre estos dos afluentes y el consecuente aumento de la capacidad erosiva aguas abajo por el aumento del caudal (Tabla 3.1).

Segmento 2: Se extiende 17,4 km hasta el K.P.2 (S2, Figura 3.12), que coincide con un cambio desde un lecho aluvial a un lecho rocoso aguas abajo. La presencia del lecho aluvial se debería a la cobertura de gravas retrabajadas de las Gravas del Cerro el Burro. Esto estaría en relación con la presencia de una remoción en masa de los depósitos miocenos en el sector de la Laguna Grande. En este segmento confluye el **Tributario 2** (Figura 3.11).

Segmento 3: Este segmento se extiende 11,6 km hasta el *knickpoint* K.P.3, cuya posición coincide con la confluencia del Tributario 3 (S3, Figura 3.11 y 3.12), por lo que su origen estaría asociado al aumento de la capacidad erosiva aguas abajo de la confluencia (Tabla 3.1). Este segmento muestra un índice de concavidad extrema de -0,1203 y un índice de empinamiento moderado de 6,4318. Ambos valores contrastan con los aquellos más bajos calculados inmediatamente aguas arriba del *knickpoint* K.P.2 que los separa de los segmentos 1 y 2.

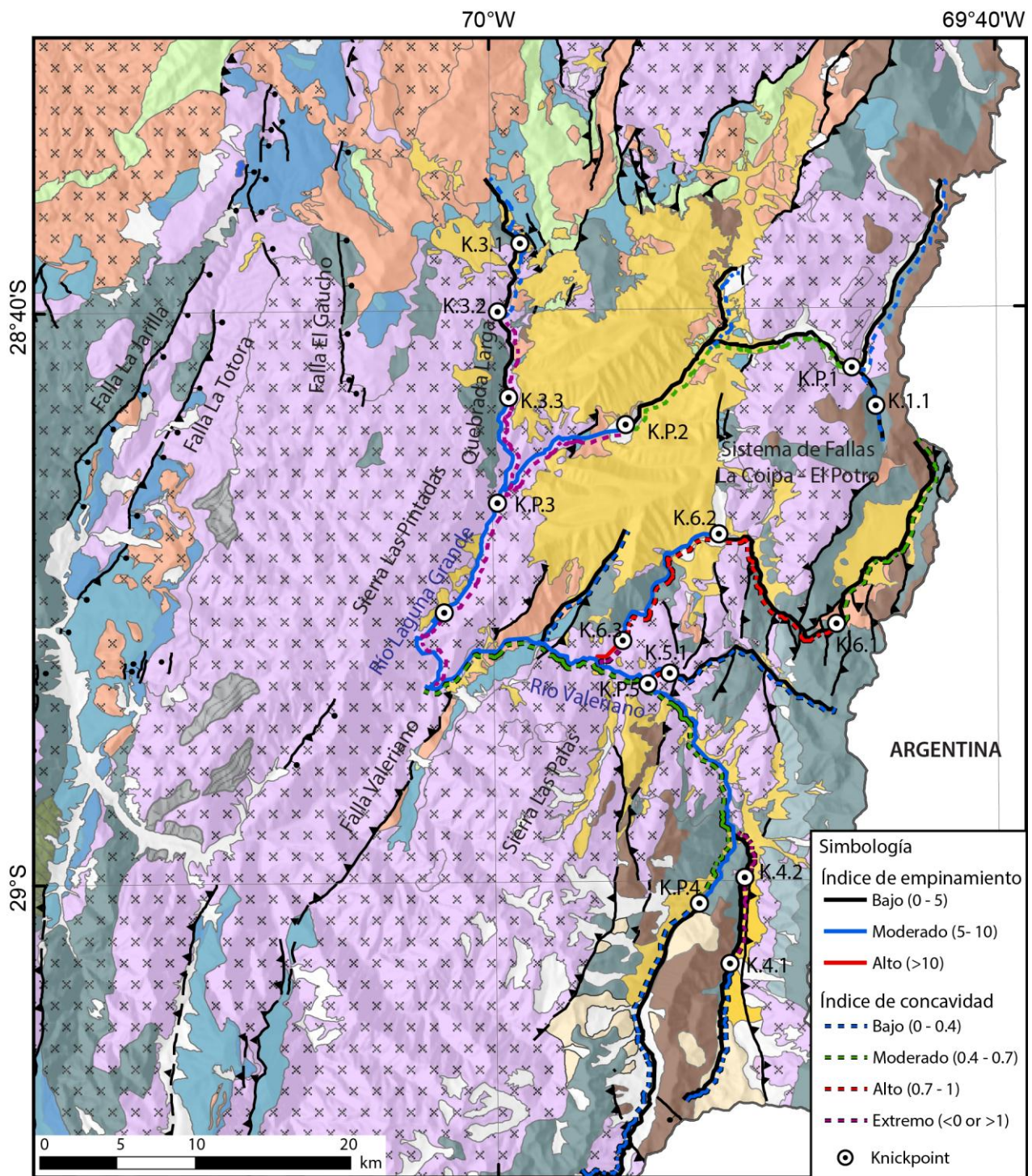


Figura 3.11: Mapa Geológico alrededor del curso alto de la Cuenca del Huasco, donde se indican los *knickpoints* identificados y donde se expresan los valores de concavidad (θ), de acuerdo a la clasificación de Whipple (2004) y de empinamiento normalizado (k_{sn}). La imagen de fondo corresponde al mapa modificado de Moscoso et al. (2010) y Salazar et al. (2013). Ver leyenda y simbología en la Figura 2.2.

Segmento 4: Este segmento se extiende 8,3 km hasta el K.P.4 (S4; Figura 3.11 y 3.12). El K.P.4 no muestra relación con el aporte de algún canal tributario, ni con presencia de estructuras o cambios litológicos importantes (Figura 3.11 y 3.12). Por lo tanto, se interpreta que este KP corresponde a un rasgo transiente que podría deberse al retroceso de una perturbación erosiva producido por un cambio del nivel de base aguas abajo. El segmento 4 presenta un índice de

concauidad extremo de 1,2067. Por otro lado, este segmento presenta un índice de empinamiento moderado de 8,9626.

Segmento 5: Este segmento se extiende 8,8 km aguas abajo desde el K.P.4 antes de ser capturado por el Río Valeriano (S5; Figura 3.11 y 3.12). Este segmento presenta un índice de concauidad extremo de 1,3037 y un índice de empinamiento moderado de 7,3503 (Figura 3.12).

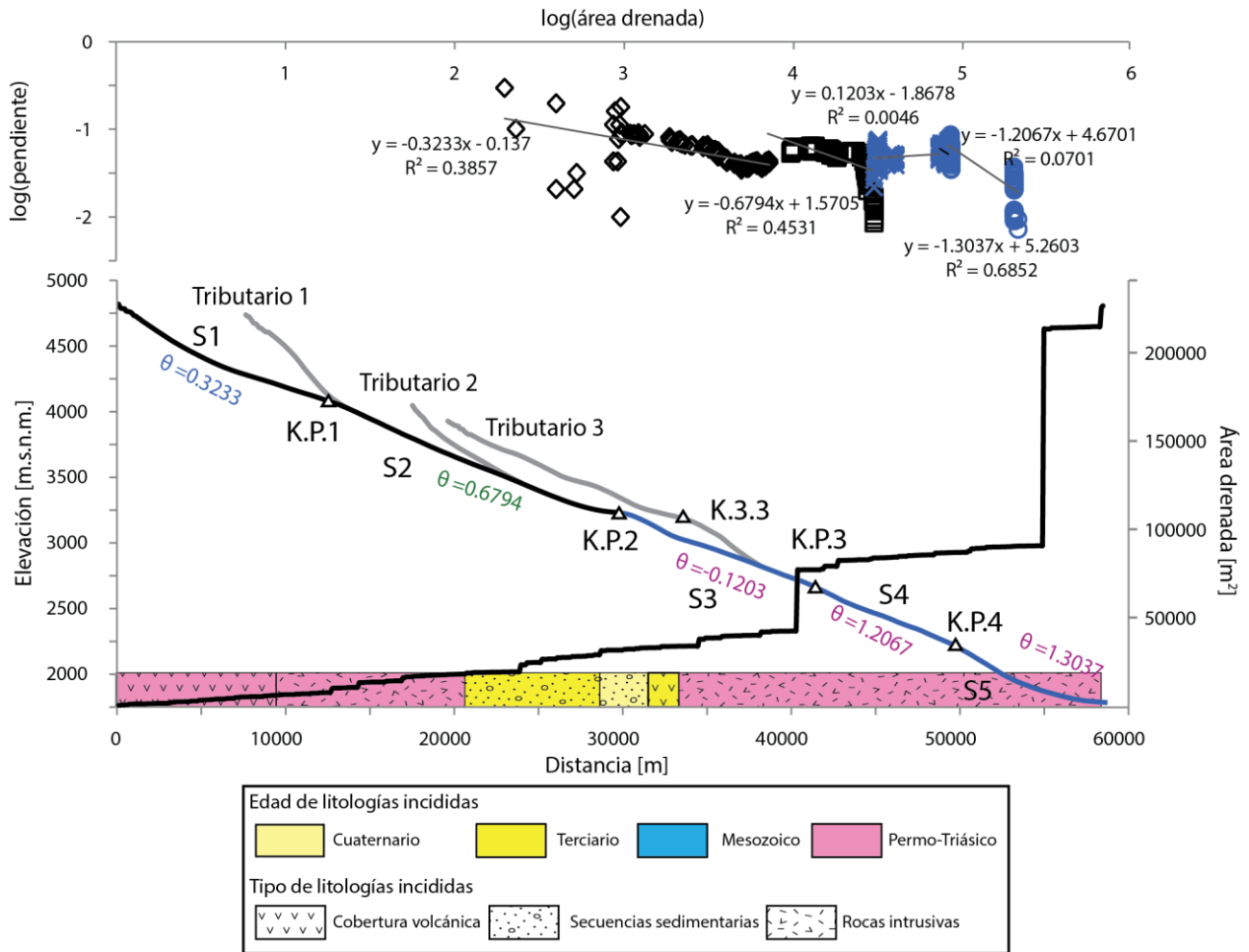


Figura 3.12: Morfometría del canal principal de la Subcuenca del Río Laguna Grande. Arriba: gráfico log (pendiente) vs log (área drenada); la línea negra indica la regresión lineal de los datos, se indica la ecuación de la recta. Abajo: perfil de *thalweg*; en la parte inferior se muestran las litologías incididas por el *thalweg*; S1-S5 indican número de segmento del *thalweg*. La ubicación de cada KP se indica en la Figura 3.11.

El **Tributario 1** presenta un *knickpoint* (K.1.1; Figura 3.13a), cuya posición no se correlaciona con un cambio litológico, confluencia de ríos, ni estructuras. En este segmento y en el Tributario 1 los índices de concauidad y empinamiento son bajos, variando entre 0,3233 y 0,0698 para la concauidad y entre 3,9101 y 1,4222 para el empinamiento (Tabla 3.2).

El **Tributario 2** se extiende sin presencia de *knickpoint* hacia el Cordón del Burro y está ajustado al lecho aluvial del *thalweg* del Río Laguna Grande (Figura 3.13a). Los índices de concauidad y empinamiento en este segmento y en el tributario son bajos, con valores de 0,6794-0,1771 y 4,1228-1,8873, respectivamente (Figura 3.12 y Figura 3.13).

El **Tributario 3** posee una dirección aproximadamente NS (Figura 3.11). En este tributario se aprecian tres *knickpoints*: K.3.1 y K.3.2 coinciden con el contacto por falla entre rocas volcánicas con rocas intrusivas del Complejo Plutónico Chollay (Figura 3.13), mientras que el *knickpoint* K.3.3 se ubica en una zona donde no se aprecian estructuras ni cambios litológicos (Figura 3.13), por lo tanto, se interpreta que este KP corresponde a un rasgo transiente que podría deberse al retroceso de una perturbación erosiva producido por un cambio del nivel de base aguas abajo. Los tres KP identificados en este tributario dividen el canal en cuatro segmentos: el primer y segundo segmento posee un índice de concavidad bajo de 0,0818 y 0,0420 respectivamente; el tercer segmento posee una concavidad alta de 0,7981; mientras que el cuarto segmento posee un valor extremo de -1.0736. Los índices de empinamiento de los segmentos del tributario 3 son variables: el primer segmento posee un valor bajo de 1,1329; el segundo, un valor alto de 65,0928, el tercero, un valor bajo de 3,6472; finalmente, el cuarto segmento posee un valor moderado de 8,7504.

Tabla 3.1: Tabla donde se presentan todos los *knickpoints* identificados y donde se indica la relación con los rasgos geológicos presentes en la zona de estudio. Los números de los *knickpoints* se aprecian en la Figura 3.11

| Tipo de KP | KP | Observaciones |
|-------------------------------|--------------|--|
| KP por confluencia | K.P.1 | Aporte Tributario 1; confluencia de dos canales de orden 2 |
| | K.P.3 | Aporte Tributario 3 (orden 4) al Canal Principal Norte (orden 3) |
| | K.P.6 | Aporte Tributario 5 al Río Valeriano |
| KP por litología | K.3.1 | Contacto por falla entre rocas volcánicas pérmicas con CPCh(mg) |
| | K.3.2 | Cambio de rocas volcánicas pérmicas a CPCh(mg) |
| | K.6.1 | Contacto entre rocas de Gravas de Cerro del Burro a rocas volcánicas pérmicas |
| | K.6.3 | Cambio de rocas volcánicas pérmicas a CPCh(mg) |
| KP por falla | K.6.2 | Falla Inversa del Sistema de Falla La Coipa-El Potro |
| | K.5.1 | Falla Inversa del Sistema de Falla La Coipa-El Potro pone en contacto CPCh (t) y CPCh (mg) |
| Perturbación erosiva | K.3.3 | Rasgo transiente |
| | K.P.2 | Rasgo transiente |
| | K.P.4 | Rasgo transiente |
| KP en Valles glaciales | K.1.1 | Cambio de procesos glaciales a fluviales |
| | K.4.1 | KP en valle glacial |
| | K.4.2 | Cambio de procesos glaciales a fluviales |
| | K.P.5 | Cambio de procesos glaciales a fluviales |

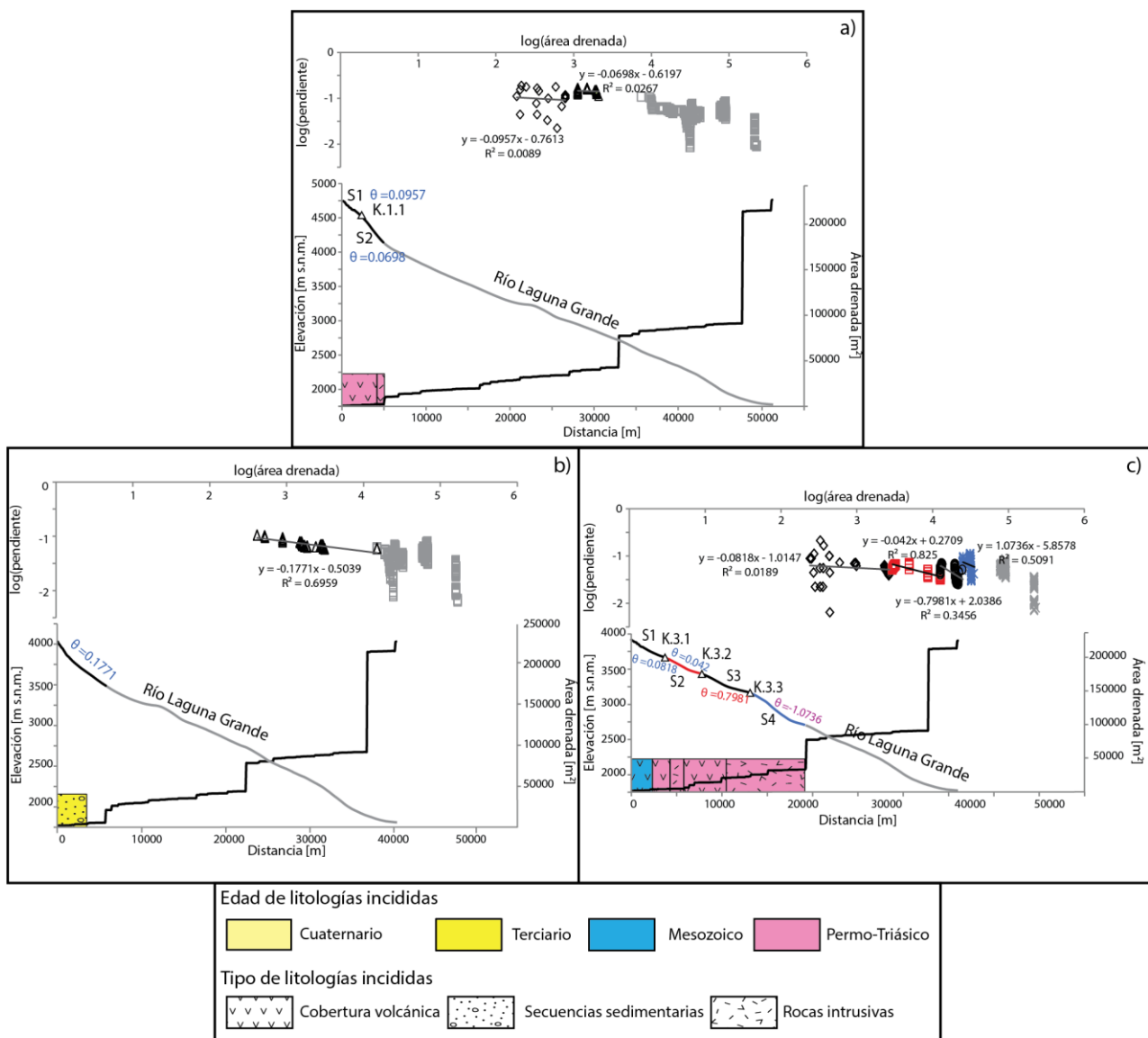


Figura 3.13: Morfometría de canales tributarios de la Subcuenca norte. Arriba: gráfico log (pendiente) vs log (área drenada); la línea negra indica la regresión lineal de los datos, se indica la ecuación de la recta. Abajo: perfil de *thalweg*; en la parte inferior se muestran las litologías incididas por el *thalweg*; S1-S4 indican número de segmento de cada *thalweg* individualmente. a) Tributario 1; b) Tributario 2; c) Tributario 3. La ubicación de cada KP se indica en la Figura 3.11.

3.2.3.2. Subcuenca del Río Valeriano

El *thalweg* principal de la Subcuenca del Río Valeriano nace en el Valle del Encierro, un valle glacial (Nasi et al., 1986; Zech et al., 2006; Aguilar, 2010) que fluye desde sur a norte (Figura 3.11.). Esta subcuenca captura las aguas de cuatro tributarios principales (4, 5, 6 y 7), hasta la conjunción con el Río Laguna Grande. En este *thalweg*, se aprecian dos *knickpoints* que dividen al cauce en tres segmentos.

Segmento 1: El primer segmento se extiende 15,7 km aguas abajo de la cabecera de la subcuenca hasta el K.P.5 (S1; Figura 3.11. y 3.15; Tabla 3.1), que se ubica en la posición de los frentes glaciales del Pleistoceno superior en el valle del Encierro (Zech et al., 2006; Aguilar et al., 2010). Por lo tanto, se interpreta que esta perturbación está relacionada a las morfologías

glaciales presentes. Este segmento posee bajos índices de concavidad y empinamiento, con valores de 0,1537 y 0,2929 respectivamente (Figura 3.14).

Segmento 2: Este segmento se extiende por 19,6 km desde el K.P.5 hasta el K.P.6, que coincide con la traza de una de las fallas del Sistema de Falla La Coipa-El Potro (Figura 3.11), aunque también coincide con el cambio en el sustrato del lecho desde una predominancia de gravas a rocas del Complejo Plutónico Chollay (Figura 3.11; Tabla 3.1). Este segmento posee una concavidad moderada de 0,5367 y un índice de empinamiento bajo de 4,7435 (Figura 3.14). En este segmento confluyen los **Tributarios 4 y 5**.

Segmento 3: Se extiende 21 km aguas abajo desde el K.P.6 hasta la confluencia con el Río Laguna Grande (S3; Figura 3.11.). Este segmento posee una concavidad baja de 0,3558 y un índice de empinamiento alto de 6,8172 (Figura 3.14). En el Segmento 3 confluyen los **Tributarios 6 y 7**.

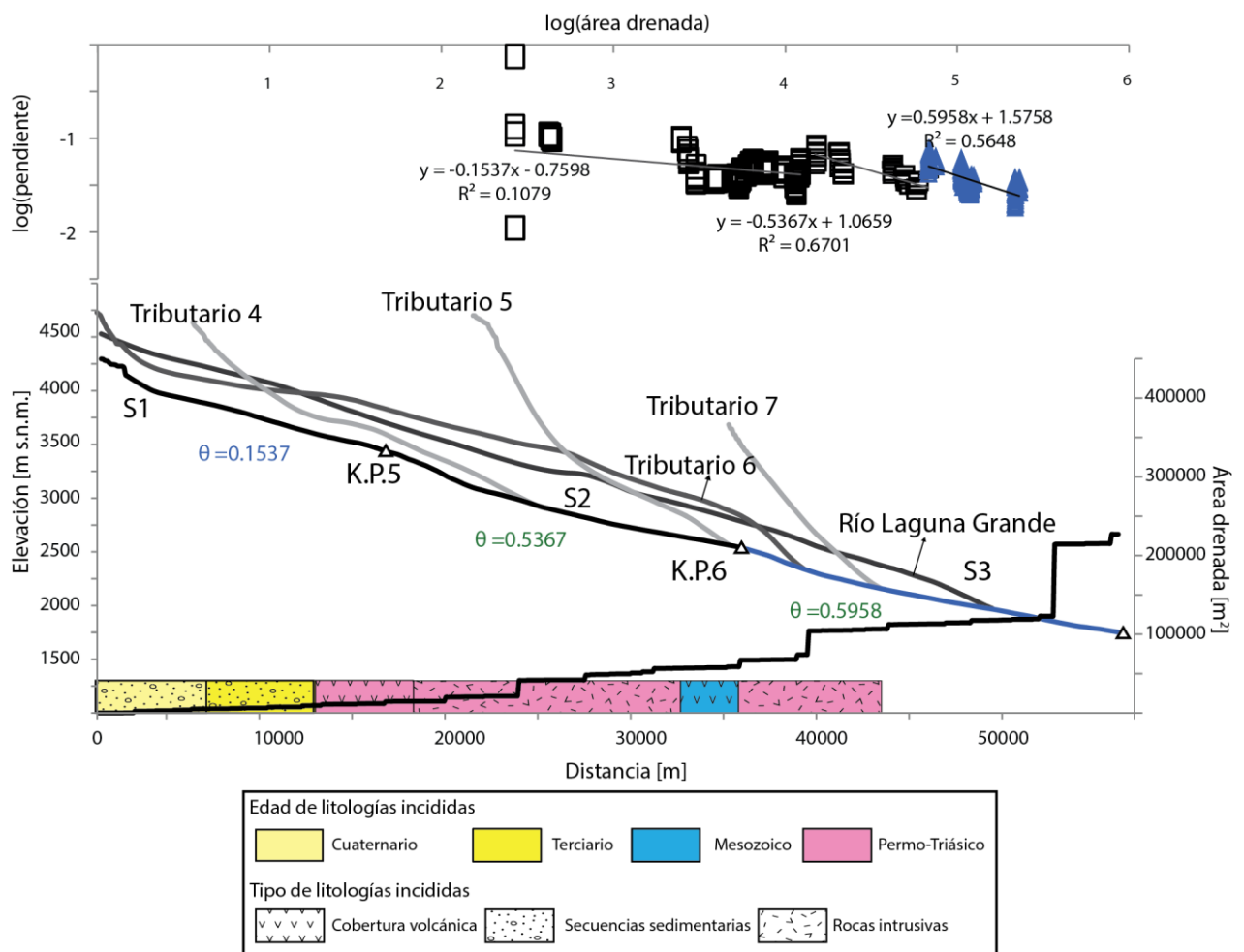


Figura 3.14: Morfometría del canal principal de la Subcuenca Sur. Arriba: gráfico log (pendiente) vs. Log (área drenada); la línea negra indica la regresión lineal de los datos, se indica la ecuación de la recta. Abajo: perfil de *thalweg*; en la parte inferior se muestran las litologías incididas por el *thalweg*; S1-S5 indican número de segmento del *thalweg*. La ubicación de cada KP se indica en la Figura 3.11.

El **Tributario 4** es un valle glacial que fluye desde el sur hacia el norte y que posee dos KP que dividen el cauce en tres segmentos (Figura 3.15). El K.4.1 no muestra relación con la

confluencia de otro canal ni con cambios litológicos, por lo que es posible que esté asociado a los procesos glaciales que dominaron el valle. El K.4.2 muestra relación con un aumento en el área drenada debido a la confluencia de un tributario. Los índices de concavidad de este tributario varían desde moderado, a extremo y a alto (0,4748, -0,9023, 0,8258 respectivamente). Los índices de empinamiento varían desde bajos a moderados (2,7175, 4,5555, 6,0724 respectivamente).

El **Tributario 5** posee un solo KP (K.5.1) que coincide con la traza de una de las fallas del Sistema de Falla La Coipa- El Potro (Figura 3.11), por lo tanto, se interpreta que esta perturbación está relacionada a la actividad de esta falla. Este *knickpoint* divide el canal en dos segmentos. El primero posee un índice de concavidad bajo de 0,3084, mientras que el segundo posee una concavidad extrema de -0,5675. El primer segmento de este canal posee un índice de empinamiento bajo de 3,5467; mientras que el segundo, posee un valor moderado de 6,4166.

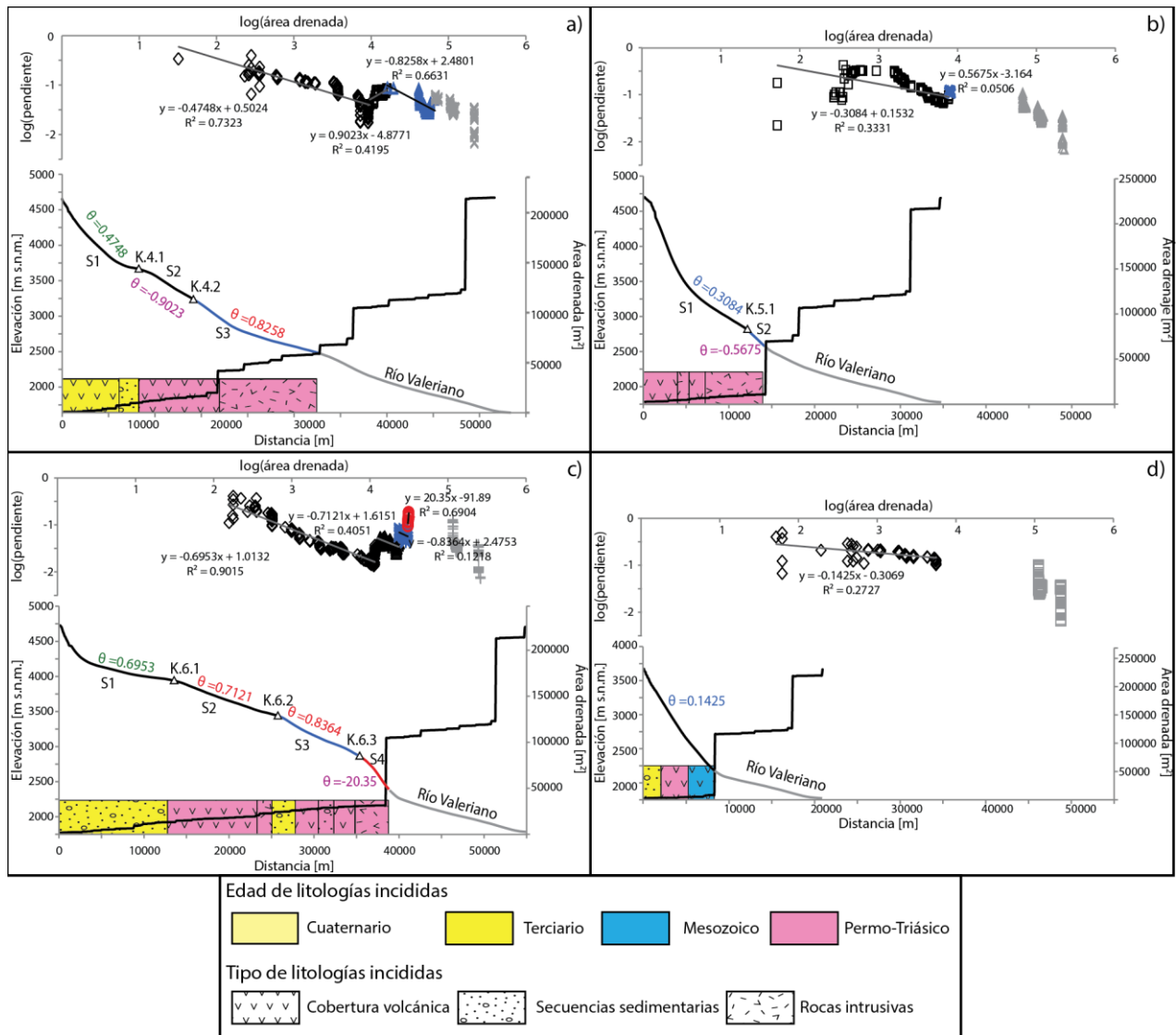


Figura 3.15: Morfometría de canales tributarios de la Subcuenca Sur. Arriba: gráfico log(pendiente) vs. log(área drenada); la línea negra indica la regresión lineal de los datos, se indica la ecuación de la recta. Abajo: perfil de *thalweg*; en la parte inferior se muestran las litologías incididas por el *thalweg*; S1-S4 indican número de segmento de cada *thalweg*. a) Tributario 4; b) Tributario 5; c) Tributario 6; d) Tributario 7. La ubicación de cada KP se indica en la Figura 3.11.

El **Tributario 6** (Figura 3.11) en vista de planta posee una trayectoria irregular y posee tres *knickpoints* (Figura 3.15). El primer KP (K.6.1) coincide con un contacto litológico por falla de lavas del Grupo Doña Ana a rocas afectadas por alteración hidrotermal (Figura 3.11). El K.6.2 podría deberse a la presencia de la Laguna Chica, sin embargo se aprecian cambios en los parámetros de concavidad y empinamiento. Por otro lado, también coincide con la presencia de una de las fallas del Sistema de Falla La Copia-El Potro. Finalmente, el tercer *knickpoint* (K.6.3) se relaciona con un cambio litológico desde volcanismo a basamento Permo-Triásico (Figura 3.11). Los *knickpoints* dividen el thalweg en tres segmentos cuyos índices de concavidad (0,6953, 0,7121, 0,8364 y -20.3500) varían desde moderados a altos y finalmente a extremo, y los índices de empinamiento (1,6986, 3,2181, 5,8900 y 13,7404) varían de bajos a extremos hacia aguas abajo.

El **Tributario 7** (Figura 3.11) se ubica al sur del depósito de gravas neógenas y no presenta *knickpoint* (Figura 3.15). Este muestra un índice de concavidad y empinamiento bajos, de 0,1425 y 3,4122 respectivamente.

3.2.4. Variación de los índices de concavidad y empinamiento

Los *thalwegs* del curso alto de la cuenca del Río Huasco en reiteradas ocasiones presentan bajos valores de índices de concavidades (entre 0 y 0,4) y empinamiento (<5). Estos índices podrían estar influenciados por una dinámica fluvial donde los procesos de flujos de detritos son muy preponderantes o donde existen aumentos hacia aguas abajo en la tasa de incisión, asociado a variaciones del tipo de lecho fluvial y de resistencia del sustrato, y que comúnmente implican la presencia de *knickpoints* (Kirby y Whipple, 2001, Kirby et al., 2003; Whipple, 2004).

En la zona de estudio, algunos de estos valores se aprecian en drenajes cortos y localizados en las cabeceras de las cuencas, que presentan rasgos de valles glaciales (Zech et al., 2006; Aguilar et al., 2013; Ortiz y Merino, 2015; Salazar y Coloma, aceptado) por lo que fueron excluidas, ya que el modelo de incisión fluvial no se ajusta a estos valles.

Otros segmentos de *thalwegs* donde se expresan estos valores se localizan en zonas donde existe una gran disponibilidad de sedimentos, ya sea de origen aluvial, o correspondan a gravas colgadas miocenas (Figura 3.11). La agradación de estos detritos en los canales implica un lecho de característica aluvial, donde la incisión se ve inhibida, y se establece un aplanamiento de los *thalwegs* producto de la cobertura de detritos. La orientación NS de muchos de los valles contribuiría a estas características, dada las menores pendientes longitudinales de estos valles al situarse en la dirección de los bloques estructurales de la Cordillera Frontal, lo que determina una escasa evacuación de los sedimentos, a diferencia de lo que se observa aguas abajo (Figura 3.11).

Aguas abajo se aprecian *thalwegs* con concavidades **moderadas** (entre 0,4 y 0,7), **altas** (0,7 - 1) y **extremas** (negativas o >1) y valores de empinamiento en general **moderados** (5-10), salvo ocasiones puntuales donde los valores de empinamiento son **extremos** (>10) dada variaciones en la resistencia de las rocas (Figura 3.11). Por lo general valores moderados de estos índices se asocian a cambios aguas abajo a canales de lecho rocoso homogéneo que experimenta alzamiento de roca uniforme (Whipple, 2004). Los valores altos y extremos se asocian a disminuciones aguas abajo en la tasa de alzamiento o en la resistencia de la roca, asociados con *knickpoints* pronunciados aguas arriba (Kirby y Whipple 2001; Whipple, 2004).

En la zona de estudio, estas variaciones desde concavidades y empinamientos bajos a valores más altos, coincide con el cambio desde un lecho con abundantes detritos a un lecho rocoso. Se ha reconocido que la presencia de sedimentos en el lecho puede jugar un rol dual en la incisión, ya sea aumentando la erosión del lecho, producto del impacto de los detritos, o inhibiendo la incisión, debido a que limita la cantidad de lecho expuesto (Sklar & Dietrich, 2004; Cowie et al., 2008). Los canales estudiados en este trabajo indican que existe un mayor aplanamiento de los canales aguas arriba, lo que podría estar relacionado con la cobertura de detritos. Sin embargo, para establecer esto fehacientemente sería necesario realizar estudios más acabados, donde se evalúen los distintos factores que podrían estar influenciando los *thalwegs*.

Existen segmentos puntuales con concavidades altas o extremas, asociado a cambios litológicos particulares. En ocasiones puntuales se aprecian valores de concavidad alta o extrema aguas abajo de KP abruptos. Estos KP no coinciden con cambios litológicos o estructuras, por lo que se interpretó que estos responden a pulsos erosivos, donde aguas abajo el canal muestra condiciones más ajustadas.

Tabla 3.2: Síntesis de los parámetros morfológicos del análisis de canales. Casilleros sombreados indican influencia de lecho aluvial (azul), valles glaciales (gris), lecho rocoso transiente (verde y rojo), lecho ajustado (morado). Los valles glaciales han sido excluidos.

| <i>Thalweg</i> | Segmento | Índice de Concavidad (θ) | Concavidad (Whipple, 2004) | Dominio (Duvall et al., 2004) | Índice de empinamiento normalizado (ksn) |
|--------------------------|----------|--------------------------|----------------------------|-------------------------------|--|
| 1 | 1 | 0.0957 | Baja | Glacial | 1.4222 |
| | 2 | 0.0698 | Baja | Aluvial | 3.9101 |
| 2 | 1 | 0.1771 | Baja | Aluvial | 1.8873 |
| 3 | 1 | 0.0818 | Baja | Aluvial | 1.1329 |
| | 2 | 0.0420 | Baja | Aluvial | 65.0928 |
| | 3 | 0.7981 | Alta | Fluvial | 3.4591 |
| | 4 | -1.0736 | Moderada | Fluvial | 8.7504 |
| Río Laguna Grande | 1 | 0.3233 | Baja | Glacial | 1.7984 |
| | 2 | 0.6794 | Moderada | Fluvial | 4.1228 |
| | 3 | -0.1203 | Extrema | - | 6.4318 |
| | 4 | 1.2067 | Extrema | - | 8.9626 |
| | 5 | 1.3037 | Extrema | - | 7.3503 |
| 4 | 1 | 0.4748 | Moderada | Glacial | 2.7175 |
| | 2 | -0.9023 | Extrema | - | 4.5555 |
| | 3 | 0.8258 | Alta | Fluvial | 6.0724 |
| 5 | 1 | 0.3084 | Baja | Aluvial | 3.5467 |
| | 2 | -0.5675 | Extrema | - | 6.4166 |
| 6 | 1 | 0.6953 | Moderada | Fluvial | 1.6986 |
| | 2 | 0.7121 | Alta | Fluvial | 3.2181 |
| | 3 | 0.8364 | Alta | Fluvial | 5.8900 |
| | 4 | 20.35 | Extrema | - | 13.7404 |
| 7 | 1 | 0.1425 | Baja | Aluvial | 3.4122 |
| Río Valeriano | 1 | 0.1537 | Baja | Glacial | 0.2929 |
| | 2 | 0.5367 | Moderada | Fluvial | 4.7435 |
| | 3 | 0.5958 | Moderada | Fluvial | 5.2971 |
| | 4 | 1.3140 | Extrema | - | 4.5844 |

4. Proveniencia y edad de la sucesión de gravas neógenas del Depocentro del Burro

La escasez de depósitos continentales en el norte-centro de Chile (Le Roux, 2012) sugiere la necesidad de extraer toda la información disponible en los depósitos existentes. En la zona de estudio existe un depósito sedimentario de edad neógena, localizado entre las pediplanicies y bloques estructurales descritos en la sección anterior. En este trabajo se desarrolló un estudio detallado de las sucesiones de gravas neógenas, que incluyó estudio de relaciones de contacto, facies, edad del depósito y proveniencia sedimentaria a partir de dataciones U-Pb en circones detríticos. A continuación se presenta una breve descripción del fundamento teórico de la técnica de datación U-Pb en circones detríticos, seguido de un artículo publicado en *Basin Research Review* que incluye los resultados obtenidos, y su interpretación

4.1. Fundamento teórico

Los circones son minerales altamente resistentes, capaces de sobrevivir procesos magmáticos, metamórficos y erosivos, que destruyen a la mayoría de los minerales comunes (Knudsen et al., 1997; Corfu et al., 2003; Vermeesch, 2012). Debido a lo anterior, es posible encontrarlos, prácticamente, en todos los depósitos sedimentarios (Fedo et al., 2003, Gehrels 2014) siendo una herramienta esencial en la investigación en ciencias de la Tierra debido a la amplia gama de información que se puede extraer de los cristales de circón y a la capacidad para determinar edades con razonable precisión, exactitud y eficiencia (Gehrels, 2014). Dentro de sus aplicaciones, se incluye limitar la edad máxima de depositación de las sucesiones estratigráficas y reconocer hiatos de tiempo en el registro geológico; determinar las características de proveniencia, como edad y composición, realizar reconstrucciones paleogeográficas; y desentrañar facetas de la historia de la Tierra a través de la química de los circones (Fedo et al., 2003; Gehrels, 2014). Los análisis de proveniencia en circones detríticos utilizan las edades obtenidas para cada circón, de manera independiente, para desarrollar una historia geológica que abarque las cuencas y las regiones de origen circundantes (Fedo et al., 2003).

La estructura cristalina de los circones favorece la incorporación de uranio (10-1000 ppm) y torio (1-100 ppm) durante su cristalización y, por otro lado, excluye el plomo. Por lo tanto, la tasa de U/Pb luego de la cristalización es extremadamente alta. Los dos isótopos de larga vida de uranio radiactivo, ^{238}U y ^{235}U , decaen a dos isótopos diferentes de Pb (^{206}Pb y ^{207}Pb , respectivamente), mientras que el ^{232}Th decae a ^{208}Pb (Parrish y Noble, 2003). El ^{238}U tiene una vida media de 4.468 Ma, el ^{235}U de 704 Ma, mientras que el ^{232}Th es de 14.010 Ma (Jaffey et al., 1971). Por lo tanto, las vidas medias del ^{238}U y ^{235}U son suficientes para realizar análisis a escala geológica. En particular, la vida media del ^{238}U es comparable a la edad de la Tierra, mientras que el ^{235}U es mucho más corta, por lo que todo el ^{235}U primordial ya debe haber decaído a ^{207}Pb (Dickin, 2005). Por otro lado, la vida media del ^{232}Th excede la escala geológica y, en cambio, es comparable a la edad del universo (Dickin, 2005).

Una manera conveniente de exponer los datos de los dos cronómetros de U-Pb es utilizando un diagrama de Concordia (Wetherill, 1956), que muestra los dos sistemas de decaimiento ($^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ y $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$) y las tres tasas de isótopos padres-hijos ($^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$,

$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$, donde * indica la corrección por Pb inicial) (Parrish y Noble, 2003; Gehrels, 2014). Si el resultado de un análisis se sobrepone a la línea de concordia (Figura 4.1), este se denomina concordante, es decir, las tres tasas indican una edad similar, por otro lado, en caso que las edades calculadas difieran, estas se denominan discordantes (Parrish y Noble, 2003; Gehrels, 2014). Varios procesos pueden perturbar el sistema de U-Pb de tal manera que las tres edades obtenidas sean diferentes, por ejemplo, puede originarse producto de la perturbación del sistema U-Pb después de la cristalización debido a la mayor movilidad de Pb que U, en presencia de fluidos hidrotermales (Gehrels, 2014), defectos del cristal, o abrasión (Parrish y Noble, 2003). El conjunto ideal de datos consistiría en análisis concordantes de circones que no han experimentado la pérdida ni han heredado Pb. Sin embargo, en un caso real, muchos de los granos en una población detrítica tendrán algún grado de herencia y/o pérdida de Pb, provocando que la conversión de los datos a edades se vuelve particularmente difícil (Gehrels, 2014).

Una vez que los datos han sido adquiridos, se debe decidir si la edad interpretada debe basarse en la datación obtenida por $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$, o $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$. Para un análisis concordante, la decisión se basa en la precisión analítica, que varía de tal manera que $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ es más preciso para edades menores a 1.2 Ga, mientras que $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ es más preciso para edades mayores a 1.2 Ga. La datación $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ siempre tiene una mayor incertidumbre que las anteriores y rara vez se utiliza. La única excepción es para los circones muy pequeños, donde las dataciones $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ están comprometidos por la decadencia de Th. Por Otro lado, para los análisis discordantes, decidir entre $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$ se basa en parte en la precisión, tal como se describe más arriba, y también de si los resultados de discordancia se deben a la pérdida de Pb o a su herencia. Esto último se evalúa mejor con el uso de imágenes de catodoluminiscencia (CL) o de electrones retrodispersados (*backscattered electron* -BSE-) y/o espectros Raman, información sobre la concentración de U, y la posición de los análisis en el gráfico de Concordia (Gehrels, 2014).

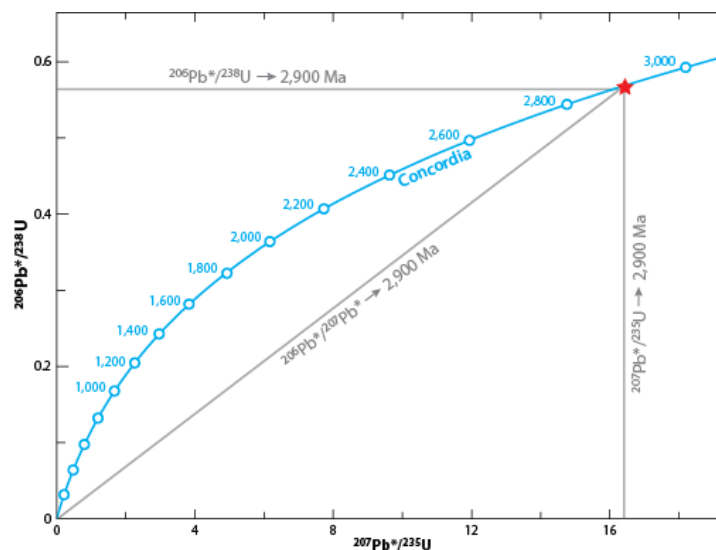


Figura 4.1: Diagrama de concordia U/Pb, mostrando las tasas de los isótopos. El asterisco indica la corrección por Pb inicial. Extraído de Gehrels (2014).

Chronology of Chilean Frontal Cordillera building from geochronological, stratigraphic and geomorphological data insights from Miocene intramontane-basin deposits

Katia Rossel,^{*} † Germán Aguilar,^{*} † Esteban Salazar,[‡] Joseph Martinod,[§] Sébastien Carretier,[¶] Luisa Pinto^{*} and Albert Cabré^{**}

^{*}Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

[†]Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Advanced Mining Technology Center, Universidad de Chile, Santiago, Chile

[‡]Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

[§]ISTerre, Université de Savoie-Mont Blanc, Le Bourget-du-Lac, France

[¶]IRD Géosciences Environnement Toulouse, Toulouse, France

^{**}Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

ABSTRACT

The Chilean Frontal Cordillera, near 28°45'S, provides a remarkable example to explore the evolution of the Central Andes; this area provides conspicuous pediment surfaces and continental deposits, which allowed us to analyse the timing and propagation of deformation which controlled the Andes building during the Cenozoic using structural, geomorphological, sedimentological, stratigraphic and geochronological data. The study area is characterized by outcrops of the Cerro del Burro Gravels, a continental deposit which is surrounded by four morphostructural mountain systems. Based on a 46 Ma tuff affected by a syncline, which is sealed by a 44 Ma tuff, we recognized an Eocene fault activity that contributed to the uplift of the western and northern systems, which have remained inactive during the last 44 Ma. The deformed lithologies during the last pulse of activity of the western fault and the youngest lithology carved by pediment processes (21 Ma) indicate a pediment surface developed during the Late Eocene and Oligocene. This pediment extended below the Cerro del Burro Gravels associated to a base level which drained to the east. We also recognized Miocene fault activity that played a main role in the uplift of the eastern and southern systems. Geochronological, stratigraphic and geomorphological data suggest a first pulse of fault activity between 19 and 13 Ma, which interrupted the pedimentation processes, developed an intramontane depocenter, and forced the accumulation of the Laguna Grande Succession in an alluvial-braided fluvial environment. After 13 Ma, an erosive event evidenced by the incision of valleys, resulted after the change in the extension and configuration of the hydric network.

INTRODUCTION

The evolution of the western margin of South America in Northern Chile and Argentina has been governed by a generalized subduction regime since the Jurassic (Coira *et al.*, 1982). Nevertheless, the growth of the Andean orogen started during the Late Cretaceous and occurred during several discrete episodes of crustal thickening separated by periods of tectonic quiescence and/or extension (Steinman, 1929; Charrier *et al.*, 2007). Since the

Late Cretaceous, crustal thickening in the Central Andes resulted in uplift and progressive widening of the chain (Gubbels *et al.*, 1993; Armijo *et al.*, 2015). To explain this late (compared to the long history of oceanic subduction) and episodic growth of the Cordillera, it has been proposed that the phases of tectonic shortening occurred either during periods of rapid and orthogonal convergence between South America and the subducting plate (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Charrier *et al.*, 2009), or during periods of rapid absolute westward motion of the South American continent (Silver *et al.*, 1998; Sobolev & Babeyko, 2005). Another factor that may also constrain the intensity and location of continental shortening is the geometry of the slab, possibly affected by the subduction

Correspondence: Germán Aguilar, AMTC-FCFM, Universidad de Chile. Tupper 2007, Post Code: 8370451, Santiago, Chile. E-mail: german.aguilar@amtc.cl

of topographic disruptions (e.g., Pilger, 1984; Yáñez *et al.*, 2001; Espurt *et al.*, 2008). Horizontal slab segments may favour both an increase in the continental shortening, and the migration of shortening within the continental plate (e.g., Gutscher *et al.*, 2000; Ramos *et al.*, 2002; Martinod *et al.*, 2010; Ramos, 2010).

During the widening of an orogen, foreland areas are incorporated as intramontane basins, which are filled with sediments as their base level disconnects from the foreland (Sobel *et al.*, 2003; Ballato *et al.*, accepted). This process has been largely studied on the eastern side of the Central Andes that constrain the eastward migration of the orogene (Sobel *et al.*, 2003; Strecker *et al.*, 2009). In contrast, the eastward migration is poorly documented on the present-day western slope of the Andes. In this article, we analyse the tectonic, sedimentary and geomorphological evolution of an intramontane basin situated in northern Chile close to 28°45'S, above the northern part of the present-day Chile–Argentina flat-slab segment. The gravels that fill the studied basin are known as the Cerro del Burro Gravels, and have only been studied at a regional scale (Reutter, 1974; Nalpas *et al.*, 2009; Moscoso *et al.*, 2010). The geological and geomorphological evolution of each morphostructural system conforming the study area and its records (erosion, gravel deposits, development of low relief surfaces) can help to unravel the tectonic history of the basin and therefore can contribute to understand the mechanisms and timing involved in the Cenozoic construction of the Andes. With this aim, we present a morphostratigraphic analysis of gravel successions, the paleo-environment in which these series deposited, and analyse the sedimentary provenance of sediments taking into account grain counting of sands and geochronological data of their U–Pb detrital zircons.

Geodynamic setting

The continental shortening responsible for the growth of the Andean Cordillera has been attributed to the final break-up of Western Gondwana, the opening of the South Atlantic Ocean, and the beginning of the westward drift of South America in the hot-spot reference frame (e.g., Ramos, 2010). Following this, the Andean margin has been subject to several discrete episodes of crustal thickening (the so called tectonic phases), separated by periods of tectonic quiescence and/or extension (Steinman, 1929; Charrier *et al.*, 2007). The first two phases correspond to the Peruvian and K–T orogenies, which are recognized along the present day Coastal Cordillera and in the western margin of the Frontal Cordillera, respectively (Charrier *et al.*, 2007; Salazar *et al.*, 2013; Martínez *et al.*, 2016). During the Eocene a compressive event took place in the Central Andes (the “Incaic” phase; Steinman, 1929; Jaillard & Soler, 1996; Lamb *et al.*, 1997). Later on, during the late Oligocene–late Miocene, the Andean margin was affected by the “Pehuenche” compressive phase (Yrigoyen, 1993), which has been related to the “Quechua phase” identified further north (Steinman, 1929; Salfity

et al., 1984; Charrier *et al.*, 2009). This episode of crustal shortening has been attributed to the sudden change in the subduction parameters, the obliquity and velocity, following the rupture of the Farallon plate. The end of this episode is associated to the beginning of the relief incision in the forearc in the western slope of the Andes (Charrier *et al.*, 2009). Between the Incaic and Pehuenche phases, the area along 30–36°S was controlled by a generalized extensional regime (Charrier *et al.*, 2007, 2009; Winocur *et al.*, 2014).

The area studied in this work is located above the Chilean flat-slab region (27–34°S; Fig. 1), where the Nazca Plate is subducting subhorizontally beneath the South American Plate (Barazangi & Isacks, 1976). Such configuration has been attributed to the subduction of the Juan Fernández Ridge during the Neogene (Yáñez *et al.*, 2001). Petrological and geochemical studies, as well as geodynamic reconstructions, suggest that between 12 and 10 Ma the ridge arrived to the northern part of the flat-slab region (Kay *et al.*, 1988; Yáñez *et al.*, 2001; Kay & Mpodozis, 2002). After the beginning of ridge subduction, a significant decrease in the volcanic activity has been observed in the region (Bissig *et al.*, 2002; Kay & Mpodozis, 2002). The end of arc volcanism occurred 5 Ma ago (Bissig *et al.*, 2002; Kay & Mpodozis, 2002; Ramos *et al.*, 2002), indicating a delay of 7 Ma between the beginning of ridge subduction and the configuration of the present day flat-slab (Espurt *et al.*, 2008). In addition, the development of the flat subduction also determined the propagation of the deformation front to the east (Ramos *et al.*, 2002; Charrier *et al.*, 2007; Espurt *et al.*, 2008; Martinod *et al.*, 2013). The Pliocene and Pleistocene crustal shortening was restricted to the Sierras Pampeanas and the Precordillera in Argentina (Allmendinger *et al.*, 1983; Jordan *et al.*, 1983; Ramos *et al.*, 2002), nearly 200 km eastwards from the subduction margin (Fig. 1; Pardo *et al.*, 2002).

Local geology

The study area is located within the Frontal Cordillera (Fig. 1), a series of NS thrusting belt that expose Late Paleozoic basement trending blocks of crystalline basement unconformably covered by Mesozoic and Cenozoic strata (Fig. 2). The crystalline basement is made up of granitic plutons, grouped in the Chollay Plutonic Complex (Lower–Middle Triassic) intruding the Permian volcanics and Devonian metasediments of the Las Placetas Formation (Salazar *et al.*, 2013; Salazar & Coloma, Accepted). The Mesozoic cover is comprised by the dacitic to andesitic volcanics of the Guanaco Sonso and the La Totora formations (Middle to Upper Triassic); the marine limestones and sandstones of the Lautaro Formation (Lower to Middle Jurassic); the alluvial siliciclastics of the late Jurassic Lagunillas Formation (Early to Middle Jurassic; Mora, 2014); and fluvial to alluvial siliciclastic of the Pucalume Formation (Upper Cretaceous; Salazar & Coloma, Accepted). The Cenozoic cover in the

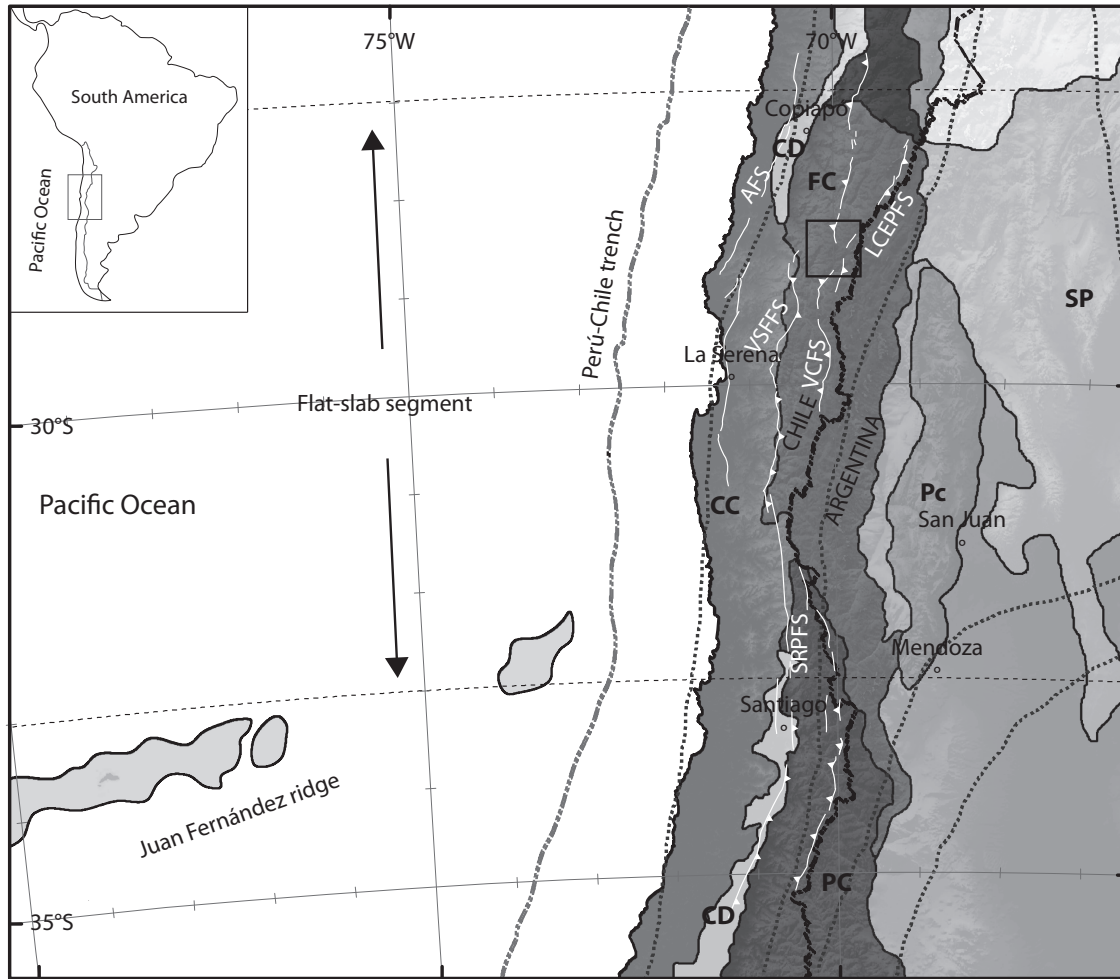


Fig. 1. Morphostructural units and tectonic configuration of the Central Andes. CC, Coastal Cordillera; FC, Frontal Cordillera; CD, Central Depression; DR, Domeyko Range; Pc, Precordillera; PC, Principal Cordillera; SP, Sierras Pampeanas; AP, Altiplano-Puna. White lines show main faults: AFS, Atacama Fault System; VSFFS, Vicuña-San Félix Fault System; Valeriano-Chollay Fault System; LCEPFS, La Coipa-El Potro Fault System; SRPFS, San Ramón-Pocuro Fault System. Black box shows the location of the studied area. Black dotted lines indicate the geometry of the Wadati-Benioff zone as contours of depth, according to Cahill & Isacks (1992). Black segmented line shows the international limit between Chile and Argentina. Image modified from Charrier *et al.* (2007) and Rodríguez *et al.* (2014); faults extracted from Salazar *et al.* (2013); Creixell *et al.* (2013), Jara & Charrier (2014) and Contreras & Schilling (2012).

area includes the siliciclastic and volcanoclastic rocks of the Quebrada Seca Formation (Paleocene; ca. 63 Ma, Fig. 2); an Eocene volcanic and intrusive complex located at the northwest corner of the study area (The El Gaucho beds and the Tres Morros Plutonic Complex); alluvial siliciclastics to the east (Manflas Beds) and the volcanics of the Escabroso Formation, of ca. 21 Ma, in the eastern half of the study area (Salazar & Coloma, Accepted). The semi consolidated Cerro del Burro Gravels (CBG) is unconformably deposited above these series (Moscoso *et al.*, 2010). Further details of this gravel deposit are presented in the next section.

The structural style of the study area is controlled by the uplift of four morphostructural systems through

bivergent reverse faults (Salazar & Coloma, Accepted) that surround the main Miocene depocenter (Fig. 2). The western system was uplifted by the east vergent Valeriano Fault. This fault is sealed by the Laguna Grande Succession and deforms a Paleocene volcanic sequence in a footwall syncline, which constrains its activity between 63 and 21 Ma. (Fig. 3a). The hanging wall of this major fault is composed of Permo-Triassic basement and Mesozoic rocks, all unconformably covered by the Eocene El Gaucho beds, indicating an Eocene uplift of this system. This fault does not present any morphological expression. The northern morphostructural system was uplifted by two opposite vergent reverse faults (Fig. 4), which generated a wide anticline in the Mesozoic to Eocene strata.

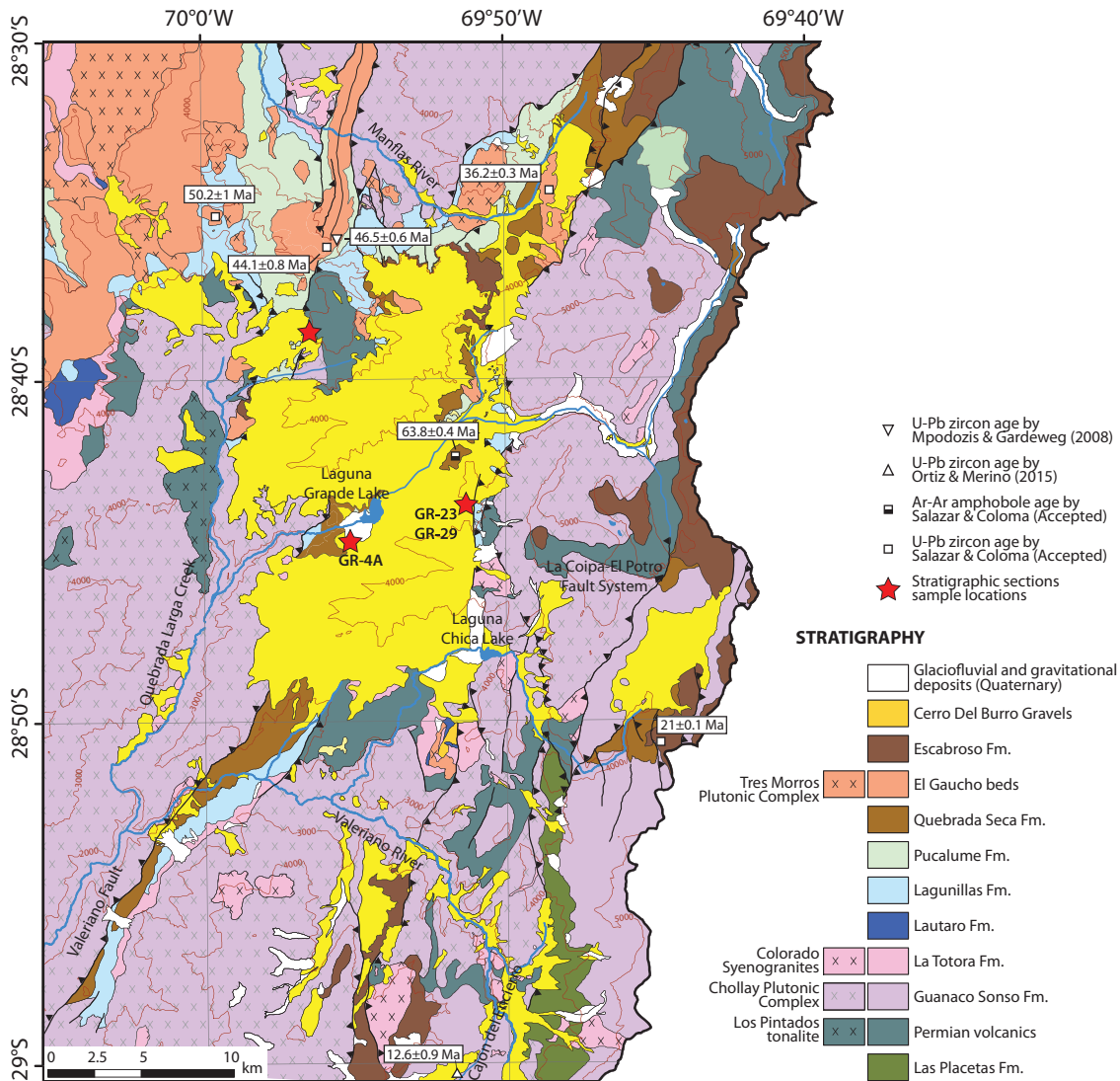


Fig. 2. Geological map of the Laguna Grande Lake area. Red stars show the location of the outcrops described in this work, and white triangles and rectangles show the U-Pb zircon ages reported by Ortiz & Merino (2015) and Salazar & Coloma, Accepted, respectively.

This structure is unconformably covered by ca. 21 Ma volcanic rocks and by the CBG (Fig. 2). Additionally, an internal tight syncline within this uplifted relief affects a 46 Ma tuff and is sealed by another 44 Ma tuff (Fig. 3b; Mpodozis & Gardeweg, 2008; Salazar & Coloma, Accepted), thus defining the age of last pulse of deformation to the Eocene. The eastern morphostructural system was uplifted by a series of west-vergent reverse faults grouped in the La Coipa-El Potro Fault System (Salazar & Coloma, Accepted; Fig. 2) which extends approximately for 200 km. This fault system is characterized by a thick-skinned deformation style that uplifts deep basement blocks over the Cerro del Burro Gravels (Salazar & Coloma, Accepted). The southern morphostructural system was uplifted mainly by west vergent reverse faults (Salazar & Coloma, Accepted).

METHODOLOGIES

Geomorphological analysis

In the study area, low relief surfaces (slope <20° and relief <600 m) define several pediment relicts in the watersheds interfluvies of the morphostructural systems and terraces in the slope of valleys (Bissig *et al.*, 2002; Aguilar *et al.*, 2011; Rossel, 2014). These surfaces were mapped based on field observations, using a morphometric data extracted from a digital elevation model, where we evaluate elevation and slope (SRTM, ~90 m of pixel size), and observations of Google Earth images. We also mapped the contact between the CBG and the basement to obtain an approximation of the surface below these gravels. This was done based on field observations, and using a series of

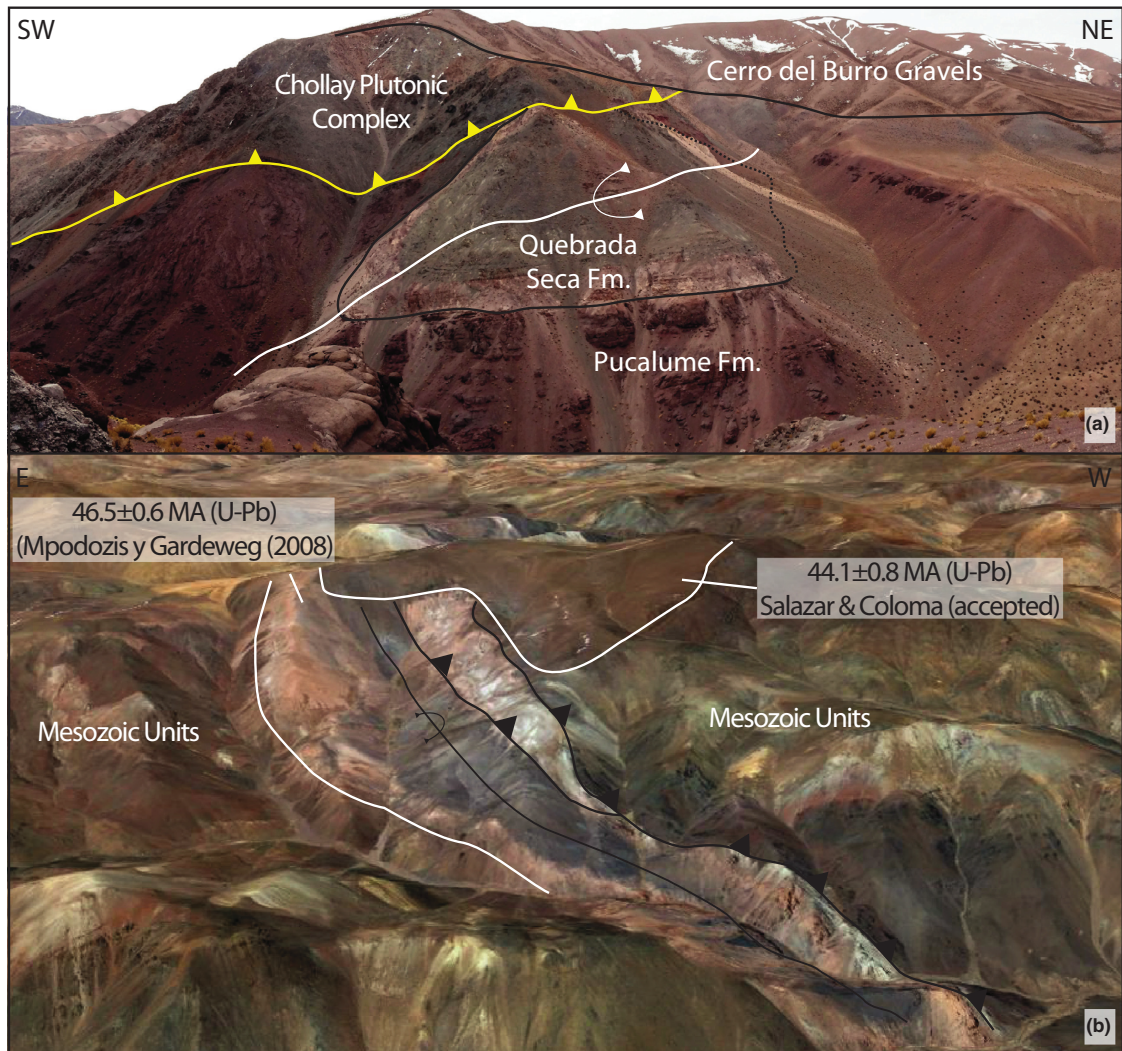


Fig. 3. Photographs showing Eocene deformation recognized in the study zone. (a) NW view, showing the deformed Paleocene Quebrada Seca Formation, overlain by Permo-Triassic basement uplifted by the Valeriano Fault, which in turn is covered by the CBG; (b) S view showing the internal syncline affecting a 46 Ma tuff, which is sealed by a 44 Ma tuff.

ASTER RGB band combinations. Subsequently, the contact and the low relief surfaces were interpolated, separately, using the Natural Neighbour method (Sambridge *et al.*, 1995). This allowed us to reconstruct the current geometry of the paleotopography before the deposition of the CBG and also the surface that represents to the top of this deposit.

Depositional environment and sedimentary provenance

In order to establish the depositional environment of the Cerro del Burro Gravels (CBG), we carried out a comprehensive sedimentological and stratigraphic study. Three outcrops were studied in detail during field work (Fig. 2), where three stratigraphic columns were constructed and a

series of lithofacies were defined, following the facies code of Miall (1996) and Horton & Schmitt (1996).

The composition of sediments was analysed during field work and on 9 thin sections extracted from sand lens and sand matrix of gravels. We also performed a provenance analysis using the Gazzi-Dickinson point count method developed independently by Gazzi (1966) and Dickinson (1970). This method minimizes variation in composition with grain size, thus eliminating the need for sieving and multiple counts of different size fractions (Ingersoll *et al.*, 1984). Three hundred points were counted per section, using the maximum grid spacing that resulted in coverage of the entire slide section, which yielded statistically reliable values for all parameters (Van der Plas & Tobi, 1965). Matrix and cement were not counted (Ingersoll *et al.*, 1984).

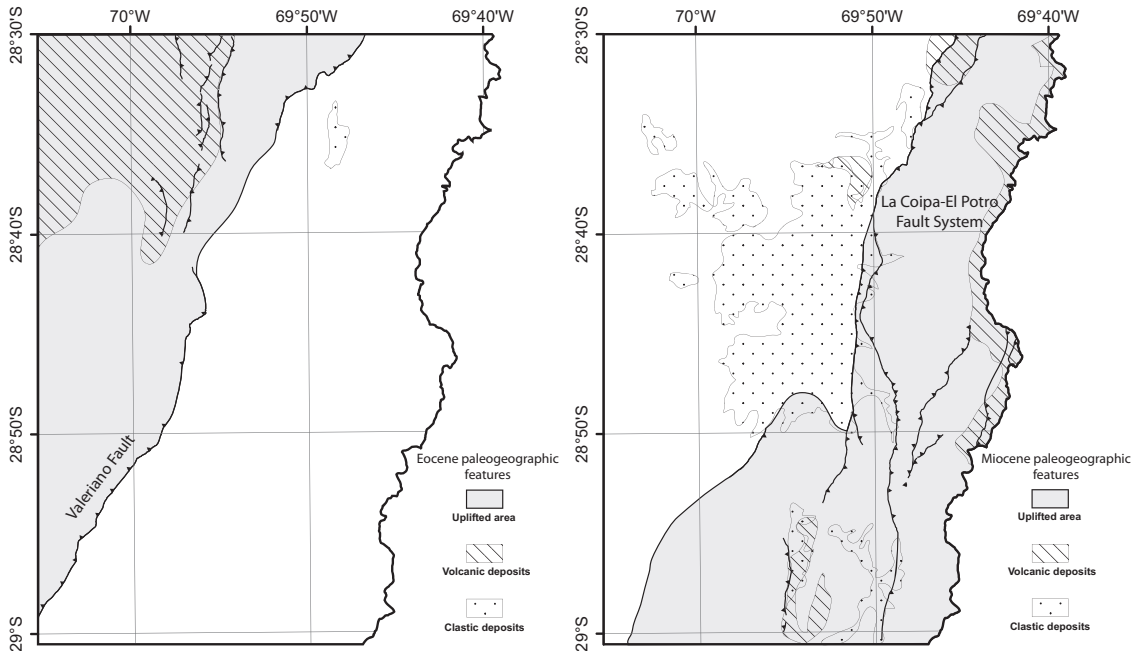


Fig. 4. Simplified map, showing active structures and uplifted areas: (a) Eocene faults and N and NW mountain system uplifted by these structures. Volcanic and clastic deposits developed during Eocene are also shown; (b) Miocene faults, which uplifted the E and S mountain system. Volcanic and clastic deposits developed during Miocene are also presented.

Age determinations in zircons were performed in three samples (see Table S1, Table S2 and Table S3 of Appendix S1) in order to obtain a better understanding of the geological framework for the gravels deposition. We also performed a morphological study of zircons through cathodoluminescence (CL) images to improve the selection of crystals and points of determinations and helping to establish their origin, as intrusive or extrusive.

Zircons separation and U-Pb detrital zircon analysis were performed in the Chilean Geological Survey (Servicio Nacional de Geología y Minería). Zircons separation was done using standard mineral separation techniques. After crushing and sieving, zircon grains were separated using a Gemini Table, a Frantz magnetic separator and heavy liquids (bromoform and methylene iodide). Final zircon selection was achieved by hand-picking using a binocular microscope. For U-Pb analyses, zircon grains were firstly mounted in an epoxy resin that was polished to expose the grains. U-Pb analyses were conducted by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS; Servicio Nacional de Geología y Minería) in a Thermo Fischer Element XR spectrometer with a Photon-machines Analyte G2 laser.

Detrital zircon age diagrams were elaborated using the geochronological toolkit Isoplot (Ludwig, 2003) and the age peaks were determined using the Excel macro Agepick program (Gehrels, 2009). To determine the source of each zircon, Th/U rates were plotted, following the parameter defined by Rubatto (2002). Determinations with discordance over 25% or reverse discordance over

5% were considered unreliable and were not used. Analyses with an error greater than 10% were also excluded. For further details of U-Pb determinations see the Appendix.

RESULTS

Geomorphology

In the study area, several low relief surfaces were recognized. In the western morphostructural system is recognized an extending erosive low relief surface (Figs 5 and 6a), called the Las Pintadas Surface. This surface tilts to the south and east, with elevations between 3.2 and 4.5 km a.s.l. and between 1.6 and 0.8 km above the bottom of the main present-day valley. To the east, this surface is covered by the Cerro del Burro Gravel (CBG) deposit (Figs 5 and 6a). The interpolated contact between the gravels and the bedrock indicates the continuity to the east of the smooth covered erosive surface. This surface shows a southward average slope of 5°, being generally less than 10°, and is between 0.2 and 0.6 km above the bottom of the main valley. The interpolation also shows a bedrock high, to the north, which limits the basin. Such higher bedrock corresponds to the Eocene structure that uplifted the northern morphostructural system (Figs 4a and 5). Large outcrops of Permo-Triassic rocks have been carved by the Las Pintadas Surface, as well as volcanic Eocene to lower Miocene successions, indicating a long-term evolution of this pediment surface, which developed until Miocene.

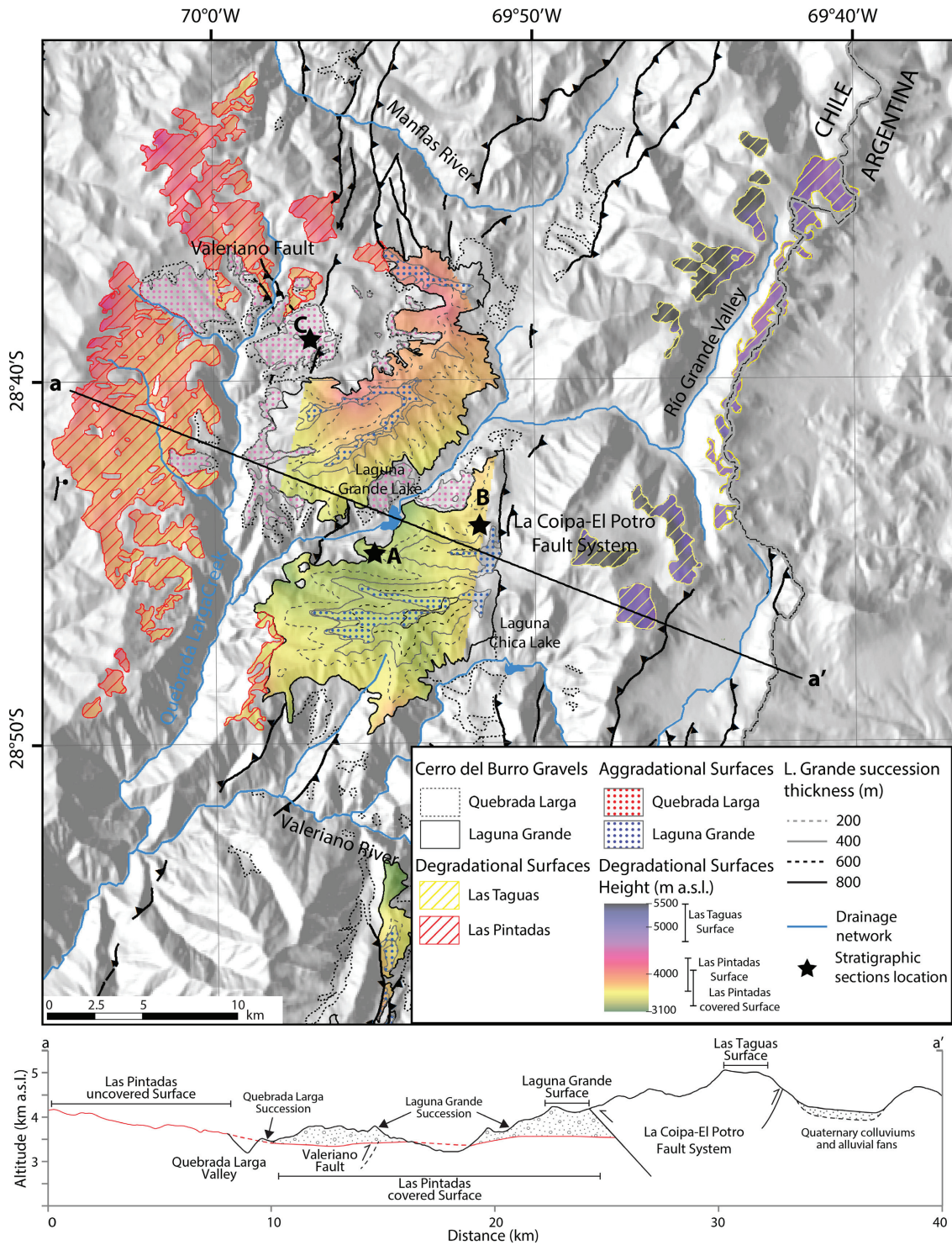


Fig. 5. Shaded relief map with the Las Pintadas Surface, the interpolation of the covered surface under the gravel deposit (covered Las Pintadas Surface) and the Las Taguas Surface. Colours represent the height of these two degradational low relief surfaces. Black stars show the location of the outcrops described in this work. CBG are presented with different contours that indicate independently the two successions of gravels. Aggradational surfaces associated to each gravels succession are also shown. Section a-a' presents the surfaces locations and heights. Surfaces have been disturbed by faults activity and incision. This section also shows the Las Pintadas Surface and its continuation below the gravels (red line).

The top of the gravels deposit defines the aggradational Laguna Grande low relief surface. This surface is only preserved from erosion in the interfluvial areas between the Laguna Grande and Laguna Chica lakes (Figs 5 and 6a). The altitude of this aggradational surface varies between 3.6 and 4.4 km a.s.l., which is between 1 and 1.4 km above the bottom of the main valley. The distribution of gravel thickness reveals a major accumulation to the south with up to 840 m and a progressive northward decrease up to 400 m (Fig. 3).

Low relief surfaces and gravel deposits are interrupted by the La Coipa-El Potro Fault System, which uplifts the eastern morphostructural unit (Figs 4b and 5). In this system, erosive low relief surfaces are only preserved in the interfluvial areas. These surfaces, grouped in the Las Taguas Surface (Fig. 5), are between 4.9 and 5.4 km a.s.l., which is between 1.7 and 2.2 km above the bottom of the main valley. As the Las Pintadas Surface, this surface has been carved in lower Miocene volcanic successions (Fig. 2), but it does not have a gravel cover. Therefore, we propose that the Las Taguas surface corresponds to the eastern extension of the Las Pintadas Surface, uplifted by the La Coipa-El Potro Fault system. These observations indicate that the paleogeography and the evolution of the CBG depositor has been controlled by the uplift of the eastern morphostructural system.

Along the slopes of the main valley, the Las Pintadas Surface has been exhumed and partially covered by reworked gravels. The exhumed surface was affected by geomorphic processes, forming terraced and talus flatirons, which define the Quebrada Larga Surface (Figs 6b–d). Upstream of the valley, this surface progressively disappears and the gravels are reworked by quaternary colluviums and alluvial fans (Fig. 6e), which construct the terraces near of valley bottom, only eroded by the most recent incision (Aguilar, 2010).

Facies associations and depositional environments

The Cerro del Burro Gravel (CBG) deposit is composed mainly of polymictic coarse clast and matrix supported gravels with intercalations of lenticular and tabular sands (Rossel, 2014). Two distinct successions were defined separated by erosional unconformities and correlated with the previous geomorphologic analysis of low relief surfaces. These, from older to younger, have been grouped in the Laguna Grande and Quebrada Larga successions (Figs 5 and 6). The 21 Ma dacitic tuff under the Laguna Grande Succession and the 13 Ma tuff intercalated with the Quebrada Larga Succession allowed us to constrain the deposition age for the CBG deposit (Fig. 2).

Laguna grande succession

The Laguna Grande Succession corresponds to the thickest deposit, which overlays a 21 Ma dacitic tuff and

basaltic flows. This succession occurs in a topographical N–S trending depression flanked by uplifted morphostructural systems configuring an intramontane basin (Fig. 2). As described before, the depression is flanked to the west by Eocene structures. To the east, some of the recognized faults cut the Laguna Grande deposits, suggesting a Miocene to present activity (Fig. 4b). The thickest outcrop of the Laguna Grande Succession (column A; ~300 m) is exposed next to the Laguna Grande Lake (Fig. 2). In this location, although the same lithofacies were identified along the section, a general vertical variation on their distribution is observed.

The basal part (0–150 m) of the succession consists of thick series of stratified, clast-supported and unsorted gravels showing sub-rounded to sub-angular clasts, with diameters up to 0.8 m, in a matrix composed of medium to coarse sand. These series are inferred to represent clastic rich debris flow deposits (facies Gci, Gcn and Gcm; Table 1; Figs 7 and 8). Subordinately, matrix-supported unsorted gravels (facies Gmm and Gmg), interpreted as pseudoplastic debris flow deposits, are intercalated within the clast-supported facies. Both clast- and matrix-supported gravels occur as tabular layers that vary laterally to decimetric to metric fillings of previously carved channels (Fig. 7a1 and a2), representing the backfilling stages on the cyclic evolution of the alluvial system (Schumm *et al.*, 1987). Massive decametric tabular and lenticular shaped beds, with erosional bases of medium to coarse sands (facies Sm), are inter-fingered with the debris flow deposits. These are inferred to represent stream and flood flows desiccated, and channel infill facies, respectively, suggesting a shallow braided system. Such systems are developed widely on the “dispersion” stages of the cyclic evolution of an alluvial fan system, and are usually linked to the release of an entrenched flow, whether from the main feeder canyon or by the generation of a distal depositional lobe (Schumm *et al.*, 1987; DeCelles *et al.*, 1991). The basal section also contains minor centimetric intercalations of silt and mud with occasional desiccation cracks, which are interpreted as overbank and abandoned channel deposits (facies Fm). Finally, discrete levels of carbonate indurated strata occur within the sandy matrix of gravels (facies P), which are interpreted as carbonated paleosols revealing periods of relative stability and hiatus in the deposition. The observed facies in this basal section suggest a proximal alluvial fan environment dominated by aggrading debris flow deposits with important coarse sediment supply in a dry environment.

The upper part (150–300 m) of the Laguna Grande Succession is also made up of debris flow deposits, but it is dominated by the stacking of matrix-supported gravels (facies Gmm and Gmg; Figs 7 and 8). The clasts and matrix are similar in composition to the basal member but the matrix is more abundant and block diameters reach up to 1.2 m. Massive parallel and tabular strata

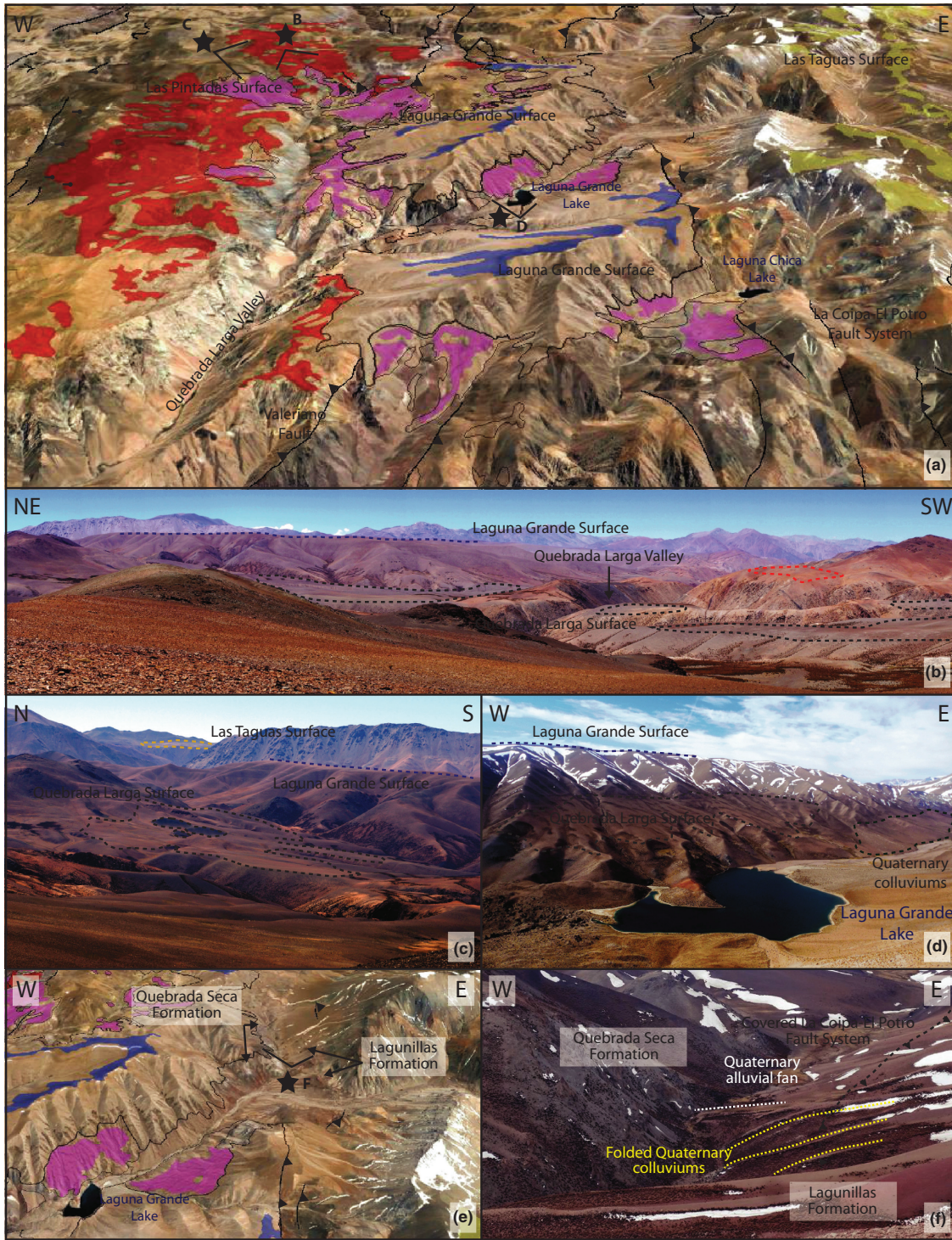


Fig. 6. (a) 3-D oblique GoogleEarth view showing the following surfaces: Las Pintadas (red), Las Taguas (yellow), Laguna Grande (blue), Quebrada Larga (pink), Los Tambillos (green). Black stars show the locations from where photographs b, c and d were taken. (b) NW view showing the relation between the Las Pintadas, Laguna Grande and Quebrada Larga surfaces. (c) E view towards the eastern mountain system, showing the Las Taguas, Laguna Grande and Quebrada Larga surfaces. (d) N view showing the relation between aggradational surfaces. (e) Oblique 3-D display (GoogleEarth) showing approximate location of photograph f; (f) N view of the Los Tambillos Succession folded by the La Coipa-El Potro Fault System.

Table 1. Description of the observed lithofacies. Facies based on Miall (1996)

| Code | Facies | Description | Depositional processes |
|------|--|---|--|
| Gmm | Matrix supported, massive gravels | Sub-angular to sub-rounded, ungraded gravels, in a sandy matrix. | Plastic debris-flow (Miall, 1996). |
| Gmg | Matrix supported gravels | Sub-angular to sub-rounded, inverse to normal grading gravels, in a sandy matrix. | Pseudoplastic debris-flow (Miall, 1996). |
| Gci | Clast supported, inversely graded gravels | Sub-angular to sub-rounded gravels, showing inverse grading. | Clastic rich debris flow or pseudoplastic debris flow (Miall, 1996). |
| Gcn | Clast supported normally graded gravels | Sub-angular to sub-rounded gravels, showing normal grading. | Hyper-concentrated flow, high-density turbidity currents (Horton & Schmitt, 1996). |
| Gcm | Clast supported, massive gravels | Sub-angular to sub-rounded, ungraded gravels, in a sandy matrix. | Plastic or pseudoplastic debris-flow (Miall, 1996). |
| Gpt | Planar and trough cross-stratified gravels | Matrix supported gravels with trough and planar cross-beds. | Minor channel fills, transverse bedforms, deltaic growths from older bar remnants (Miall, 1996). |
| Spt | Planar and trough cross-stratified sand | Planar and trough crossbedded sands | Lower-flow-regime conditions (Miall, 1996). |
| Sm | Massive sand | Unstratified fine to coarse sand. | Subaerial waning flood flows (Horton & Schmitt, 1996) and desiccation. |
| Fm | Mud, silt | Massive mud with desiccation cracks. | Overbank, abandoned channel or drape deposits (Miall, 1996). |
| P | Paleosol carbonate | Indurated carbonate strata. | Soil with chemical precipitation (Miall, 1996). |

and lenticular shapes of sands (facies Sm) are more abundant than in the base of the succession. Thinner to medium lens of clast-supported gravels are interfingering with the matrix-supported gravels. Carbonate cemented strata (facies P) are also present. These facies also suggest a proximal alluvial fan environment, although the increased abundance of clast-poor debris flows suggests a more evolved stage than that from the basal section (Blair & McPherson, 1994).

To the east of the column previously described, another outcrop (~150 m) of the Laguna Grande Succession was studied near a trace of the La Coipa-El Potro Fault System (Fig. 2). The upper part of the succession (~500 m thick) is covered by modern colluvial deposits and is not exposed. The remaining parts consists almost exclusively of matrix-supported gravels (facies Gmm and Gmg) inter-fingering with a few thinner lenticular sands (facies Sm) and clast-supported medium gravels (facies Gci, Gcn and Gcm; Figs 7b1, b2, and 8). The diameter of blocks reaches up to 1.2 m and clasts and matrix are similar in composition to the western succession. Carbonate strata (facies P) are persistently present throughout the entire succession, reflecting hiatuses during the deposition. The eastern column correlates well with the upper member of the western column but the abundant sandy facies suggests a more distal position to the east (Blair & McPherson, 1999). However, more subangular clasts are observed in the eastern column, as well as brownish less dense and disaggregated beds, indicating load casts, which were not present in the other outcrops. These clasts and load

casts suggest a contribution from a nearby source, probably from the east, from the block uplifted by the La Coipa-El Potro Fault System.

Quebrada larga succession

The Quebrada Larga Succession outcrops surrounding the Laguna Grande Succession, in a lower elevation, but several meters above the current valleys (~300 m). Most of the Quebrada Larga Succession are recognized along the Quebrada Larga Creek and near the Laguna Grande and Laguna Chica Lakes (Fig. 5). Minor deposits in the Cajón del Encierro have a ca. 13 Ma Dacitic tuff intercalated near its base (Fig. 2; Ortiz & Merino, 2015), which represents the maximum age of this succession and a minimum age for the deposition of the Laguna Grande Succession.

The studied column for the Quebrada Larga Succession (~90 m) is located near the head of the homonymous river (Fig. 2). This succession includes thick layers of massive and cross-bedded sands (facies Spt and Sm; Fig. 7c2), minor intercalations of matrix-supported gravels, unsorted massive gravels and cross-bedded gravels (facies Gcm, Gpt; Fig. 7c2). Clasts of the gravels are sub-rounded to sub-angular and the matrix is composed of medium to coarse sand. Intercalations of many levels of gravel and sand, with lenticular shapes and erosional bases are frequent. Desiccation cracks developed on silt (facies Fm) and layers with chemical precipitation (facies P) are also observed, which suggests abandoned channels and periods of stability. The common development of cross

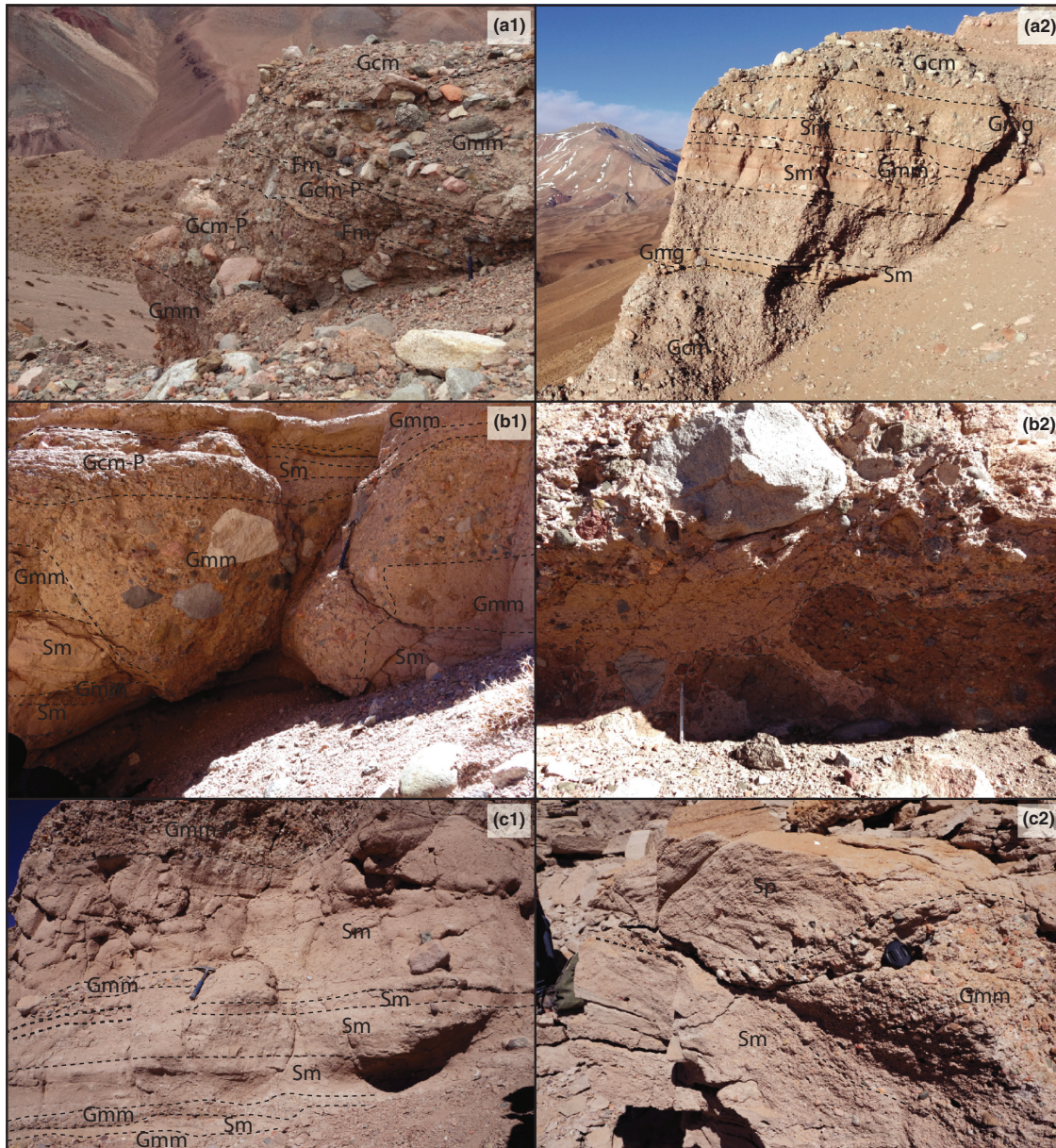


Fig. 7. Outcrop photographs of the stratigraphic sequences. The names of the lithofacies are adapted from Miall (1996), and described in Table 1. (a1) lithofacies association of the base of the Laguna Grande Succession (Column A), represented by thick clast-supported gravels; (a2) lithofacies association of the top of the Laguna Grande Succession (Column A), characterized by a greater content of matrix-supported gravels and sands; (b1) lithofacies association observed to the east of Column A, mainly composed by matrix-supported gravels and sand layers (Column B); (b2) brownish less dense and disaggregated load casts only observed in Column B; (c1 and c2) lithofacies association of the Quebrada Larga Succession, where predominant sandy facies are observed.

lamination and stratification indicates the dominance of turbulent flows, as well as the abundance of gullies carved in older deposits. This suggests a sheet flood dominated alluvial fan environment (Blair & McPherson, 1994).

The Quebrada Larga Succession is composed predominantly by fine sediments, which were deposited as diluted flows with channel infill (lens shaped bodies), and minor occurrences of matrix-supported debris flows (Fig. 8),

which differs from the facies identified in the Laguna Grande Succession.

Sand composition and sedimentary provenance

In general, the gravels are composed of granitic, granodioritic, dioritic and extrusive fragments. Granitic clasts

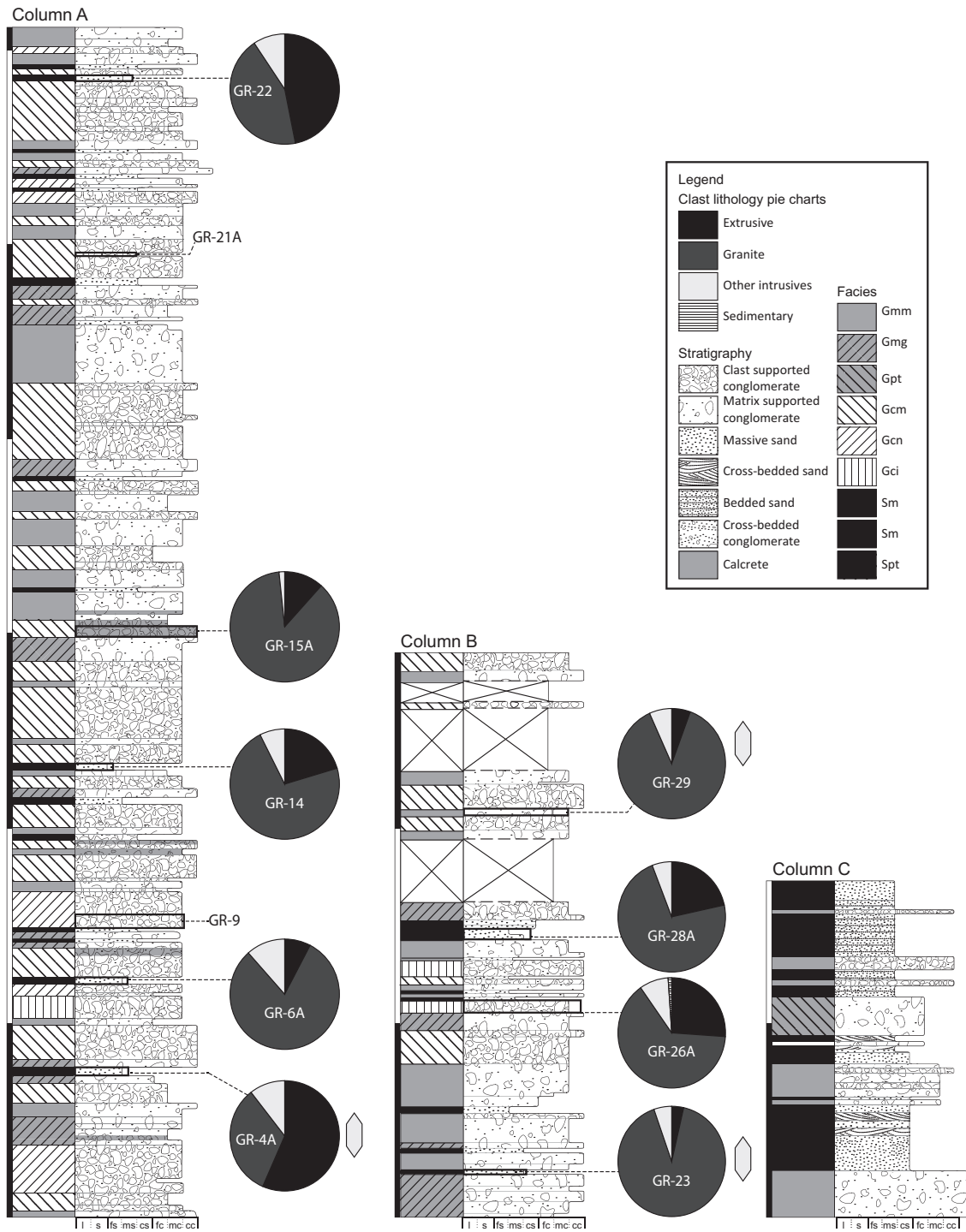


Fig. 8. Code of facies association (see Table 1 for description and depositional environment interpretation), stratigraphic column, and pie charts which indicate the amounts of most abundant clasts of columns A, B and C. Diamonds represent the samples where detrital zircon ages have been determined. Every bar in the vertical scale represents 50 m.

include monzogranite and syenogranite, both with middle to coarse grain. Monzogranite presents biotite and scarce amphibole, and a pinkish characteristic colour, whereas

the syenogranite present muscovite and amphibole, and a reddish colour. Middle grain granodiorite fragments present amphibole and biotite, and a white-greyish colour.

Dioritic fragments have a fine to middle grain, and a greyish appearance. On the other hand, volcanic clasts include effusive and tuff fragments. In general, they correspond to andesites, with minor content of dacites and basalts. The tuffs are crystalline and have a greyish colour.

In general, in the western column of the Laguna Grande Succession, the most abundant gravel fragments are the granites, followed by lavas, granodiorites and diorites and tuffs. To the east, this proportion is maintained, although in some cases the lava fragments exceed the granitic clasts.

Samples of sands of the Laguna Grande Succession are composed by variable amounts of lithic fragments (2–20%), quartz (20–50%) and feldspar (40–65%). Obtained data were plotted on the provenance discrimination diagram of Dickinson *et al.* (1983). Considering only the lithic fragments, most of the samples show a predominance of intrusive grains, followed by volcanic grains and scarce sedimentary grains (Fig. 8). In some cases volcanic content is intermediate (samples GR-14, 26A and 28A). The basal and top samples of Section A (Samples GR-4A and GR-22) have more volcanic content, with minor plutonic contributions, indicating an arc signature (Fig. 9). In contrast, the rest of the samples show an uplifted basement signature (Fig. 9).

Volcanic rocks outcrop in all morphostructural systems surrounding the CBG. Some of them are partly intruded by Permo-Triassic granitic plutons (Laguna Chica and Guanaco Sonso Formations), while others are unconformably overlying them (La Totorá Formation, El Gaucho Beds and Escabroso Formation). Therefore, the relative abundance on volcanic fragments on the top sample may be explained by the unroofing of any of the basement blocks or simply by the growth of the drainage network by regressive erosion through a heterogeneous bedrock. On the other hand, the basal volcanic rich sample could proceed from the erosive surface carved in the Eocene El Gaucho Beds, northwest of the CBG, or from the early Miocene volcanic succession located below the gravels and to the east. Sedimentary grains observed

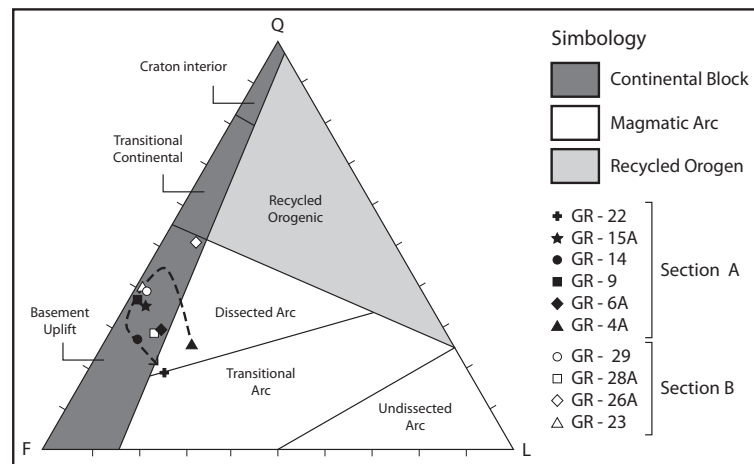
under the microscope are derived from Mesozoic series, whose outcrops are scarce and are only present in the western mountain system. Coarse grained granitic pluton is the dominant lithology around the CBG, where perthitic and myrmekitic textures are common (Salazar *et al.*, 2013; Salazar & Coloma, Accepted), determining their dominance on the grain counting analysis. Chloritized, fine-grained dioritic grains are scarce. These fragments are similar to the Eocene plutons, which outcrop mainly to the northwest of the gravels. However, these grains are not abundant, which suggests that although there was a contribution from this area, it was not significant. Finally, these results show a local provenance for the CBG, consistent with the proximal alluvial fan environment interpreted from the sedimentological analysis.

U-Pb ages of detrital zircons

We obtained 292 U-Pb age determinations of the Laguna Grande Succession: 63 were performed in a basal sample (GR-4A) from the western succession, while 110 and 119 were respectively performed in samples (GR-23 and GR-29) from the middle and top of the unit from the oriental succession (Fig. 6). Results from the morphological study of zircons through cathodoluminescence (CL) showed that most zircons have morphologies indicating an intrusive origin (Fig. 10), according to Corfu *et al.* (2003), which is consistent with grain compositions observed in thin sections (Fig. 8). Some zircons show distinctive morphological characteristics of volcanic origin, with Triassic, Eocene and Miocene ages. In addition, the Th/U ratio suggests an igneous nature for most of the analysed zircon grains, and only one zircon grain shows a Th/U ratio near the igneous-metamorphic limit (Rubatto, 2002).

The three analysed samples show very similar detrital zircon age patterns (Fig. 11). Nearly 90% of the analysed zircons in each sample are of Permo-Triassic age (Fig. 11), with a prominent main peak of Early to Middle Triassic age. However, there are differences between the three samples. The stratigraphically upper sample

Fig. 9. QFL plot, after Dickinson *et al.* (1983), for stratigraphic columns A and B. Q = total quartz grains; F = total feldspar; and L = lithic grains.



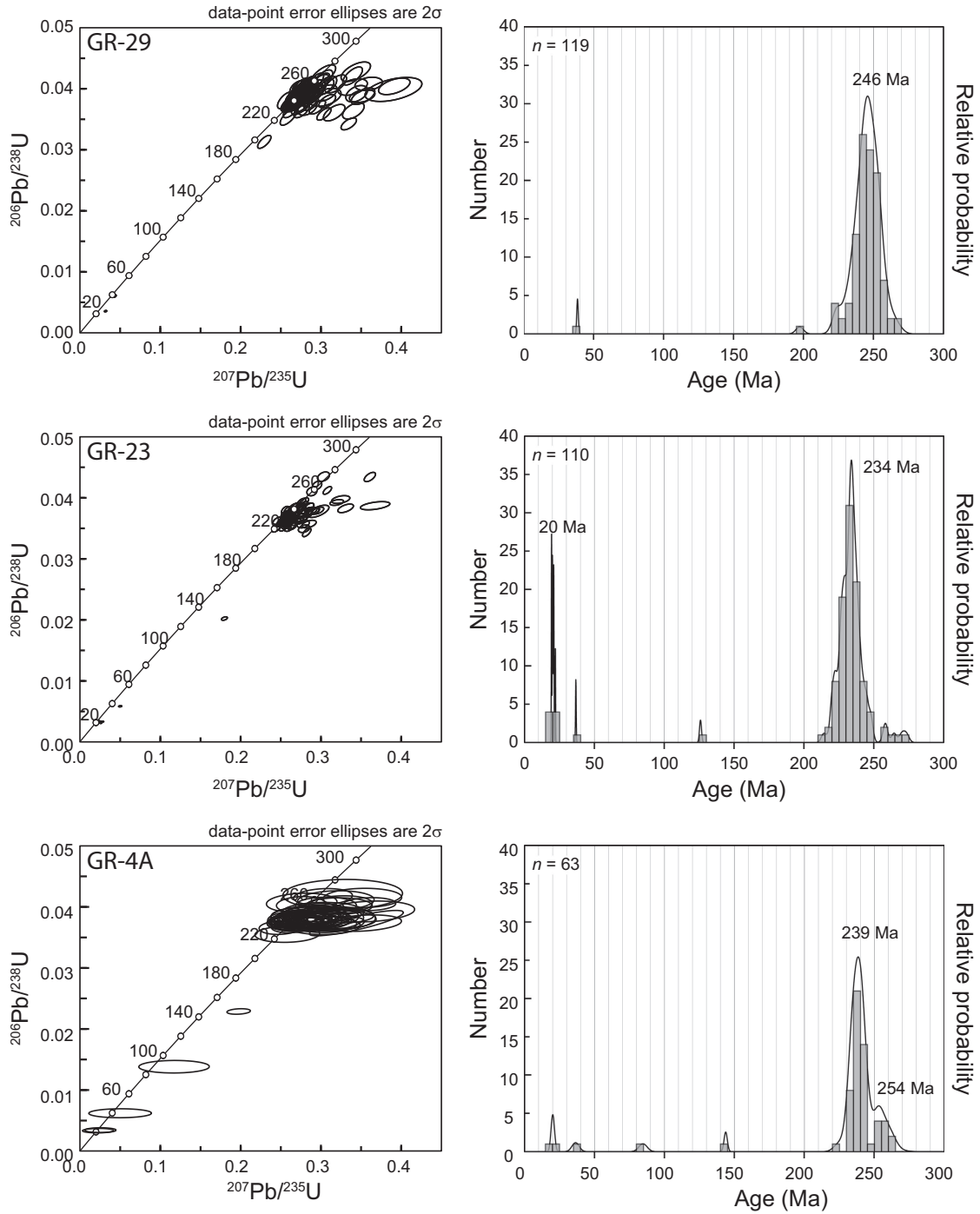


Fig. 11. Concordia diagrams and probability diagrams of detrital zircons ages for different samples.

the La Coipa-El Potro Fault System, and is partially covered by gravels.

The clast composition of the Quebrada Larga Succession is similar to that observed in the Laguna Grande Succession, although is composed predominantly by fine grain sediments deposited as diluted flows. This

succession resulted from a sheet flood dominated alluvial fan environment, suggesting a development due to the remobilization and redeposition of the Laguna Grande Succession, instead of a common provenance. The Quebrada Larga Succession is located in a lower elevation compared to the Laguna Grande Succession, because it

formed following the incision and rework of this unit. The 13 Ma-old dacitic tuff intercalated in gravels of the Quebrada Larga Succession, in addition to geomorphological and stratigraphic observations, indicates an erosional discordance between these successions, and confirms that the Quebrada Larga Succession deposited after the Laguna Grande Succession. According to the youngest age in the detrital zircons and the age of the dacitic tuff the deposition of the Laguna Grande Succession occurred between 19 and 13 Ma, implying that the incision and reworking started close to 13 Ma.

Mountain building and landscape evolution

Many studies in Northern Chile, Southern Perú and Bolivia, have shown that the Central Andes have grown during the Cenozoic in response to crustal shortening and thickening processes (Isacks, 1988; Garziona *et al.*, 2008; Strecker *et al.*, 2009).

In the following sections we analyse the morphostratigraphic and tectonic evolution of the studied area (Fig. 12), constrain the timing of mountain building, the landscape evolution resulting from the erosive response, and compare with other studies in neighbouring regions (Fig. 13).

Eocene–Oligocene orogenesis and pedimentation

The evolution of the studied area is largely controlled by the uplift of the western mountain system above the Valeriano Fault (Fig. 12a). Geological observations indicate that the activity of this fault is bracketed between 63 and 21 Ma, i.e. before the deposition of the Laguna Grande Succession (Fig. 3a). However, three main geological observations indicate a fault activity largely older than the early Miocene: (1) the presence of the Las Pintadas Surface, which is carved on the western system, (2) the current absence of a topographic expression of the fault itself, and (3) the Eocene El Gaucho beds unconformably overlying the basement and Mesozoic units in the hanging wall (Fig. 3). This interpretation agrees with the internal syncline affecting a 46 Ma tuff sealed by a 44 Ma tuff observed in the northern basement system (Fig. 3b), which corresponds to the most recent activity that affected the western mountain system. Thus, the main activity of the Valeriano Fault most likely occurred between 63 and 45 Ma (Fig. 13), and we can constrain the uplift of this mountain system before ~45 Ma.

Sixty kilometre west of the studied area, geological observations of Pineda & Emparán (2006), Creixell *et al.* (2013) and Salazar *et al.* (2013), based on contact relationships and chronological analyses, evidence a late Eocene activity on a ~150 km-long thrust system (Vicuña and Rivadavia faults) with both west and east vergences. Around 110 km to the south, in the El Indio Belt (~30°S), Martin *et al.* (1997) described a structural domain in which north-striking, high-angle, reverse faults were active between 54 and 27 Ma, which could be related to

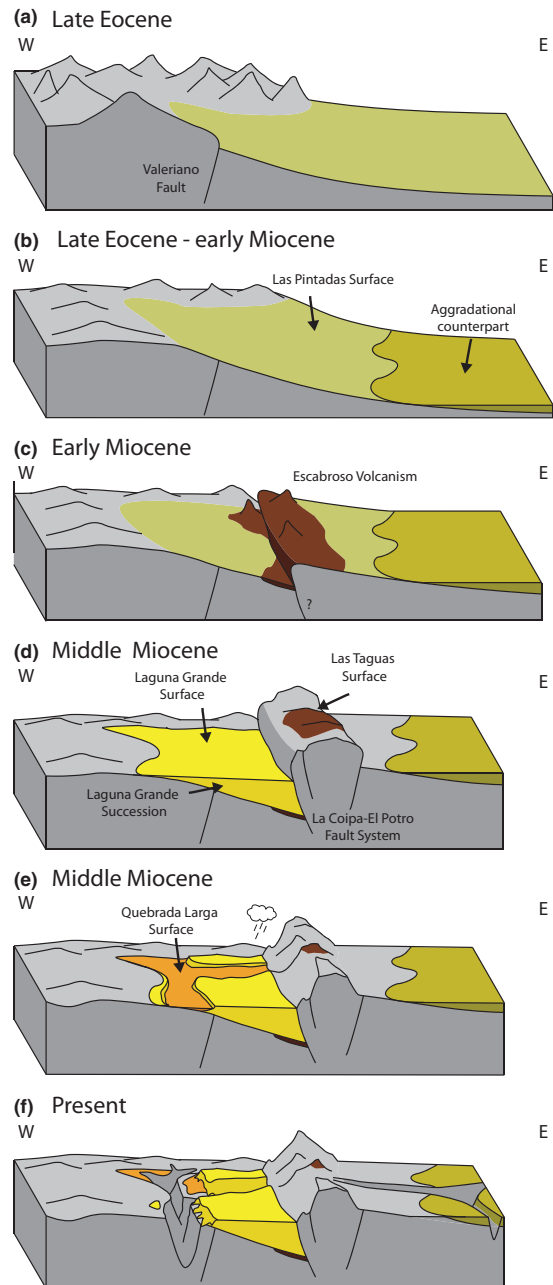


Fig. 12. Evolution of studied area from Eocene to present. (a) Late Eocene: the “Incaic Relief” dominates the geography in the west and northwest areas; (b) pedimentation processes following the “Incaic” orogeny; (c) volcanism developed during early Miocene; (d) accumulation of the Laguna Grande Succession; (e) hydrological reconfiguration, due to the establishment of a climatic barrier, leading to the Quebrada Larga Succession development; (f) major effects of hydrological reconfiguration with the development of the Los Tumbillos gravels and the final modern valley incision.

the Eocene deformation described in the studied area. Recent studies developed near 28°S identify a compressive pulse during the early Paleocene, based on an angular

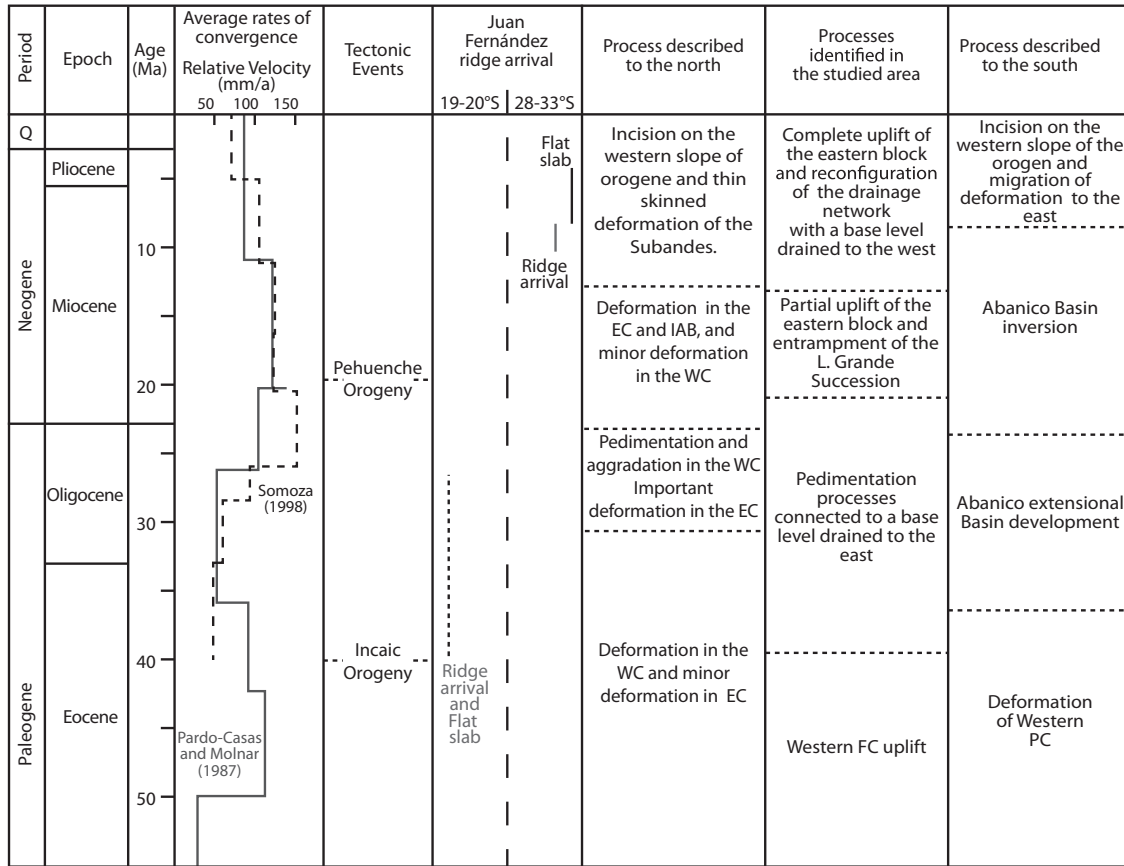


Fig. 13. Summary of major tectonic processes identified in the studied area and described for the regions further north and south. Average rates of convergences are included, according to Pardo-Casas & Molnar (1987) and Somoza (1998). We indicate the average ages of tectonic phases acknowledging that they vary latitudinally.

unconformity between the synorogenic Quebrada Seca Formation (65–60 Ma) and the late Jurassic Lagunillas Formation (Martínez *et al.*, 2015). All these studies indicate that the deformation of the western Frontal Cordillera was accommodated by several thrust systems during the Paleogene.

Recent reconstructions developed further north (~20°S) reveal that the main shortening and crustal thickening processes occurred between 50 and 30 Ma (Fig. 13; Maksaev & Zentilli, 1999; Armijo *et al.*, 2015), under a thick-skinned structural style (Muñoz & Charrier, 1996). This episode of compressive deformation corresponds to the “Incaic phase” (e.g., Steinman, 1929; Noble *et al.*, 1990; Charrier *et al.*, 2007, 2009), and it resulted in the uplift of the Western Cordillera, the Domeyko Range and the Frontal Cordillera. The faults geometry and kinematics in the Western Cordillera indicate that the uplift of the relief was accommodated by bivergent thrusts (Maksaev & Zentilli, 1999; Charrier *et al.*, 2007, 2009). Mountain systems uplifted during this period correspond to a continuous 60–100 km wide NNE oriented belt that extends from southern Perú to central Chile (Charrier *et al.*, 2009). Eocene shortening also occurred in the Central and

Eastern Altiplano, and in the Eastern Cordillera, although with minor shortening rates (Elger *et al.*, 2005; Oncken *et al.*, 2006).

After the Middle Eocene the deformation decreased in the Western Cordillera (McQuarrie *et al.*, 2005; Lamb *et al.*, 1997). The landscape of the Western Cordillera and Domeyko Range was characterized by more stable conditions, evidenced by the development of a pediplain in the western slope of the range (Segerstrom, 1963; Galli-Olivier, 1967; Sillitoe *et al.*, 1968; Mortimer, 1973), and by the aggradation of gravels derived from the erosion of the Eocene range. The latter, in turn, were deposited in the western (e.g., Nalpas *et al.*, 2008; Riquelme *et al.*, 2007) and in the eastern slope (Charrier *et al.*, 2009) of the Eocene relief. On the other hand, further south (32–36°S) there is no record of Eocene compressive deformation. In addition, there is evidence of the development of the Abanico Basin in an extensional setting during 36 Ma and late Oligocene-early Miocene (Charrier *et al.*, 2007, 2009; Rodríguez, 2013; Jara & Charrier, 2014; Winocur *et al.*, 2014).

Our observations suggest a similar pedimentation context during the Eocene-Oligocene in the studied area.

Indeed, the landscape was characterized by more stable conditions after the Eocene uplift of the western mountain system. These conditions allowed the development of the Las Pintadas Surface between 44 and 21 Ma. It suggests that the base level did not drop significantly (e.g., Burbank & Anderson, 2001; Dohrenwend & Parsons, 2009) during the Eocene-Oligocene. 100 km to the south, in the El Indio Belt (~30°S) pedimentation processes have also been registered in Argentina and Chile (Bissig *et al.*, 2002; Aguilar *et al.*, 2011). At this latitude some continental successions were identified to the east, in the Valle del Cura in Argentina, deposited during Eocene and early Oligocene (Limarino *et al.*, 1999). This deposit could correspond to the aggradational counterpart of the pedimentation of the Eocene relief in this region (Fig. 12b).

Miocene migration of deformation and intramontane basin configuration

Similar to other regional studies (Reutter, 1974; Nalpas *et al.*, 2009; Moscoso *et al.*, 2010) our field observations indicate that the CBG deposits are cut by the La Coipa-El Potro fault System (Figs 2, 4b and 6). The uplift of the eastern mountain system represented a topographic barrier that triggered the blocking of sediment transport, resulting in the establishment of an intramontane depocenter, and giving way to the deposition of the Laguna Grande Succession between 19 and 13 Ma (Fig. 12d). This hypothesis is supported by several observations. On the one hand, the Laguna Grande Succession shows detrital zircon data that records Miocene ages. It contains more subangular fragments next to the trace of La Coipa-El Potro Fault System, and shows evidence of deformation. On the other hand, the Las Taguas Surface, which corresponds to the eastern continuation of the Las Pintadas Surface, shows a lack of a gravel cover.

Evidences of early-middle Miocene compressive pulse have also been documented in the Chilean Frontal Cordillera, immediately to the north and south of the studied zone. Near 28°S an early Miocene compressive pulse is evidenced by an angular unconformity between the Quebrada Seca Formation and the Doña Ana Group, which also shows deformation and faulting during this period of time (Martínez *et al.*, 2015). Around 29°S, Martin *et al.* (1997) described structures cutting and folding The Escabroso Formation that are covered by 16 Ma units, which indicates that a deformation event occurred between 18 and 16 Ma. Thermal modelling data registered to the south, in the Elqui and Limarí Valleys (30–31°S) also suggest an early-middle Miocene compressive pulse inverting an Oligocene extensional intra-arc basin (Rodríguez, 2013).

Similar to the Chilean Frontal Cordillera, there are evidences of deformation during late Oligocene and late Miocene, which contributed to the growth of the central Andes in other physiographic units (Fig. 13). Further north (~20°S) evidence of crustal shortening and thickening has been documented in the whole Central Andes since the Eocene (Elger *et al.*, 2005; Oncken *et al.*, 2006).

However, during the Miocene, deformation was focalized to the east, in the Eastern Cordillera and Altiplano (Semper *et al.*, 1990; Lamb *et al.*, 1997; Gregory-Wodzicki, 2000; McQuarrie *et al.*, 2005; Armijo *et al.*, 2015). Further south (32–36°S) a regional compressive event resulted in the partial inversion of the Abanico Basin, during late Oligocene and late Miocene (Charrier *et al.*, 2002, 2007, 2009; Farías *et al.*, 2010; Jara & Charrier, 2014; Muñoz-Sáez *et al.*, 2014). Miocene inversion is marked by the progressive migration of shortening from the boundaries of the former Abanico Basin in the early Miocene, to the eastern parts of the range following 16 Ma (Farías *et al.*, 2010). Based on the previous description, Miocene compression and migration to the east, would be a generalized evolution in the Central Andes, involving different physiographic units, transcending diverse morphotectonic conditions.

Hydrological reconfiguration and valley incision during late Miocene and Plio-Quaternary

We propose that the Laguna Grande succession resulted from the aggradation of sediments in an intramontane basin (Fig. 12d). Later, the Laguna Grande Surface was abandoned and incised, evidencing a drop in the base level. Gravels were eroded and the contact surface between bedrock and gravels (Las Pintadas Surface) was exhumed and covered again by the Quebrada Larga Succession. Considering the textural characteristic of its sediments and the location of deposit, we argue that this incision was connected to a base level that drained to the west (Fig. 12e). Therefore, the construction of the Quebrada Larga Surface marks the beginning of a hydrological reconfiguration. The tuff intercalated in the base of the Quebrada Larga Succession suggests that this reconfiguration began after 13 Ma. It may be a consequence of the middle Miocene uplift of the eastern mountain system, produced by the activity of La Coipa-El Potro Fault System. Afterwards, bedrock incision developed the current configuration of valleys (Fig. 12f).

At 28–30°S, erosion of low relief surfaces indicates an incision event during the late Miocene and Pliocene in the whole forearc, as evidenced by the Quebrada Larga Surface in the studied area, the Los Ríos Surface in the El Indio Belt (Bissig *et al.*, 2002), the Corredores Surface in the Domeyko Basin (Rodríguez *et al.*, 2014) and the Valenar Terraces in the Huasco Valley (Mortimer, 1973). Similarly, valley incision also started during late Miocene to the north (Isacks, 1988; Lamb *et al.*, 1997; Riquelme *et al.*, 2007; Schildgen *et al.*, 2007; Farías *et al.*, 2008) and to the south of the studied area (Fig. 13; Farías *et al.*, 2008; Rodríguez *et al.*, 2014). To explain this incision event, local and regional processes have been discussed. Studies developed near 33°S suggest that the incision was influenced by the shallowing of the slab (Farías *et al.*, 2008). Although there is a temporal correspondence with the beginning of the flat subduction and the incision in the studied area, the incisional event has been described

in the complete western slope of the Central Andes, including flat and normal subduction zones (Isacks, 1988; Lamb *et al.*, 1997; Bissig *et al.*, 2002; Riquelme *et al.*, 2007; Farías *et al.*, 2008; Aguilar *et al.*, 2011), suggesting that this corresponded to a more regional event. Studies developed further north, suggest that this incisional event may have been related to the Brazilian Shield subduction (e.g., Gubbels *et al.*, 1993; McQuarrie *et al.*, 2005; Lamb, 2011) and to the uplift and westward tilting of the orogen produced by important overthrusts with vergences to the east (e.g., Isacks, 1988; Giambiagi *et al.*, 2001; Farías *et al.*, 2005; Riquelme *et al.*, 2007). The erosive response and valley incision were not necessarily coetaneous to the uplift and differential delay along the Andes can be attributed to latitudinal climatic variation and lithology of bedrock (Montgomery *et al.*, 2001).

Although most models invoke deep geodynamic processes to explain the uplift that triggered valley incision, it is also possible to explain it by the combination of geomorphological and deeper crust processes (e.g., Strecker *et al.*, 2009). The activity of La Coipa-El Potro Fault System that uplifted the eastern mountain system, like several other thrust systems along the Andes, is a factor that by itself could have widely modified the landscape evolution and triggered the westward incision. The uplift of the eastern system led to the westward catchment of the intramontane basin and the valley incision related to the increase in relief and drainage area. This has been documented in the central Andes further north (e.g., Schlunegger *et al.*, 2010) and other mountain ranges (e.g., Willet *et al.*, 2006). Complementary, the growth of the Andes increased the climatic barrier (e.g. Hain *et al.*, 2011), which concentrated the westerlies rainfall on the western slope of the orogen (Fig. 12e). It also contributed to a glacial environment developed during Quaternary, which is visible in the glacial and paraglacial geomorphology of the upstream parts of valleys (Zech *et al.*, 2006; Aguilar, 2010).

SUMMARY AND CONCLUSION

The Cerro del Burro Gravels, and preserved low relief surfaces in the Chilean Frontal Cordillera near 28°45'S provide important constraints on the Neogene erosion and denudation of the Andes. We propose the timing, magnitudes and styles of the evolution of the mountain range, which resulted in the eastward migration of the deformation and reconfiguration of the drainage network.

The evolution of the studied area can be summarized into three stages:

- (1) After the middle Eocene (~44 Ma), following the uplift of the western and northern mountain systems, pedimentation processes occurred during a period of relative tectonic quiescence, which lasted until 19 Ma.
- (2) Between 19 and 13 Ma the uplift of the eastern and southern mountain systems disturbed the pedimentation processes, interrupted the sediment migration to

the east, and triggered the accumulation of gravels in an intramontane basin.

- (3) The geological evolution of the study area is completed by the westward capture of the intramontane basin following 13 Ma, and by the current valley incision related to the increase in relief and area of basins.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by CONICYT (Chilean National Research Agency) through the Fondecyt grant No. 11121529: Quantifying long-term denudation with low-temperature thermochronology: tectonic activity and landscape evolution of the Chilean Andes (27–32°S), by G. Aguilar and Plan Nacional de Geología from SERNA-GEOMIN. We also thank the ECOS-Sud-Conicyt program (project C11U02) for financial support. This study is part of the M. Sc. thesis of K.R., in the Universidad de Chile which was supported in part by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD, France) through the Laboratorio Mixto Internacional (LMI) COPEDIM. Authors would like to thank Dr. Andrés Folguera and two anonymous reviewers for the comments that allowed us to significantly improve our manuscript. We would like to thank M. Muñoz and B. Townley for the careful review of this manuscript.

CONFLICT OF INTEREST

No conflict of interest declared.

SUPPORTING INFORMATION

Additional Supporting Information may be found in the online version of this article:

Appendix S1. U-Pb geochronological data

Table S1. Zircon U-Pb geochronological data for sample GR-4A.

Table S2. Zircon U-Pb geochronological data for sample GR-23. Zircons shown in Fig. 10 are highlighted in bold.

Table S3. Zircon U-Pb geochronological data for sample GR-29. Zircons shown in Fig. 10 are highlighted in bold.

REFERENCES

- 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. PhD thesis, Université de Toulouse; Universidad Católica del Norte (UCN), Chile.
- AGUILAR, G., RIQUELME, R., MARTINOD, J., DARROZES, J. & MAIRE, E. (2011) Variability in erosion rates related to the

- state of landscape transience in the semi-arid Chilean Andes. *Earth Surf. Proc. Land.*, **36**, 1736–1748.
- ALLMENDINGER, R., RAMOS, V., JORDAN, T., PALMA, M. & ISACKS, B. (1983) Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, **2**, 1–16.
- ARMIJO, R., LACASSIN, R., COUDURIER-CURVEUR, A. & CARRIZO, D. (2015) Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth Sci. Rev.*, **143**, 1–35.
- BALLATO, P., CIFELLI, F., HEIDARZADEH, G., GHASSEMI, M.R., WICKERT, A.D., HASSANZADEH, J., DUPONT-NIVET, G., BALLING, P., SUDO, M., ZEILINGER, G., SCHMITT, A.K., MATTEI, M. & STRECKER, M.R. (2016) Tectono-sedimentary evolution of the northern Iranian Plateau: insights from middle-late Miocene foreland-basin deposits. *Basin Res.*, **12180**, 1–30.
- BARAZANGI, M. & ISACKS, B. (1976) Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, **4**, 686–692.
- BISSIG, T., CLARK, A. & LEE, J. (2002) Miocene landscape evolution and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio-Pascua Au–Ag–Cu Belt, Chile and Argentina. *Econ. Geol.*, **97**, 971–996.
- BLAIR, T. & MCPHERSON, J. (1994) Alluvial fans and their natural distinction from rivers. *J. Sediment. Res.*, **64**, 450–489.
- BLAIR, T. & MCPHERSON, J. (1999) Grain size and textural classification of coarse sedimentary particles. *J. Sediment. Res.*, **69**, 6–19.
- BURBANK, D. & ANDERSON, R. (2001) *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Oxford.
- CAHILL, T. & ISACKS, B. (1992) Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.*, **97**, 17503–17529.
- CHARRIER, R., ALVAREZ, P. & ZURITA, E. (2002) Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°–36° S.L.). *J. S. Am. Earth Sci.*, **15**, 117–139.
- CHARRIER, R., PINTO, L. & RODRIGUEZ, M.P. (2007) Tectonostratigraphic evolution of the Andean Origen in Chile. In: *The Geology of Chile* (Ed. by T. Moreno, W. Gibbons), pp. 21–114. The Geological Society, London.
- CHARRIER, R., FARIAS, 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 adyacentes de Bolivia y Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, **65**, 5–35.
- COIRA, B., DAVIDSON, C., MPODOZIS, C. & RAMOS, V. (1982) Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Sci. Rev.*, **18**, 303–332.
- CONTRERAS, J. & SCHILLING, M. (2012). Geología del área San Fernando-Curicó. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000.
- CORFU, F., HANCHAR, J., HOSKIN, P. & KINNY, P. (2003) Atlas of Zircon Textures. In: *Zircon. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53 (Ed. by J. Hancher, P. Hoskin), pp. 469–500. Mineralogical Society of America, Washington, DC, USA.
- CREIXELL, C., LABBÉ, M., ARÉVALO, C. & SALAZAR, E. (2013). Geología del área Estación Chañar-Junta de Chingoles. Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile, Serie Geología Básica 150. 1 mapa escala 1:100.000.
- DECELLES, P., GRAY, M., RIDGWAY, K., COLE, R., PIVNIK, D., PEQUERA, N. & SRIVASTAVA, P. (1991) Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, **38**, 567–590.
- DICKINSON, W. (1970) Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sediment. Petrol.*, **40**, 695–707.
- DICKINSON, W.R., BEARD, L.S., BRAKENRIDGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.A., LINDBERG, F.A. & RYBERG, P.T. (1983) Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 222–235.
- DOHRENWEND, J. & PARSONS, A. (2009) Pediments in Arid Environments. In: *Geomorphology of Desert Environments*. 2nd edn (Ed. by A. Parsons, A. Abrahams), pp. 377–411. Chapman and Hall, Springer, London.
- ELGER, K., ONCKEN, O. & GLODNY, J. (2005) Plateau-style accumulation of deformation: Southern Altiplano. *Tectonics*, **24**, TC4020.
- ESPURT, N., FUNICIELLO, F., MARTINOD, J., GUILLAUME, B., REGARD, V., FACCENA, C. & BRUSSET, S. (2008) Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling. *Tectonics*, **27**, TC3011.
- FARIAS, M., CHARRIER, R., COMTE, D. & MARTINOD, J. (2005) Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics*, **24**, TC4001.
- FARIAS, M., CHARRIER, R., CARRETIER, S., MARTINOD, J., FOCK, A., CAMPBELL, D., CÁCERES, J. & COMTE, D. (2008) Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°–35°S). *Tectonics*, **27**, TC1005.
- FARIAS, M., COMTE, D., CHARRIER, R., MARTINOD, J., DAVID, C., TASSARA, A., TAPIA, F. & FOCK, A. (2010) Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, **29**, TC3006.
- GALLI-OLIVIER, C. (1967) Piediplain in Northern Chile and the Andean Uplift. *Science*, **158**, 653–655.
- GARZIONE, C.N., HOKE, G.D., LIBARKIN, J.C., WITHERS, S., MACFADDEN, B., EILER, J., GHOSH, P. & MULCH, A. (2008) Rise of the Andes. *Science*, **320**, 1304–1307.
- GAZZI, P. (1966) Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Miner. Petrogr. Acta*, **12**, 69–97.
- GEHRELS, G. (2009) *Age Pick Program*. University of Arizona Laserchron Center, USA.
- GIAMBIAGI, L., TUNIK, M. & GHIGLIONE, M. (2001) Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33°30'–34°S), western Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.*, **14**, 707–724.
- GREGORY-WODZICKI, K.M. (2000) Uplift history of the Central and Northern Andes: A Review. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **112**, 1091–1105.
- GUBBELS, T., ISACKS, B. & FARRAR, E. (1993) High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology*, **21**, 695–698.
- GUTSCHER, M.-A., SPAKMAN, W., BIJWAARD, H. & ENGDAHL, E. (2000) Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, **19**, 814–833.
- HAIN, M., STRECKER, M., BOOKHAGEN, B., ALONSO, R., PINGEL, H. & SCHMITT, A. (2011) Neogene to Quaternary broken

- foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25°S). *Tectonics*, **30**, TC2006.
- HORTON, B. & SCHMITT, J. (1996) Sedimentology of the lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology*, **43**, 133–155.
- INGERSOLL, R., BULLARD, T., FORD, R., GRIMM, J., PICKLE, J. & SARES, S. (1984) The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi - Dickinson point - counting method. *J. Sediment. Petrol.*, **54**, 0103–0116.
- ISACKS, B. (1988) Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, **93**, 3211–3231.
- JAILLARD, E. & SOLER, P. (1996) Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18°S) and its relations to geodynamics. *Tectonophysics*, **259**, 41–53.
- JARA, P. & CHARRIER, R. (2014) Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean Geol.*, **41**, 174–209.
- JORDAN, T., ISACKS, B., ALLMENDINGER, R., BREWER, J., RAMOS, V. & ANDO, C. (1983) Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Study Am. Bull.*, **94**, 341–361.
- KAY, S. & MPODOZIS, C. (2002) Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *J. S. Am. Earth Sci.*, **15**, 29–57.
- KAY, S., MAKSAEV, V., MOSCOSO, R., MPODOZIS, C., NASI, C. & GORDILLO, C. (1988) Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *J. S. Am. Earth Sci.*, **1**, 21–38.
- LAMB, S. (2011) Did shortening in thick crust cause rapid Late Cenozoic uplift in the northern Bolivian Andes? *J. Geol. Soc. London*, **168**, 1079–1092.
- LAMB, S., HOKE, L., KENNAN, L. & DEWEY, J. (1997) Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **121**, 237–264.
- LIMARINO, C., GUTIÉRREZ, P., MALIZIA, D., BARREDA, V., PAGE, S., OSTERA, H. & LINARES, E. (1999) Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de la Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, **54**, 177–181.
- LUDWIG, K. (2003). *Isoplot 3.0. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Special publication n° 4. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, California.
- MAKSAEV, V. & ZENTILLI, M. (1999) Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Explor. Min. Geol.*, **8**, 65–89.
- MARTIN, M., CLAVERO, J. & MPODOZIS, C. (1997) Eocene to Late Miocene structural development of Chile's El Indio gold belt, 30°S. *VIII Congreso Geológico Chileno. Antofagasta*, **1**, 144–148.
- MARTÍNEZ, F., ARRIAGADA, C., VALDIVIA, R., DECKART, K. & PEÑA, M. (2015) Geometry and kinematics of the Andean thick-skinned thrust systems: Insights from the Chilean Frontal Cordillera (28°–28.5°S), Central Andes. *J. S. Am. Earth Sci.*, **64**, 307–324.
- MARTÍNEZ, F., ARRIAGADA, C., PEÑA, M., DECKART, K. & CHARRIER, R. (2016) Tectonic styles and crustal shortening of the Central Andes “Pampean” flat-slab segment in northern Chile (27–29°S). *Tectonophysics*, **667**, 144–162.
- MARTINOD, J., HUSSON, L., ROPERCH, P., GUILLAUME, B. & ESPURT, N. (2010) Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **299**, 299–309.
- MARTINOD, J., GUILLAUME, B., ESPURT, N., FACCENA, C., FUNICIELLO, F. & REGARD, V. (2013) Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation: Insights from analogue modeling. *Tectonophysics*, **588**, 39–55.
- MCQUARRIE, N., HORTON, B.K., ZANDT, G., BECK, S. & DECELLES, P.G. (2005) Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics*, **399**, 15–37.
- MIALL, A. (1996) *The Geology of Fluvial Deposits - Sedimentary Facies, Basin*. Springer, Berlín.
- MONTGOMERY, D., BALCO, G. & WILLET, S. (2001) Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*, **29**, 579–582.
- MORA, C. (2014) *Geología Estructural y Arquitectura Estratigráfica de la Cuenca Jurásico Superior de Lagunillas, Alta Cordillera de Vallenar*. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Chile, Región de Atacama. Memoria para optar al título de Geólogo.
- MORTIMER, C. (1973) The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *J. Geol. Soc.*, **129**, 505–526.
- MOSCOSO, R., MPODOZIS, C., NASI, C., RIBBA, L. & ARÉVALO, C. (2010). Geología de la Hoja El Tránsito, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile. Serie Preliminar 7. 1 mapa escala 1:250.000, 3 anexos. Santiago.
- MPODOZIS, C. & GARDEWEG, M. (2008). Updated Regional Geology of El Morro District (1:25.000 scale). Aurum Consultores, internal report for XStrata Copper, Santiago.
- MUÑOZ, N. & CHARRIER, R. (1996) Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *J. S. Am. Earth Sci.*, **9**, 171–181.
- MUÑOZ-SÁEZ, C., PINTO, L., CHARRIER, R. & NALPAS, T. (2014) Influence of depositional load on the development of a shortcut fault system during the inversion of an extensional basin: The Eocene-Oligocene Abanico Basin case, central Chile Andes (33°–35°S). *Andean Geol.*, **41**, 1–28.
- 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 Pederuales-Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control? *Tectonophysics*, **459**, 161–173.
- NALPAS, T., DABARD, M., PINTO, L. & LOI, A. (2009). Preservation of the Miocene Atacama Gravels in Vallenar area, northern Chilean Andes: Climate, stratigraphic or tectonic control? XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, S9_063.
- NOBLE, D., MCKEE, E., MOURIER, T. & MÉGARD, F. (1990) Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in northern Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **102**, 1105–1113.
- ONCKEN, O., HINDLE, D., KLEY, J., ELGER, K., VÍCTOR, P. & SCHEMMANN, K. (2006) Deformation of the Central Andean Upper Plate System – Facts, Fiction, and Constraints for Plateau Models. In: *The Andes - Active Subduction Orogeny* (Ed. by O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H.-J. Götze, V. Ramos, M.R. Strecker, P. Wigger), pp. 3–28. Springer, Berlin.
- ORTIZ, M. & MERINO, R. (2015). Geología del área río Chollay-Matancilla y cajón del Encierro: regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 175 y 176, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- PARDO, M., COMTE, D. & MONFRET, T. (2002) Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *J. S. Am. Earth Sci.*, **15**, 11–22.

- PARDO-CASAS, F. & MOLNAR, P. (1987) Relative motion of the Nazca plate (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, **6**, 233–248.
- PILGER, R. (1984) Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *J. Geol. Soc. London*, **141**, 793–802.
- PINEDA, G. & EMPARÁN, C. (2006). Geología del área Vicuña-Pichasca. Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile, Serie Geología Básica 97. 1 mapa escala 1:100.000.
- RAMOS, V. (2010) The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geol. J.*, **45**, 2–25.
- RAMOS, V., CRISTALLINI, E. & PÉREZ, D. (2002) The Pampean flat-slab of the Central Andes. *J. S. Am. Earth Sci.*, **15**, 59–78.
- REUTTER, K. (1974) Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite. *Neues Jahrb. Geol. Paleontol. Abh.*, **146**, 153–178.
- RIQUELME, R., HÉRAIL, 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.
- RODRÍGUEZ, M.P. (2013). *Cenozoic Uplift and Exhumation Above the Southern Part of the Flat-Slab Subduction Segment of Chile (28.5–32°S)*. Tesis para optar al grado de Doctora en Ciencias, mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Chile.
- RODRÍGUEZ, M.P., AGUILAR, G., URRESTY, C. & CHARRIER, R. (2014) Neogene landscape evolution in the Andes of north-central Chile between 28.5 and 32°S: Interplay between tectonic and erosional processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **399**, 419–446.
- ROSSEL, K. (2014) *Estratigrafía y Estudio de Proveniencia de las Sucesiones de Gravas Neógenas en la Cordillera Frontal del Valle del Huasco, Región de Atacama: Formación Laguna Grande (28°45'S)*. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Chile, Memoria para optar al título de Geólogo.
- RUBATTO, D. (2002) Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.*, **184**, 123–138.
- SALAZAR, E. & COLOMA, F. (Accepted). Geología del área Cantaritos–Laguna Chica, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- SALAZAR, E., COLOMA, F. & CREIKELL, C. (2013). Área el Tránsito–Lagunillas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile, Serie Geología Básica 150. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- SALFITY, A., GORUSTOVICH, S., MOYA, M. & AMENGUAL, R. (1984). Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoica de la Puna. 9° Congreso Geológico Argentino, pp. 539–554.
- SAMBRIDGE, M., BRAUN, J. & McQUEEN, H. (1995) Geophysical parametrization and interpolation of irregular data using natural neighbours. *Geophys. J. Int.*, **122**, 837–857.
- SCHILDGEN, T., HODGES, K., WHIPPLE, K., REINERS, P. & PRINGLE, M. (2007) Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru. *Geology*, **35**, 523–526.
- SCHLUNEGGER, F., KOBER, F., ZEILINGER, G. & VON ROTZ, R. (2010) Sedimentology-based reconstructions of paleoclimate changes in the Central Andes in response to the uplift of the Andes, Arica region between 19 and 21°S latitude, northern Chile. *Int. J. Earth Sci.*, **99**, 123–137.
- SCHUMM, S., MOSLEY, M. & WEAVER, W. (1987) *Experimental Fluvial Geomorphology*. John Wiley and Sons, New York.
- SEGERSTROM, K. (1963) Matureland of northern Chile and its relationship to ore deposits. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **74**, 513–518.
- SEMPERE, T., HÉRAIL, G., OLLER, J. & BONHOMME, M. (1990) Late Oligocene–early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, **18**, 946–949.
- SILLITOE, R., MORTIMER, C. & CLARK, A. (1968) A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, southern Atacama Desert, Chile. *Inst. Min. Metall. Transact.*, Section B, **77**, 166–169.
- SILVER, P., RUSSO, R. & LITHGOW–BERTELLONI, C. (1998) Coupling of South American and African Plate Motion and Plate Deformation. *Science*, **279**, 60–63.
- SOBEL, E., HILLEY, G. & STRECKER, M. (2003) Formation of internally drained contractional basins by aridity-limited bedrock incision. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2344.
- SOBOLEV, S. & BABEYKO, A. (2005) What drives orogeny in the Andes? *Geology*, **33**, 617–620.
- SOMOZA, R. (1998) Updated Nazca (Farallon)–South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *J. S. Am. Earth Sci.*, **11**, 211–215.
- STEINMAN, G. (1929) *Geologie von Perú*. Karl Winter, Heidelberg.
- STRECKER, M.R., ALONSO, R., BOOKHAGEN, B., CARRAPA, B., COUTAND, I., HAIN, M.P., HILLEY, G.E., MORTIMER, E., SCHOENBOHM, L. & SOBEL, E.R. (2009) Does the topographic distribution of the central Andean Puna Plateau result from climatic or geodynamic processes? *Geology*, **37**, 643–646.
- VAN DER PLAS, L. & TOBI, A. (1965) A chart for judging the reliability of point counting results. *Am. J. Sci.*, **263**, 87–90.
- WILLET, S.D., SCHLUNEGGER, F. & PICOTTI, V. (2006) Messinian climate change and erosional destruction of the central European Alps. *Geology*, **34**, 613–616.
- WINOCUR, D., LITVAK, V. & RAMOS, V. (2014) Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, main Andes of Argentina and Chile: evidence for generalized extension. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **399**, 109–130.
- 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. *J. Geophys. Res.*, **106**, 6325–6345.
- YRIGOYEN, M. (1993). Los depósitos sinorogénicos terciarios. In: *Geología y Recursos Naturales de Mendoza* (Ed. by V. Ramos), pp. 123–148. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Relatorio 1). Asociación Geológica Argentina, Instituto Argentino del Petróleo, Mendoza.
- ZECH, R., KULL, C. & VEIT, H. (2006) Late Quaternary glacial history in the Encierro Valley, northern Chile (29°S), deduced from ¹⁰Be surface exposure dating. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **234**, 277–286.

Manuscript received 8 February 2016; In revised form 1 July 2016; Manuscript accepted 13 September 2016.

5. Discusiones

Varios estudios han reconocido extensas superficies de erosión regionales y depósitos detríticos continentales en gran parte de los Andes Centrales de Chile (Figura 5.1) y las han utilizado como marcadores de la evolución de paisajes, es decir, ciertas características identificables que proporcionan un marco de referencia con el que medir la influencia de la actividad tectónica y la erosión (Paskoff, 1970; Mortimer, 1973; Bissig et al., 2002; Riquelme et al., 2003, 2007; Farías et al., 2008; Bissig y Riquelme, 2010; Aguilar, 2011; Rodríguez et al., 2014; Hidalgo, 2013). En la zona de estudio fueron identificadas y caracterizadas seis superficies de bajo relieve y un depósito detrítico continental, que a continuación se correlacionan a escala regional con otros estudios que abordan esta temática entre los 26 y 32°S (Figura 5.1) con el objetivo de ampliar la discusión presentada en el artículo publicado en *Basin Research Review* en el contexto tectónico de los Andes Centrales.

5.1. Pedimentación del Relieve Incaico

Las superficies de bajo relieve de mayor altitud relativa a los fondos de valles se agrupan en la Superficie Las Pintadas en la Cordillera Frontal Central y en la Superficie Las Taguas en la Cordillera Frontal Oriental (Figura 5.2). Estas superficies están separadas entre 0,9 y 1,5 km de altura por el Frente Topográfico 1, que coincide con la ubicación de algunas de las fallas del Sistema de Falla La Coipa-El Potro, por lo que se infiere que este es un frente topográfico que disloca la Superficie Las Taguas, con respecto a la Superficie Las Pintadas. La Superficie Las Pintadas-Las Taguas antes de su dislocación habría correspondido a una amplia superficie que se labró sobre el Relieve Incaico (Eoceno), cuya edad de pediplanación se acotó entre 44 y 21 Ma. Si bien esta superficie está limitada hacia el oeste por el Frente Topográfico 3 y la Superficie La Totorá, es posible correlacionarla con la Superficie Algarrobillo-La Silla, desarrollada en la Cordillera Frontal Occidental y Cordillera de la Costa, entre 48 y 20 Ma (Figura 5.1 y 5.2; Rodríguez et al., 2014; Pinochet, 2013). Similar a lo documentado en la zona de estudio, luego de los 20 Ma se habría alzado la Cordillera de la Costa oriental, con respecto a la Cordillera de la Costa occidental, lo que habría generado un frente topográfico y habría definido la Superficie La Silla en el bloque colgante y la Superficie Algarrobillo en el bloque yacente (Rodríguez et al., 2014).

Al norte, la Superficie Las Pintadas-Las Taguas parece tener continuidad hacia la cuenca del Río Copiapó (Hidalgo, 2013) y en la Franja de Maricunga, donde se ha definido como Superficie Sierra Checo del Cobre (Figura 5.1 y 5.2; Riquelme et al., 2003 y 2007; Bissig y Riquelme, 2010). Esta superficie se desarrolló sobre el Relieve Incaico hasta el Mioceno temprano, y se reconoce en la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Precordillera del extremo sur del Desierto de Atacama (Riquelme et al., 2003 y 2007; Bissig y Riquelme, 2010).

Hacia el sur de la zona de estudio los procesos erosivos asociados a la configuración de la actual red de drenaje, limitaron la preservación de La Superficie Las Pintadas-Las Taguas y solo algunos relictos aislados se pueden reconocer en las sierras que se extienden en la vertiente sur del Río Huasco. En la zona oriental de la Cordillera Frontal, en la localidad de Pascua Lama, los interfluvios más altos de la cabecera de la cuenca del Río El Carmen están dominados por el

desarrollo de la Superficie Frontera-Deidad, antes de los 17 Ma (Figura 5.1 y 5.2; Bissig et al., 2002; Aguilar et al., 2011)

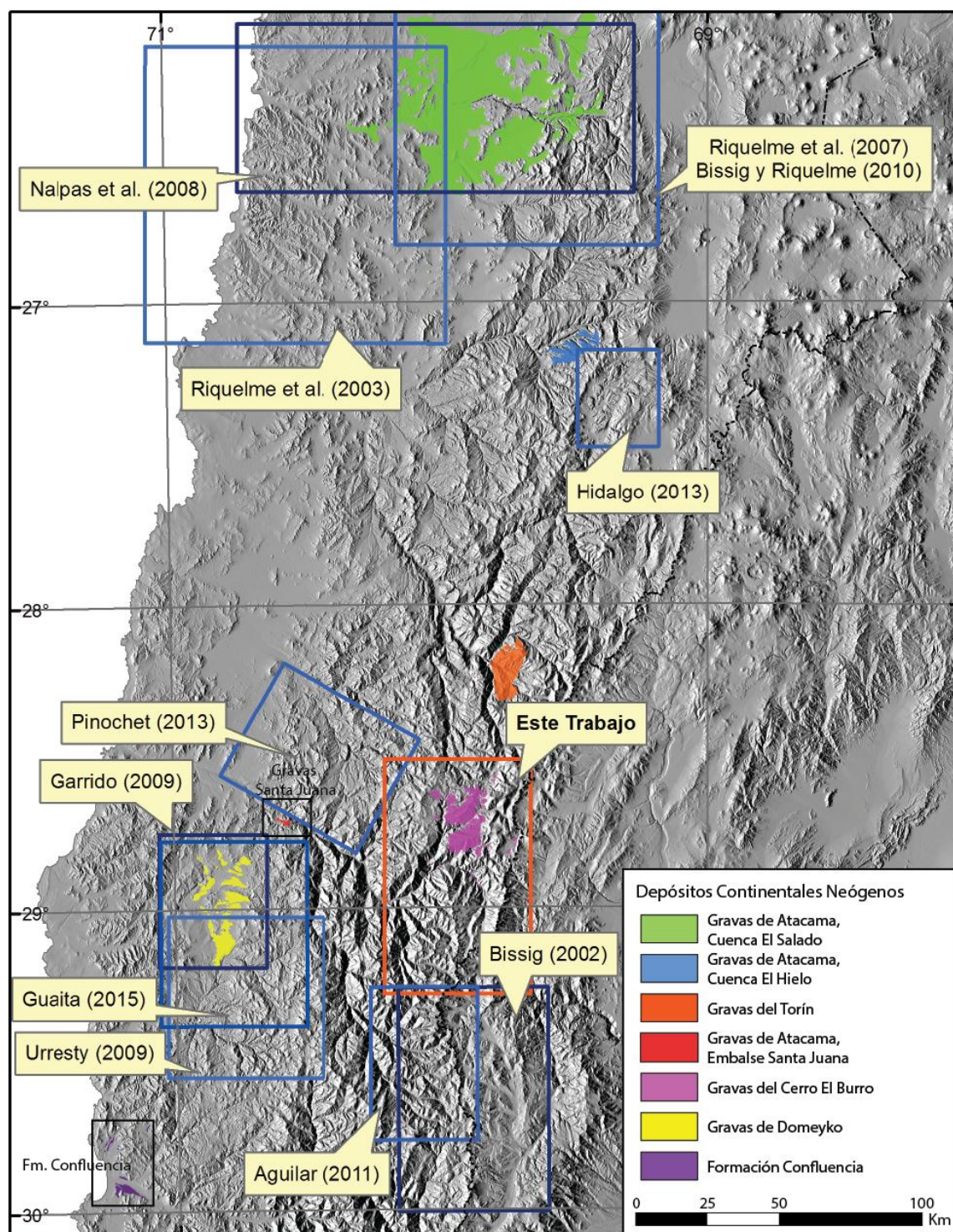


Figura 5.1: Área que abarca este trabajo (recuadro anaranjado), ubicación de estudios anteriores sobre superficies de bajo relieve (recuadros azules) y ubicación de algunos depósitos continentales Neógenos (polígonos de colores), en el caso de las Gravas de Santa Juana y a la Formación Confluencia, se agregó un recuadro negro para destacar su ubicación.

La extensión regional que muestra la correlación presentada y su relación con el Relieve Incaico, construido durante el Eoceno, definen a las superficies labradas durante el Oligoceno-Mioceno temprano como una extensa pediplanicie, donde coalescen pedimentos durante un largo periodo de relativa quiescencia tectónica en el extremo sur del Desierto de Atacama (Segerstrom, 1963; Galli-Olivier, 1967; Sillitoe et al., 1968; Mortimer, 1973). Los procesos erosivos que desarrollaron esta pediplanicie coinciden temporalmente con los depósitos clásticos depositados ampliamente en la Depresión Central que se extiende al norte de los 28°S, así como en proto-depresiones localizadas entre los 28 y 30°S, producto de la erosión del Relieve Incaico (Nalpas et al., 2008; Riquelme et al., 2007; Charrier et al., 2009). En parte también coinciden con la agradación de depósitos aislados en depocentros intramontañosos como el que albergó la agradación de las Gravas del Cerro el Burro.

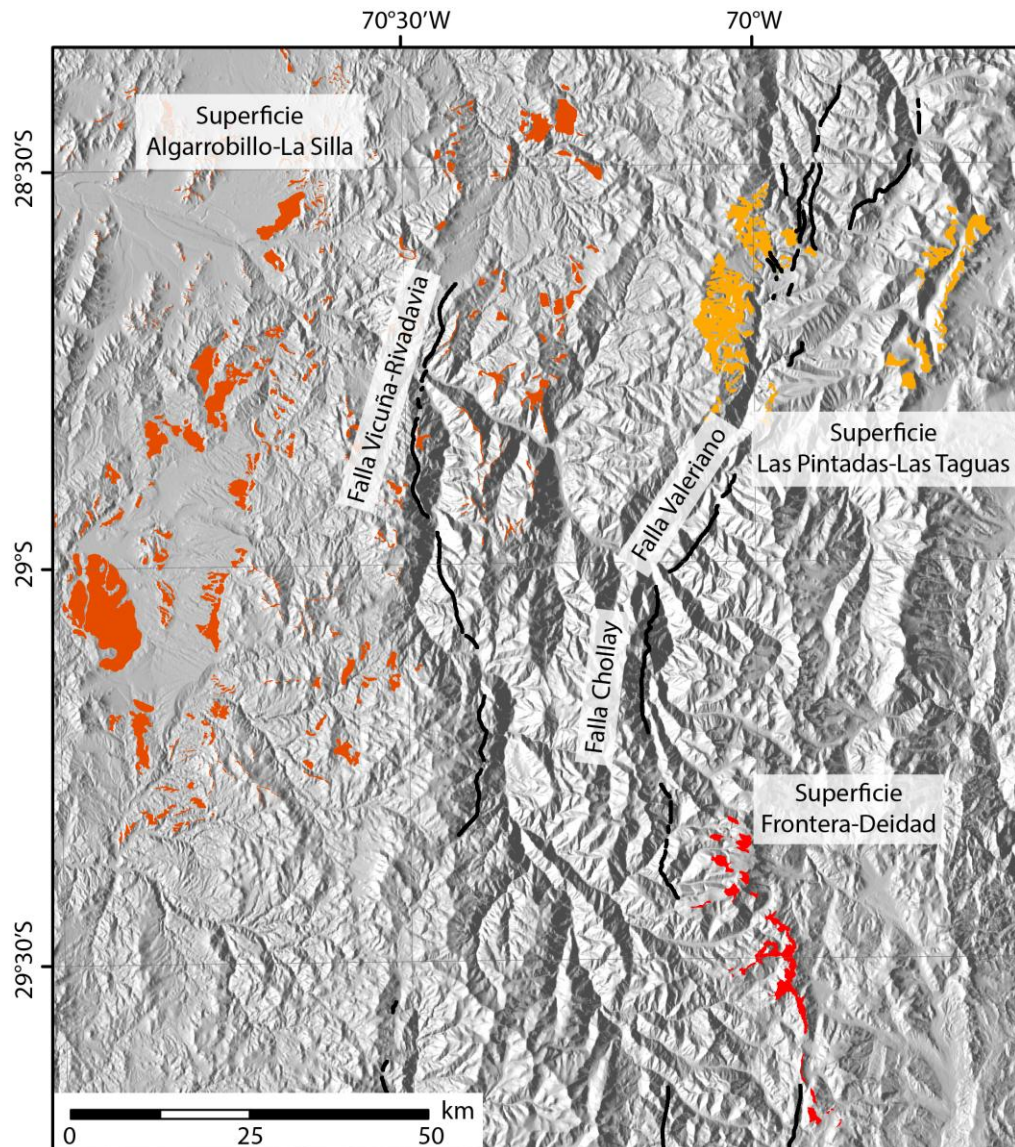


Figura 5.2: Mapa de relieve donde se muestran los sistemas de fallas activos durante el eoceno, relacionados al Relieve Incaico, sobre el cual se desarrollaron las Superficies Las Pintadas-Las Taguas, Superficie La Silla-Algarrobillo y Superficie Frontera-Deidad.

5.2. Agradación de depósitos detríticos continentales

Gran parte de los depósitos de gravas continentales neógenas en el extremo sur del Desierto de Atacama han sido agrupadas en las Gravas de Atacama (Mortimer, 1973). De manera similar, la mayoría de los depósitos de gravas neógenas que se extienden entre los 28 y 32°S han sido correlacionadas con esta unidad informal. El uso, y en ocasiones abuso, de esta unidad como receptáculo de todo depósito detrítico continental de edad neógena en el Desierto de Atacama y la recurrente cita como una guía de correlación con unidades que se extienden al sur es un tema de debate en la comunidad geológica de Chile, en particular para la geología regional y las especialidades que estudian el neógeno del Norte de Chile (estratigrafía, geomorfología). Debido a ello, en este apartado se presentan las bases para la correlación de estas unidades en la zona comprendida entre los 26-32°S.

Alrededor de 250 km al norte del área de estudio, a lo largo del Valle del Río Salado (Figura 5.1 y 5.3), se han estudiado afloramientos de estas sucesiones con edades entre el Oligoceno tardío y el Mioceno tardío (Riquelme et al., 2003, 2007; Nalpas et al., 2008). Los ambientes de depositación varían desde abanicos aluviales proximales en la Precordillera, caracterizado por crecidas repentinas, a ambientes fluviales y lacustres efímeros y distales más al oeste, en la Cordillera de la Costa (Riquelme et al., 2003 y 2007; Nalpas et al., 2008).

Tabla 5.1: Resumen de procesos de pediplanación y agradación de gravas descritos entre los 26 y 30°S, que incluye los datos de este trabajo y los resultados presentados por Bissig et al. (2002), Rodríguez et al. (2014) y Bissig y Riquelme (2002). CC=Cordillera de la Costa; DC=Depresión Central; Pc=Precordillera; CF=Cordillera Frontal.

| Periodo | Época | Edad (Ma) | Eventos Tectónicos | Procesos descritos en CC-DC-Pc (26-28°S) | Procesos identificados en la Cordillera de la Costa (29-30°S) | Procesos identificados en la Cordillera Frontal | |
|-----------|---|--|--------------------|---|---|---|---|
| | | | | | | Zona de estudio (29°S) | 30°S |
| Neógeno | Plioceno | 10 | Orogenia Pehuenche | Incisión Valles Actuales | Incisión Valles | Incisión Valles + Retrabajo de Sucesión Los tambillos | Incisión Valles Actuales |
| | | | | Desarrollo de Superficie Cachiyuyo | Desarrollo de Superficie Cachiyuyo + Retrabajo de Sucesión Quebrada Larga | Desarrollo de Superficie Los Ríos (12,5-5,8 Ma) | |
| | Desarrollo Pediplano de Atacama | Agradación Gravas de Domeyko | | Agradación de Sucesión Laguna Grande (CBG) (19-13 Ma) | Desarrollo de Superficie Azufrera-Torta (14-12,5 Ma) | | |
| | Agradación Gravas de Atacama (Valle Río Salado) | | | | | | |
| Paleógeno | Oligoceno | 30 | Orogenia Incaica | Desarrollo de Superficie Sierra Checo del Cobre | | Desarrollo de Superficie Las Pintadas-Las Taguas (44-21 Ma) | Desarrollo de Superficie Frontera Deidad (<17 Ma) |
| | | | | Incisión de valles profundos | Desarrollo de Superficie La Silla-Algarrobbillo (48-20 Ma) | | |
| | Alzamiento de Precordillera a través de Falla Sierra Castillo | | | Alzamiento de CF Central producto de Falla Valeriano (46-44 Ma) | Alzamiento de CF Central (54-27 Ma) | | |
| | | Alzamiento de CFW a través del Sistema de Falla Vicuña-Rivadavia | | | | | |
| | Eoceno | 50 | | | | | |

Si bien el periodo de agradación de las gravas de la zona de estudio (19-13 Ma) está contenido en el periodo de depositación de las Gravas de Atacama, estas presentan características que determinan particularidades en su origen y en los factores que gatillaron su agradación. La sucesión más antigua que compone esta unidad, Sucesión Laguna Grande, se encuentra sobre una suave superficie erosiva que se inclina hacia el sur y este (Nalpas et al., 2009; Rossel, 2014), que corresponde a la Superficie Las Pintadas, cuyos sedimentos derivan de una fuente cercana, asociada al Relieve Incaico, que limitaba la cuenca al norte y oeste de la zona de estudio (Rossel, 2014). El potente espesor de estas gravas y la relaciones de contacto que muestran con el bloque oriental de la Cordillera Frontal indica que la agradación habría sido determinada por el alzamiento de este bloque, acomodado por el sistema de Fallas La Coipa-El Potro que representó una barrera topográfica para la transferencia de los sedimentos y preservación la depositación de esta sucesión (Figura 5.3). El techo de esta sucesión conforma una superficie agradacional denominada en este estudio como Superficie Laguna Grande y que habría sido abandonada antes de los 13 Ma. A partir de la interpolación de la Superficie Las Pintadas (Figura 3.5) y la extensión de la Superficie Laguna Grande fue posible calcular un volumen total de gravas $\sim 120 \text{ km}^3$. Considerando una porosidad de 0.25 (González de Vallejos et al., 2002) y una proveniencia principal de los sistemas montañosos del oeste y noroeste, es posible estimar una tasa de agradación de $\sim 25 \text{ m/Ma}$ entre 19 y 13 Ma.

Al oeste, en el piedemonte de la vertiente occidental de los Andes, un depocentro mioceno de suave pendiente acomodó la agradación de las Gravas de Domeyko (Figura 5.1 y 5.3; Moscoso, 1979; Garrido, 2009) sobre la Superficie Algarrobbillo, de manera análoga y contemporánea a lo que se observa en la zona de estudio (Rodríguez et al., 2014; Guaita, 2015). En ambos casos las gravas provienen desde el Relieve Incaico cuya agradación se produjo por un bloqueo. Para la Sucesión Laguna Grande los detritos provendrían de la pediplanación del Relieve Incaico eoceno heredado del bloque yacente de la zona central de la Cordillera Frontal, que habrían sido bloqueados por el alzamiento de la zona oriental de la Cordillera Frontal. En cambio, para las Gravas de Domeyko la proveniencia sería desde anchos paleovalles desarrollados sobre el Relieve Incaico, y que definen en conjunto la Superficie Corredores en el bloque colgante alzado de la Cordillera Frontal, y la retención habría sido gatillada por la presencia de la Cordillera de la Costa al Oeste de la Depresión de Domeyko (Rodríguez et al., 2014; Guaita, 2015).

Hacia el norte, las Gravas del Torín (Figura 5.1 y 5.3), depositadas en otro depocentro intramontañoso mioceno (Moscoso et al., 2010), podría ser el equivalente de la Gravas del Cerro el Burro. Hacia el sur, la Superficie Laguna Grande pierde abruptamente su carácter agradacional y solo es posible correlacionarlas con la Superficie Azufrera-Torta (Figura 5.3), definida en la zona de Pascua-Lama y que posee una edad de 14-12,5 Ma (Bissig et al., 2002; Aguilar et al., 2011). Si bien esta superficie es de carácter erosiva, en ella se han encontrado depósitos detríticos parcialmente consolidados, probablemente depositados en un ambiente fluvial de energía moderada (Bissig et al., 2002). Según las edades y los volúmenes erodados, las tasas de erosión calculadas para la conformación de esta superficie son menores a 30 m/Ma (Aguilar et al., 2011), lo que está acorde con las tasas de sedimentación que son posibles de calcular para el depocentro de las Gravas del Cerro El Burro en la zona de estudio. Similares valores, 24 m/Ma , han sido calculados también para la degradación e incisión que conformaron los paleovalles del Frente de Montaña y la Depresión de Domeyko durante este periodo en el extremo occidental de la Cordillera Frontal (Guaita, 2015).

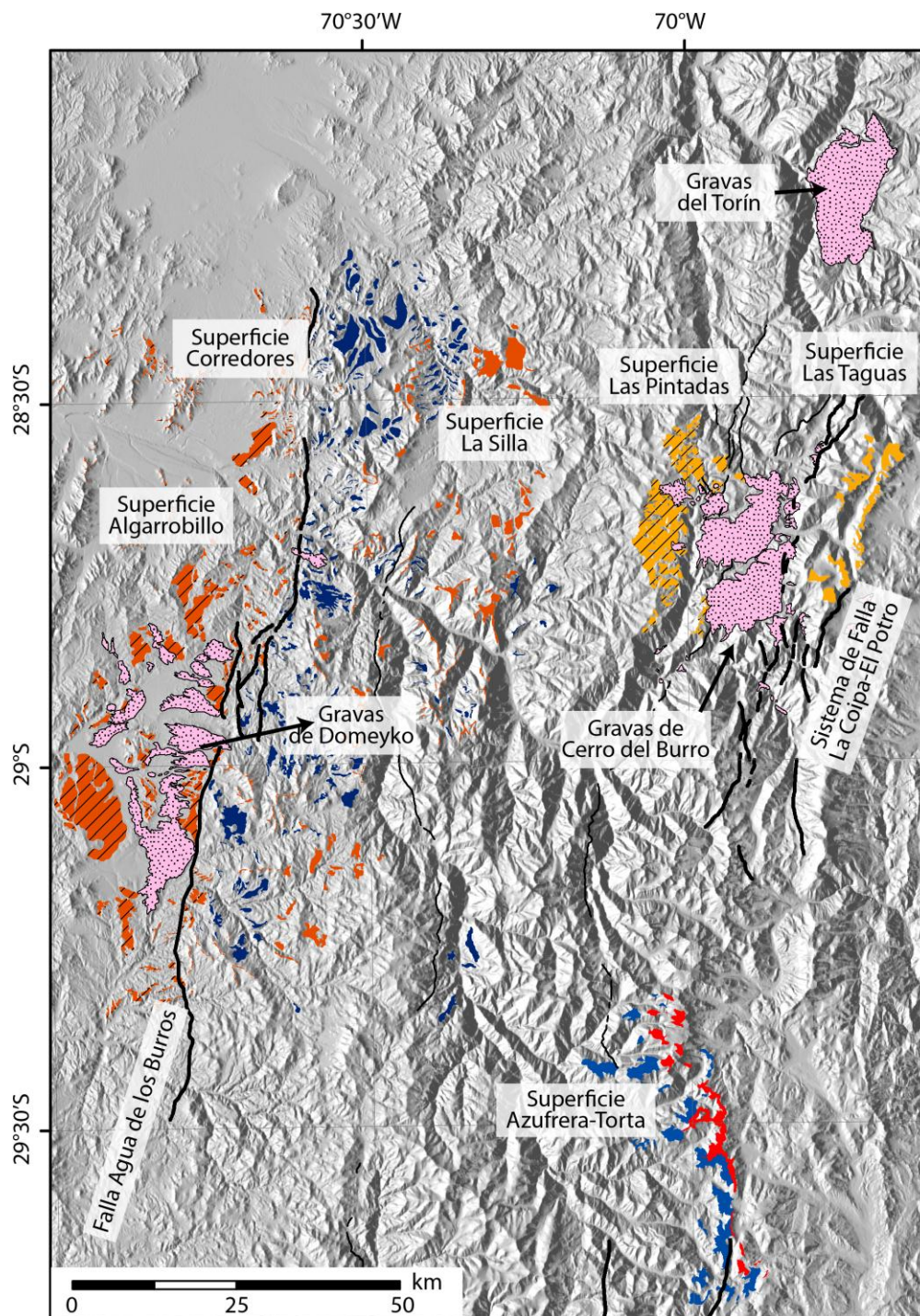


Figura 5.3: Mapa de relieve donde se destacan los sistemas de fallas activos durante el Mioceno temprano-medio (línea negra gruesa), previos a la agradación de sedimentos detríticos.

Ante todos estos antecedentes es posible inferir que si bien durante el Mioceno medio existieron eventos de deformación que alzaron bloques de la Cordillera Frontal, el establecimiento de depocentros aislados con niveles de base locales y restringidos, ya sea por factores climáticos (*e.g.*, Nalpas), tectónicos (*e.g.*, Riquelme et al., 2007) o por la topografía heredada (*e.g.*, Guaita, 2015), limitaron el aumento de las tasas de erosión manteniéndose en el orden de aquellas registradas durante el periodo de pedimentación del oligoceno y mioceno temprano. La agradación de sedimentos, como plantea Babault et al. (2005), induce un ascenso

en el nivel de base, reduciendo la eficiencia erosiva de la red de drenaje y con ello contribuye a la preservación de la superficie aledañas. Si bien las tasas de erosión son bajas, la agradación de sedimentos en estos depocentros se desarrolló a tasas de sedimentación relativamente altas si se considera el área limitada de los depocentro, lo que explicaría el potente espesor de algunas localidades, como las Gravas del Cerro el Burro.

En las zonas de piedemonte de la Cordillera de la Costa y más al norte, en el desierto de Atacama, la pedimentación a escala regional dio paso al desarrollo del Pediplano Asientos durante el Mioceno temprano, seguido por el Pediplano de Atacama (14-10 Ma) y una cubierta detrítica más bien efímera sobre estos pedimentos que constituyen las Gravas de Atacama (Mortimer, 1973; Charrier et al., 2009; Bissig y Riquelme, 2010). Procesos de pediplanación también ha sido descrito en la alta cordillera de la cuenca del Río Copiapó (Figura 5.1), que se habrían extendido hasta antes de los 7 Ma (Hidalgo, 2013).

El esfuerzo en dilucidar y separar las sucesiones que son producto de la pedimentación, de aquellas que se originan por el entrapamiento de detritos originados por la dinámica fluvio-aluvial, es el primer paso para un análisis comprensivo de los depósitos detríticos continentales del Neógeno, que permita su correcta definición e interpretación en el marco de la orogénesis andina y de la evolución climática del Desierto de Atacama.

5.3. Configuración e incisión de los valles andinos

El paisaje no demoraría mucho en responder con incisión ante el evento de deformación desarrollado entre los 19 y 13 Ma, conectando las cuencas que antes se encontraban relativamente aisladas hacia el este, y desarrollando los actuales valles que cruzan la vertiente occidental de los Andes Centrales entre los 26 y 32°S. Si bien la incisión se desarrolló con distintas magnitudes y velocidades, dependiendo de las características geológicas, climáticas y tectónicas, el inicio es en general sincrónico. En la zona de estudio, la incisión se habría desarrollado después de los 12,6 Ma, como lo evidencian las gravas retrabajadas que representan paleovalles, es decir valles abandonados y colgados respecto a los valles actuales, pero que se extienden longitudinalmente a ellos a modo de terrazas: superficies Quebrada Larga y La Totorá. Estos paleovalles combinan superficies agradacionales, donde existía una cobertura de sedimentos pobremente consolidada que fue retrabajada, y erosivas ante la exhumación de sustrato rocoso.

Estos paleovalles incididos en las superficies de pedimentación marcan un evento de incisión, que podría relacionarse con el periodo erosivo que determinó la Superficie Los Ríos, más al sur, en la zona El Indio (Figura 5.4; Bissig et al., 2002). Su edad máxima fue acotada de acuerdo a la toba de ~12 Ma que cubre la superficie Azufrera-Torta, mientras que su edad mínima fue determinada a partir de una ignimbrita que cubre la superficie de ~5.8 Ma (Bissig et al., 2002). En este pedimento existen gravas poco consolidadas, que representan la facies agradacional de esta superficie, similar a lo observado para las Superficies Quebrada Larga y La Totorá.

Paleovalles con mayor potencia de cobertura detrítica y colgadas con respecto a los valles actuales son posibles de observar aguas abajo en la cuenca del Río Huasco, al sur del Embalse Santa Juana (Arévalo et al., 2009), sin embargo no existen estudios detallados de esta sucesión, a pesar de lo cual han sido asignadas sin mayor análisis a las Gravas de Atacama. Más al oeste, en

la Cordillera de la Costa las sucesiones detríticas representan las Gravas del Huasco (Mioceno-Plioceno) que sobreyace a intrusivos del Cretácico Inferior (Arévalo et al., 2009).

Las sucesiones detríticas depositadas después de los 13 Ma en los paleovalles que se extienden a lo largo de los valles del Río Huasco, pueden ser correlacionadas con la Formación Confluencia que aflora en la Cordillera de la Costa y Cordillera Frontal al sur de los 30°S (Figura 5.1 y 5.4). Esta formación está compuesta por gravas y brechas fluviales no consolidadas (Paskoff, 1970; Rivano y Sepúlveda, 1991; Rodríguez et al., 2013), que varían lateralmente hacia el oeste, a areniscas, coquinas y calizas de la Formación Coquimbo depositada durante una serie de transgresiones y regresiones marinas, producto de movimientos tectónicos, combinado con variaciones globales del nivel del mar, ocurridas entre 11 y 1,2 Ma (Le Roux et al., 2006; Emparán y Pineda, 2006). En el Valle del Huasco no ha sido posible establecer una relación lateral de engrane entre las sucesiones continentales y las litorales (Herrera y Verdejo, 2009).

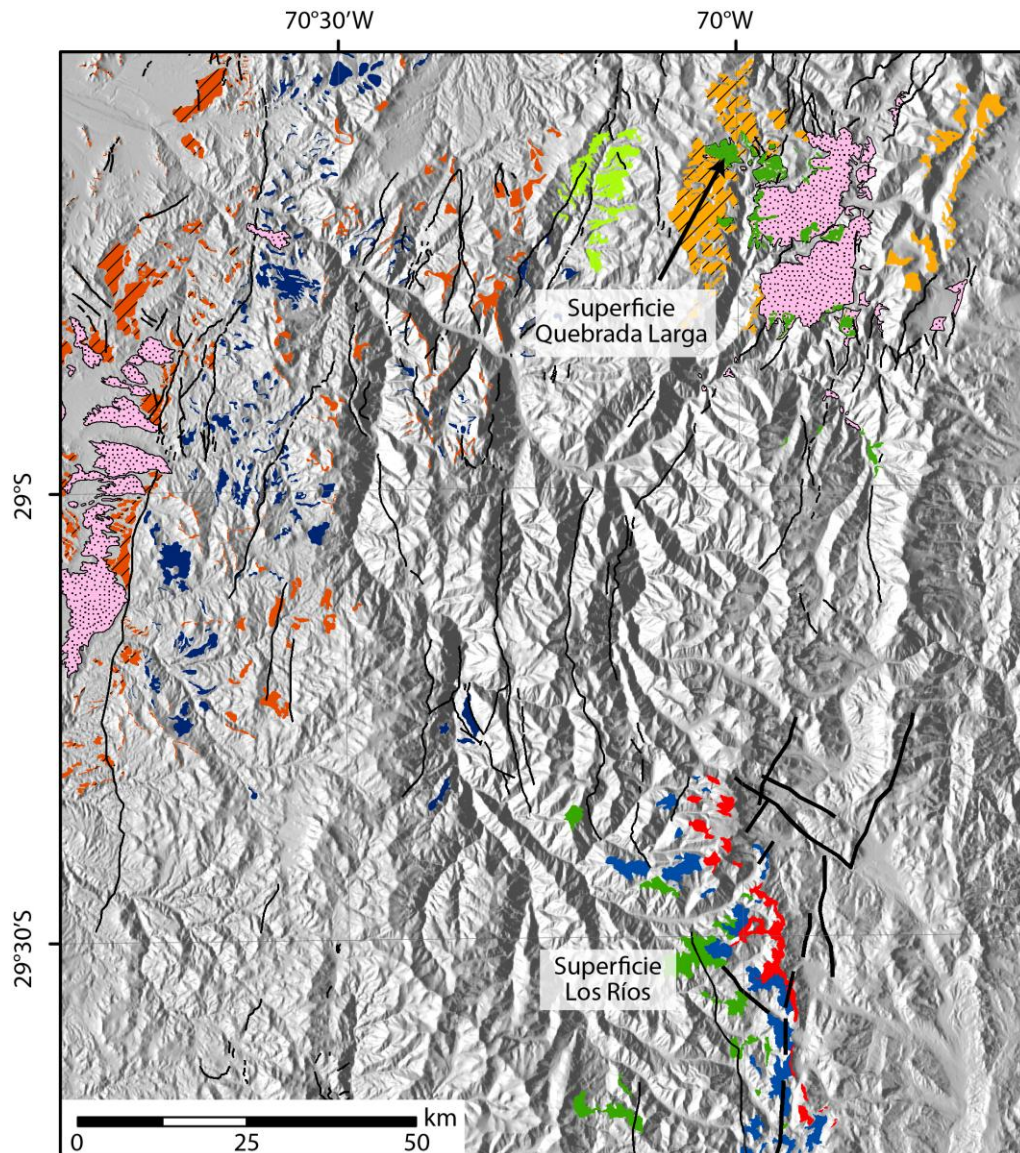


Figura 5.4: Mapa de relieve donde se muestran los sistemas de fallas activos durante el Mioceno medio-tardío (línea negra gruesa). También se muestran las superficies desarrolladas debido a la reconfiguración hídrica que dominó la zona de estudio (Superficies Quebrada Larga, La Titora y Superficie Los Ríos).

Las tasas de erosión estimadas para los episodios de pedimentación y relleno de depocentros intramontañosos desarrollados durante el Oligoceno y Mioceno Medio es de entre 5 y 30 m/Ma, muy inferiores a las estimadas para la incisión de los valles actuales, de 45-75m/Ma, marcando un cambio sustancial de la evolución del paisaje a partir de los 13 Ma (Aguilar et al., 2011). En zonas donde no se establecieron grandes cuencas tributarias y en zonas de piedemonte, es decir superficies que no han sido integradas a las grandes cuencas hidrográficas, los valores de tasas de erosión se mantienen en el orden de las asociadas a la pedimentación. Por ejemplo, considerando las edades propuestas por Rodríguez et al. (2014), Guaita (2015) estimó tasas de erosión de 24 m/Ma para el Mioceno, y de entre 13 y 18 m/Ma para el Plio-Cuaternario en la zona de la Depresión de Domeyko. Estas tasas fueron relacionadas a las condiciones normales de los pedimentos, donde las tasas de erosión disminuyen a medida que el relieve disminuye ante la erosión del relieve montañoso y el relleno del depocentro del piedemonte. De todos modos, en este escenario se presenta incisión en el depocentro de la Depresión de Domeyko desarrollándose la Superficie Cachiyuyo después de los 12,5 Ma y finalmente la Superficie Ovalle durante el Pleistoceno (Rodríguez et al., 2014).

Más al norte, en un clima relativamente más árido, Riquelme et al. (2007) indica que el evento de incisión en la Cuenca del Río Salado y en la Quebrada de San Andrés se desarrolló algo más tardío, a los 10 Ma, luego del desarrollo del Pediplano de Atacama entre los 14 y 10 Ma (Bissig y Riquelme, 2010). Las tasas de erosión, 13.59 ± 1.9 m/Ma, ligadas al periodo de incisión de los valles evidencian la permanencia a largo plazo de un clima relativamente más árido en esta zona (Riquelme et al., 2008) en relación con la zona de estudio. Este clima explicaría además el retraso de la llegada del pulso erosivo a las zonas más altas, lo que según Hidalgo (2013) se desarrolló luego de los 7 Ma, lo que generó un evento de incisión y determinó el desarrollo de los niveles de terrazas que se aprecian en la cabecera de la cuenca de la Quebrada de Paipote.

Como fue planteado en este trabajo, la incorporación del área localizada hacia el este determinó la reconfiguración de la red de drenaje y la incisión de los pediplanos después los 13 Ma. En primer lugar, esta reconfiguración tuvo como resultado el retrabajo de los sedimentos de la Sucesión Laguna Grande y su redepósito, dando paso a la Superficie Quebrada Larga. El mayor poder erosivo de los caudales, ante esta nueva configuración hidrológica, condicionó la incisión de los valles actuales y el desarrollo de la Superficie Los Tambillos. La Superficie Los Tambillos se puede correlacionar con las terrazas fluviales más altas de los valles (Aguilar, 2010), las que habrían sido desarrolladas por eventos de agradación e incisión durante la dinámica paraglaciar del Pleistoceno Superior – Holoceno. La agradación habría sido influenciada por la escasa capacidad de transporte del sistema fluvial en un ambiente semiárido (Aguilar, 2010; Riquelme et al., 2010).

El estudio morfométrico de los *thalwegs* reflejan que la incisión ha desarrollado canales perturbados, con segmentos con distintos valores de empinamiento y concavidad. En general se aprecia una gran correlación entre la disponibilidad de sedimentos aluviales aportado por las Gravas de Cerro del Burro con el grado de madurez de los *thalweg*. Si bien existe un aparente nexo entre estas gravas y las variaciones en el empinamiento y concavidad, no es posible establecer con claridad si juegan un rol aumentando la erosión del lecho, inhibiendo la incisión (e.g., Sklar & Dietrich, 2004; Cowie et al., 2008) o interactuando entre ellos. Evaluar estos canales y contrastarlos con el análisis acabado de otros canales de la cuenca del Río Huasco sin cobertura aluvial permitiría determinar el proceso que está controlando la zona.

6. Conclusión

En este estudio se desarrollaron análisis geomorfológicos, sedimentológicos y geocronológicos para revelar la relación que existe entre el desarrollo de superficies erosivas y agradacionales con la tectónica de los Andes alrededor de los 29°S. Uniendo la información extraída del estudio de las superficies de bajo relieve y el depósito mioceno de las Gravas de Cerro del Burro fue posible constreñir los tiempos, magnitudes y estilos de la evolución de la cadena montañosa en esta latitud. En este trabajo también se realizaron análisis morfométricos de los canales, que revelan variaciones en el estado de su madurez, ligado directamente al mayor aporte de sedimentos con la presencia de las Gravas de Cerro del Burro como reservorio. La evolución de la zona de estudio se puede resumir en tres etapas:

Durante el Eoceno medio (~44 Ma) se registró el último pulso de alzamiento de los bloques oeste y noroeste, controlado por la Falla Valeriano. Posteriormente, durante un periodo de relativa quiescencia tectónica en el Eoceno tardío y Oligoceno, este relieve fue afectado por procesos de pedimentación, dando origen una extensa superficie de bajo relieve que se extendían hacia el este.

En el Mioceno, la zona de estudio estuvo caracterizada por la nucleación de la deformación en el bloque oriental y sur, controlado por el Sistema de Fallas La Coipa-El Potro. Este evento interrumpió la pedimentación y gatilló la acumulación de las Gravas del Cerro el Burro en una cuenca intramontañosa entre los 19 y 13 Ma.

Posterior a los 13 Ma, la zona de estudio estuvo dominada por un cambio importante en la configuración hídrica asociada al alzamiento del bloque oriental, dando como resultado la formación de la Superficie Quebrada Larga. La captura de área y relieve por la vertiente occidental de los Andes habría determinado un aumento en el poder incisivo y la incisión de los valles.

7. Bibliografía

- 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 para optar al grado de doctor en ciencias, mención Geología, Université de Toulouse; Universidad Católica del Norte (UCN)*.
- 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, 79-101.
- Aguilar, G., Riquelme, R., Martinod, J., Darrozes, J., & Maire, E. (2011). Variability in erosion rates related to the state of landscape transience in the semi-arid Chilean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1736–1748.
- Alpers, C., & Brimhall, G. (1988). Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America Bulletin* 100, 1640-1656.
- Álvarez, P., & Ramos, V. (1999). The Mercedario rift system in the principal Cordillera of Argentina and Chile (32° SL). *Journal of South American Earth Sciences* 12, 17-31.
- Antonioletti, R., Schneider, H., Borcosque, J., & Zárate, E. (1972). *Características climáticas del Norte Chico (26° a 33° Latitud Sur)*. Santiago, Chile: Instituto de investigación de recursos naturales.
- Arévalo, C., & Welkner, D. (2008). Geología del área Carrizal Bajo-Chacritas, región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile, Serie Geología Básica 111, 27 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago*.
- Arévalo, C., Mourgues, F., & Chávez, R. (2009). Geología del área Vallenar-Domeyko, Región de Atacama, Carta Geológica de Chile, No 120. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile*.
- Arriagada, C., Mpodozis, C., Yáñez, G., Charrier, R., & Farías, M. (2009). Rotaciones Tectónicas en Chile Central: El oroclino de Vallenar y el "Mega-kink" del Maipo. *XII Congreso Geológico Chileno*. Santiago.
- Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S., & Crave, A. (2005). Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics* 24, TC2010.
- Barazangi, M., & Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4, 686-692.
- 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* 299, 447-457.

- Bissig, T., Clark, A., & Lee, J. (2002). Miocene Landscape Evolution and Geomorphologic Controls on Epithermal Processes in the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu Belt, Chile and Argentina. *Economic Geology* 97, 971-996.
- Bissig, T., Lee, J., & Clark, A. (2001). The Cenozoic History of Volcanism and Hydrothermal Alteration in the Central Andean Flat-Slab Region: New ⁴⁰Ar-³⁹Ar Constraints from the El Indio-Pascua Au(-Ag-Cu) Belt, 29°20'-30°30'S. *International Geology Review* 43, 312-340.
- Boggs, S. (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy, fourth edition*. New Jersey: Pearson Education, Inc.
- Burbank, D., & Anderson, R. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Oxford: Blackwell Science.
- Cabré, A., Aguilar, G., & Riquelme, R. (Sometido). Holocene evolution and geochronology of a semiarid fluvial system in the western slope of the Andean. *Quaternary International*.
- Cahill, T., & Isacks, B. (1992). Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97, 17503-17529.
- Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Aguilar, G., Martinod, J., Riquelme, R., y otros. (2013). Slope and climate variability control of erosion in the Andes of central Chile. *Geology* 41, 195-198.
- 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. *X Congreso Geológico Chileno*. Concepción: Universidad de Concepción.
- Charrier, R., Farías, M., & Makshev, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65, 5-35.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Origen in Chile. Chapter 3. En T. Moreno, & W. Gibbons, *The Geology of Chile* (págs. 74-99). London, England.: The Geological Society, London.
- Clark, M., Royden, L., Whipple, X., Burchfiel, B., Zhang, X., & Tang, W. (2006). Use of a regional, relict landscape to measure vertical deformation of the eastern Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research* 111, F03002.
- Cooper, F., Adams, B., Blundy, J., Farley, K., McKeon, R., & Ruggiero, A. (2016). Aridity-induced Miocene canyon incision in the Central Andes. *Geology*.
- Corfu, F., Hanchar, J., Hoskin, P., & Kinny, P. (2003). Atlas of Zircon Textures. En J. Hanchar, & P. Hoskin, *Zircon*.

- Creixell, C., Labbé, M., Arévalo, C., & Salazar, E. (2013). Geología del área Estación Chañar-Junta de Chingoles. Regiones de Atacama y Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile, Serie Geología Básica 150. 1 mapa escala 1:100.000.*
- Crosby, B., & Whipple, K. (2006). Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology* 82, 16-38.
- Dickin, A. (2005). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press.
- Dohrenwend, J., & Parsons, A. (2009). Pediments in Arid Environments. En A. Parsons, & A. Abrahams, *Geomorphology of Desert Environments, Second Edition* (págs. 377-379). London: Chapman and Hall, Springer.
- Dunai, T., González, G., & Juez-Larré, J. (2005). Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* 33, 312-324.
- Duvall, A., Kirby, E., & Burbank, D. (2004). Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research* 109, F03002.
- Elger, K., Oncken, O., & Glodny, J. (2005). Plateau-style accumulation of deformation: Southern Altiplano. *Tectonics* 24, TC4020.
- Emparán, C., & Pineda, G. (2006). Geología del Área Andacollo-Puerto Aldea, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile, Serie Geología Básica 96. 1 mapa escala 1:100.000.*
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., y otros. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°-35°S). *Tectonics* 27, TC1005.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., y otros. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics* 29, TC3006.
- Fedo, C., Sircombe, K., & Rainbird, R. (2003). Detrital Zircon Analysis of Sedimentary Record. En J. Hanchar, & P. Hoskin, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry: Zircon* (págs. 277-303). Washington, DC: Mineralogical Society of America.
- Franzese, J., & Spalletti, L. (2001). Late Triassic - Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 257-270.
- Gardner, T. (1983). Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogenous material. *Geological Society of America Bulletin* 94, 664-672.
- Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 180-195.

- Garrido, G. (2009). Evolución morfológica de la depresión de Domeyko entre los 28°45'- 29°00' durante el Neógeno. *Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.*
- Garzione, C., Hoke, G., Libarkin, J., Withers, S., MacFadden, B., Eiler, J., y otros. (2008). Rise of the Andes. *Science* 320, 1304-1307.
- Gehrels, G. (2014). Detrital Zircon U-Pb Geochronology Applied to Tectonics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 42, 127-149.
- Gephart, J. (1994). Topography and subduction geometry in the central Andes: Clues to the mechanics of a noncollisional orogen. *Journal of Geophysical Research* 99, 12279-12288.
- Giambiagi, L., Mescua, J., Bechis, F., Tassara, A., & Hoke, G. (2012). Thrust belts of the southern Central Andes: Along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation. *Geological Society of America Bulletin* 124, 1339-1351.
- González de Vallejos, L., Ferrer, M., Ortuño, L., & Oteo, C. (2002). *Ingeniería Geológica*. Madrid: Pearson.
- Goudie, A. (2006). *Encyclopedia of Geomorphology*. London: Routledge.
- Guaita, C. (2014). Caracterización y reconstrucción del frente de montaña a la latitud del Valle del Huasco: Interacción entre tectónica y procesos de erosión. *Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile.*
- Harkins, N., Kirby, E., Heimsath, A., Robinson, R., & Reiser, U. (2007). Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. *Journal of Geophysical Research* 112, F03S04.
- Hartley, A. (2003). Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society, London* 160, 7-10.
- Hartley, A., & Chong, G. (2002). Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology* 30, 43-46.
- Herrera, S., & Verdejo, J. (2009). Evolución geológica neógena-cuaternaria del curso inferior y medio del Valle del Huasco, III Atacama, Chile. *Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad Católica del Norte.*
- Hidalgo, G. (2013). Evolución Geomorfológica Neógena en la alta montaña del Río Copiapó, Andes Centrales del Norte de Chile: Sector Cuenca El Patón (lat 27°8'16"-27°35'46"). *Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Atacama.*
- Hilley, G., & Coutand, I. (2010). Links between topography, erosion, rheological heterogeneity, and deformation in contractional settings: Insights from the central Andes. *Tectonophysics* 95, 78-92.
- Hollingworth, S. (1964). Dating the uplift of the Andes of northern Chile. *Nature* 211, 17-20.

- Horton, B. (1999). Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes. *Tectonics*, 1292-1304.
- Howard, A., & Kerby, G. (1983). Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin* 94, 739-752.
- Hugget, R. (2011). *Fundamentals of Geomorphology, third edition*. Abingdon, Oxon: Routledge.
- Isacks, B. (1988). Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research* 93, 3211-3231.
- Jaffey, A., Flynn, K., Glendenin, L., Bentley, W., & Essling, A. (2001). Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Physical Review* 4, 1889-1906.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., & Ando, C. (1983). Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94, 341-361.
- Jordan, T., Zeitler, P., Ramos, V., & Gleadow, A. (1989). Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 2, 207-222.
- Kay, S., & Abbruzzi, J. (1996). Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30°S and 32°S. *Tectonophysics* 259, 15-28.
- Kay, S., & Mpodozis, C. (2002). Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 29-57.
- Kay, S., Makshev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., & Gordillo, C. (1988). Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences* 1, 21-38.
- Kirby, E., & Whipple, K. (2001). Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology* 29, 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. *American Geophysical Union* 108, ETG 16.
- Knudsen, T., Andersen, T., Whitehouse, M., & Vestin, J. (1997). Detrital zircon from southern Norway - Implications for the Proterozoic evolution of the southwestern Baltic Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130, 47-58.
- 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-Martínez, R., Armesto, J., y otros. (2007). Late Quaternary environments and paleoclimate. En T. Moreno, & W. Gibbons,

- The Geology of Chile* (págs. 309-328). London, England: The Geological Society of London.
- Le Roux, J. (2012). A review of Tertiary climate changes in southern South America and the Antarctic Peninsula. Part 2: continental conditions. *Sedimentary Geology* 247-248, 21-38.
- Le Roux, J., Olivares, D., Nielsen, S., Smith, N., Middleton, H., Fenner, J., y otros. (2006). Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene–Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology* 184, 133-153.
- Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., & Nasi, C. (1984). Las Unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico Superior en la alta cordillera del Norte Chico (29°-31° S): Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile* 21, 11-51.
- Martin, M., Clavero, J., & Mpodozis, C. (1997a). Eocene to Late Miocene magmatic development of El Indio Belt, 30°S, North-Central Chile. *VIII Congreso Geológico Chileno*, (págs. 149-153). Antofagasta.
- Martin, M., Clavero, J., & Mpodozis, C. (1997b). Eocene to Late Miocene structural development of Chile's El Indio gold belt, 30°S. *VIII Congreso Geológico Chileno*, (págs. 144-148). Antofagasta.
- Masek, J., Isacks, B., Gubbels, T., & Fielding, E. (1994). Erosion and tectonic control of the margins of a continent. *Journal of Geophysical Research* 99, 13941-13956.
- Maxson, J., & Anderson, G. (1935). Terminology of surface forms of the erosion cycle. *Journal of Geology* 43, 88-96.
- Montgomery, D., Balco, G., & Willet, S. (2001). Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology* 29, 579-582.
- Mortimer, C. (1973). The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society, London* 129, 505-526.
- Moscoso, R. (1979). Geología de una franja transversal a la Cordillera de la Costa y Cordillera de los Andes a la latitud de Domeyko (29°S), Región de Atacama. *Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile*.
- Moscoso, R., & Mpodozis, C. (1988). Estilos estructurales en el norte de Chile (28-31°S), Regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile* 15, 151-166.
- Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., Ribba, L., & Arévalo, C. (2010). Geología de la Hoja El Tránsito, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile. Serie Preliminar 7. 1 mapa escala 1:250.000, 3 anexos. Santiago*.
- Moscoso, R., Nasi, C., & Salinas, P. (1982). Hoja Vallenar y parte norte de la Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile* 55.

- Mpodozis, C., & Gardeweg, M. (2008). *Updated Regional Geology of El Morro District (1:25.000 Scale)*. Santiago: Aurum Consultores, internal report for XStrata Copper.
- Mpodozis, C., & Kay, S. (1990). Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31° S). *Revista Geológica de Chile* 17, 153-180.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S., & Tittler, A. (1995). La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile* 21, 273-313.
- Nalpas, T., Dabard, M., Pinto, L., & Loi, A. (2009). Preservation of the Miocene Atacama Gravels in Vallenar area, northern Chilean Andes: Climate, stratigraphic or tectonic control? *XII Congreso Geológico Chileno*.
- Nalpas, T., Dabard, M.-P., Ruffet, G., Vernon, A., Mpodozis, C., Loi, A., y otros. (2008). Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales–Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control? *Tectonophysics* 459, 161-173.
- Nasi, C., Moscoso, R., & Makshev, V. (1986). Hoja Guanta. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile N° 67*.
- Nasi, C., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R., & Makshev, V. (1985). El batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile* 25-26, 77-111.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy, second edition*. Wiley-Blackwell.
- Oliveros, V., Labbé, M., Rossel, P., Charrier, R., & Encinas, A. (2012). Late Jurassic paleogeographic evolution of the Andean back-arc basin: New constrains from the Lagunillas Formation, northern Chile (27°30'-28°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 37, 25-40.
- Ortiz, M., & Merino, R. (2015). Geología del área río Chollay-Matancilla y cajón del Encierro: regiones de Atacama y Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 175 y 176, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago*.
- Pardo, M., Comte, D., & Monfret, T. (2002). Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 11-22.
- Parrish, R., & Noble, S. (2003). Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution — Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS). En J. Hanchar, & P. Hoskin, *Zircon*.
- Parsons, A., & Abrahams, A. (2009). *Geomorphology of Desert Environments, second edition*. Springer.
- Paskoff, R. (1970). Le Chili semi-aride. Recherches géomorphologiques. *Revue de géographie alpine* 59, 392-393.

- Pedraza, J. (1996). *Geomorfología: Principios, Métodos y Aplicaciones*. Madrid: Rueda.
- Peña, M., Martínez, F., Becerra, J., & Arriagada, C. (2013). Geología del área Yerbas Buenas-Tres Morros, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile. Serie Geología Básica 155. 1 mapa escala 1:100.000*.
- Pineda, G., & Calderón, M. (2008). Geología del área Monte Patria-El Maqui. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile, Serie Geología Básica 116. 1 mapa escala 1:100.000*.
- Pinochet, K. (2013). Evolución Geomorfológica durante el Neógeno del sector Quebrada Algarrobal, Región de Atacama, Chile (28°15'-28°45'S). *Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile*.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J., & Palma, M. (1984). Chilenia: Un terreno alóctono en la evolución Paleozoica de los Andes Centrales. *IX Congreso Geológico Argentino*, (págs. Actas II: 84 - 106). Bariloche.
- Ramos, V., Zapata, T., Cristallini, E., & Introcaso, A. (2004). The Andean Thrust System - Latitudinal Variation in Structural Styles and Orogenic Shortening. En K. McClay, *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82* (págs. 30-50).
- Rech, J., Currie, B., Michalski, G., & Cowan, A. (2006). Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology 34*, 761-764.
- Reich, M., Palacios, C., Vargas, G., Luo, S., Cameron, E., Leybourne, M., y otros. (2009). Supergene enrichment of copper deposits since the onset of modern hyperaridity in the Atacama Desert, Chile. *Mineralium deposita 44*, 497-504.
- Reutter, K. (1974). Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite. *Neues Jahrbuch der Geologie und Paleontologie, Abhandlung 146*, 153-178.
- 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., Darrozes, J., Maire, E., Hérail, G., & Soula, J. (2008). Long-term denudation rates from the Central Andes (Chile) estimated from a Digital Elevation Model using the Black Top Hat function and Inverse Distance Weighting: implications for the Neogene climate of the Atacama Desert. *Revista Geológica de Chile 35*, 105-121.
- Riquelme, R., Hérail, 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.
- Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J., & Charrier, R. (2003). A geomorphological approach to determining the Neocene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics 361*, 255-275.

- Rivano, S., & Sepúlveda, P. (1986). Hoja Illapel, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile N° 69.*
- Rodríguez, M. (2013). Cenozoic uplift and exhumation above the southern part of the flat-slab subduction segment of Chile (28.5-32°S). *Tesis para optar al grado de doctora en ciencias, mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile.*
- Rodríguez, M., Aguilar, G., Urresty, C., & Charrier, R. (2014). Neogene landscape evolution in the Andes of north-central Chile between 28.5 and 32°S: Interplay between tectonic and erosional processes. *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 399.*
- Rodríguez, M., Carretier, S., Charrier, R., Saillard, M., Regard, V., Hérail, G., y otros. (2013). Geochronology of pediments and marine terraces in north-central Chile and their implications for Quaternary uplift in the Western Andes. *Geomorphology 180-181, 33-46.*
- Rossel, K. (2014). Estratigrafía y estudio de proveniencia de las sucesiones de gravas neógenas en la Cordillera Frontal del Valle del Huasco, Región de Atacama: Formación Laguna Grande (28°45'S). *Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile.*
- Salazar, E. (2012). Evolución tectono-estratigráfica post-paleozoica de la Cordillera de Vallenar. *Tesis para optar al grado de magíster en ciencias, mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile.*
- Salazar, E., & Coloma, F. (Aceptado). Geología del área Cantaritos–Laguna Chica, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica xx. x p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.*
- Salazar, E., Coloma, F., & Creixell, C. (2013). Área el Tránsito-Lagunillas, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile, Serie Geología Básica 150. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.*
- Snyder, N., Whipple, K., Tucker, G., & Merritts, D. (2000). Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin 112, 1250-1263.*
- Sobel, E., Hilley, G., & Strecker, M. (2003). Formation of internally drained contractional basins by aridity-limited bedrock incision. *Journal of Geophysical Research 108, ETG 6.*
- Spikings, R., Dungan, M., Foeken, J., Carter, A., Page, L., & Stuart, F. (2008). Tectonic response of the central Chilean margin (35–388S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study. *Journal of the Geological Society, London 165, 941-953.*
- Strahler, A. (1957). Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union 38, 913-920.*

- Strecker, M., Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Coutand, I., Hain, M., y otros. (2009). Does the topographic distribution of the central Andean Puna Plateau result from climatic or geodynamic processes? *Geology* 37, 643-646.
- Strecker, M., Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G., Sobel, E., y otros. (2007). Tectonics and Climate of the Southern Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35, 747-787.
- Summerfield, M. (1991). *Global Geomorphology. An introduction to the study of landforms*. New York: Longman.
- Tassara, A., & Yáñez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile* 30, 159-186.
- Urresty, C. (2009). Evolución geomorfológica de la parte sur de la Depresión de Domeyco (29°00'-29°40' S) durante el Neógeno. *Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*.
- Uyeda, S., Watanabe, T., Kausei, E., Kubo, M., & Yashiro, Y. (1978). Report of heat flow measurements in Chili . *Bulletin of Earthquake Research Institute*, 131-163.
- Vermeesch, P. (2012). On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology* 312-313, 190-194.
- Víctor, P., Oncken, O., & Glodny, J. (2004). Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics* 23, TC4004.
- Villagrán, C., Armesto, J., Hinojosa, L., Cuvertino, J., Pérez, C., & Medina, C. (2004). El enigmático origen del bosque relicto de Fray Jorge. En F. Squeo, J. Gutiérrez, & I. Hernández, *Historia Natural del Parque Nacional Bosque Fray Jorge* (págs. 3-43). La Serena, Chile: Ediciones Universidad de La Serena.
- Wetherill, G. (1956). Discordant Uranium-Lead Ages, I. *Transactions, American Geophysical Union* 37, 320-326.
- Whipple, K. (2004). Bedrock Rivers and the Geomorphology of Active Orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 32, 151-185.
- Whipple, K., & Tucker, G. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research* 104, 17661-17674.
- Wobus, C., Crosby, B., & Whipple, K. (2006a). Hanging valleys in fluvial systems: Controls on occurrence and implications for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research* 111, F02017.
- Wobus, C., Whipple, K., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., y otros. (2006b). Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Geological Society of America. Special Paper* 398, 55-74.

- 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, 6325-6345.
- Yrigoyen, M. (1993). Los depósitos sinorogénicos terciarios. En V. Ramos, *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Exploración de Hidrocarburos* (págs. 123-148).
- Zech, R., Kull, C., & Veit, H. (2006). Late Quaternary glacial history in the Encierro Valley, northern Chile (29°S), deduced from ¹⁰Be surface exposure dating. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234, 277-286.

Anexos

A.1. Histogramas de elevación y pendiente de superficies de bajo relieve

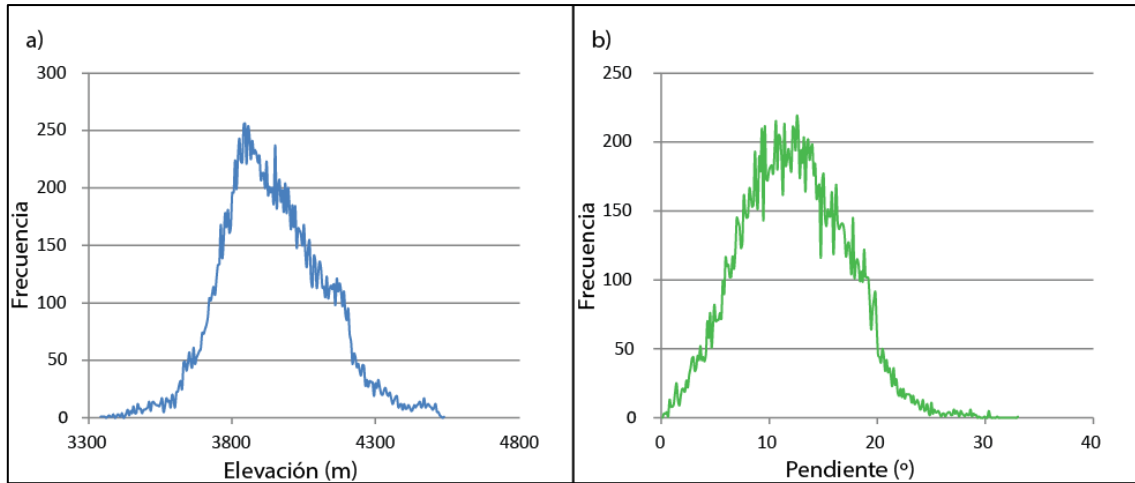


Figura A.1: a) Histograma de elevación. b) Histograma de pendiente de la Superficie Las Pintadas

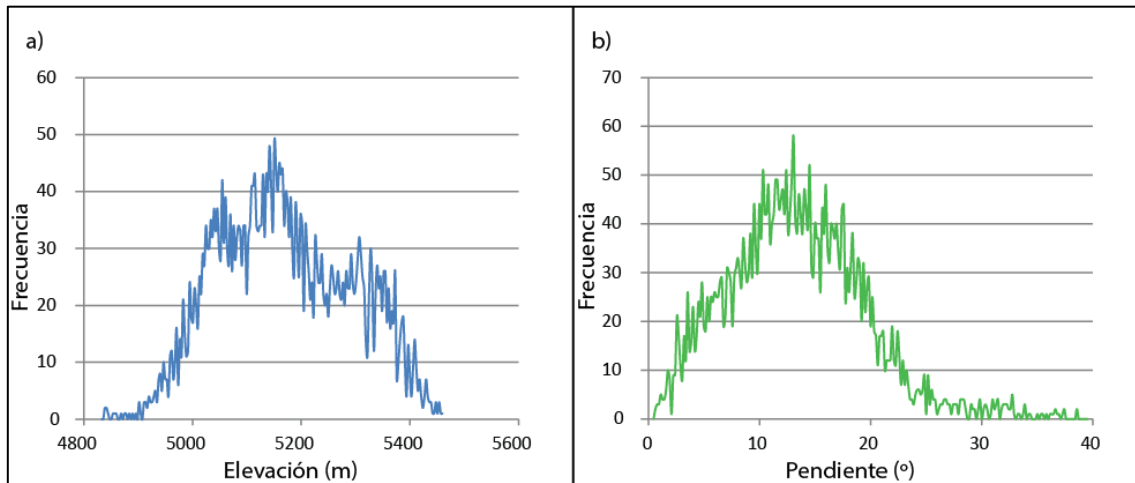


Figura A.2: a) Histograma de elevación. b) Histograma de pendiente de la Superficie Las Taguas 1

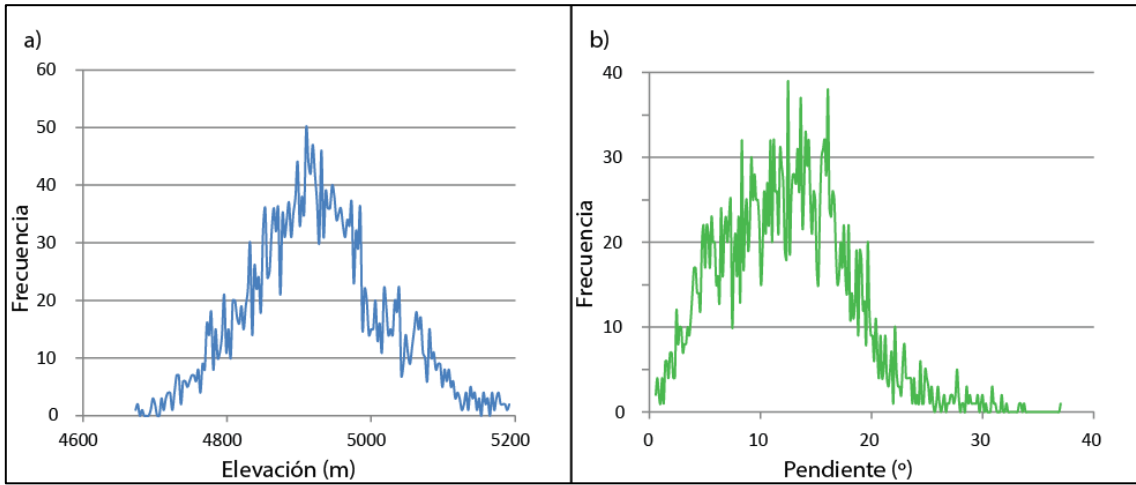


Figura A.3:a) Histograma de elevación. b) Histograma de pendiente de Las Taguas 2

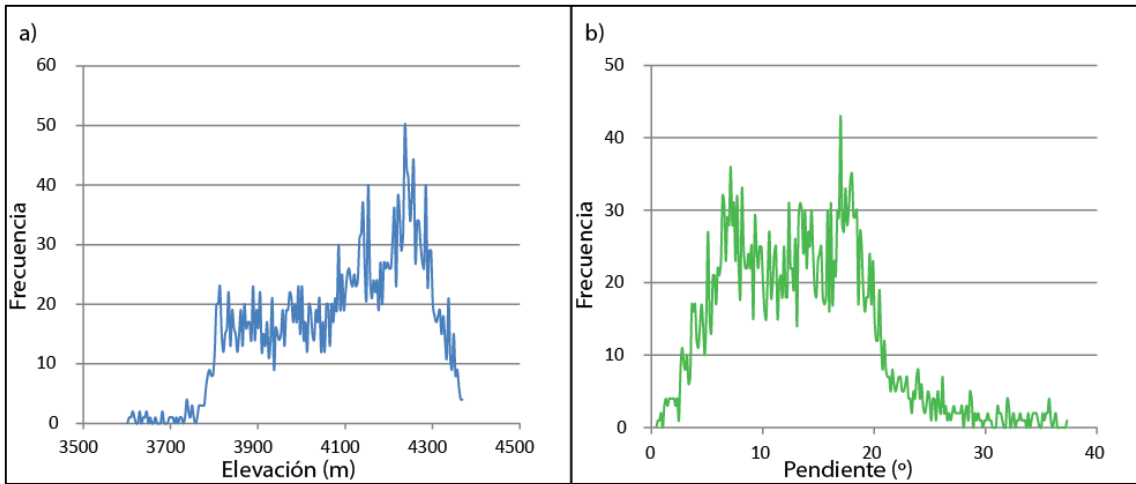


Figura A.4:a) Histograma de elevación. b) Histograma de pendiente de la Superficie Laguna Grande

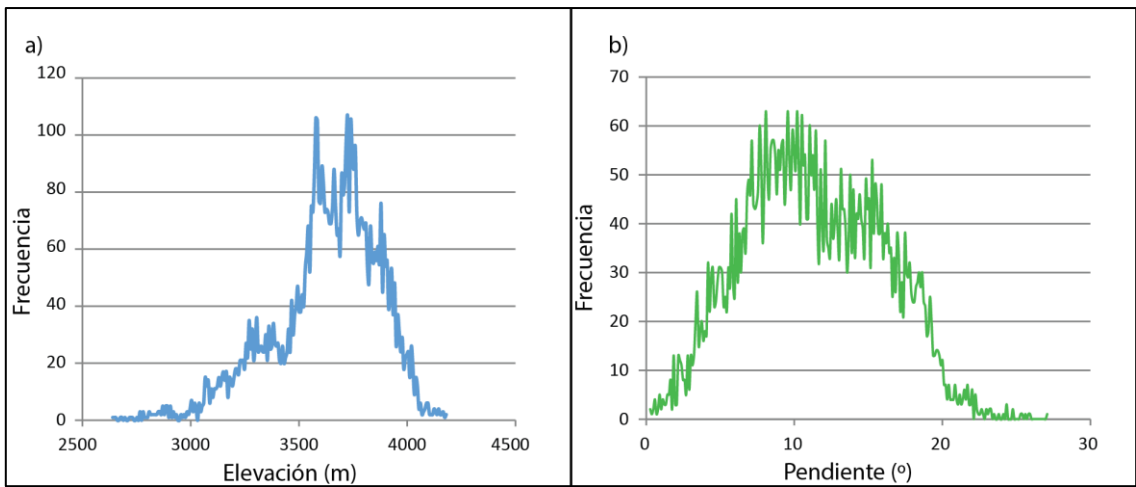


Figura A.5: a) Histograma de elevación. b) Histograma de pendiente de la Superficie Quebrada Larga

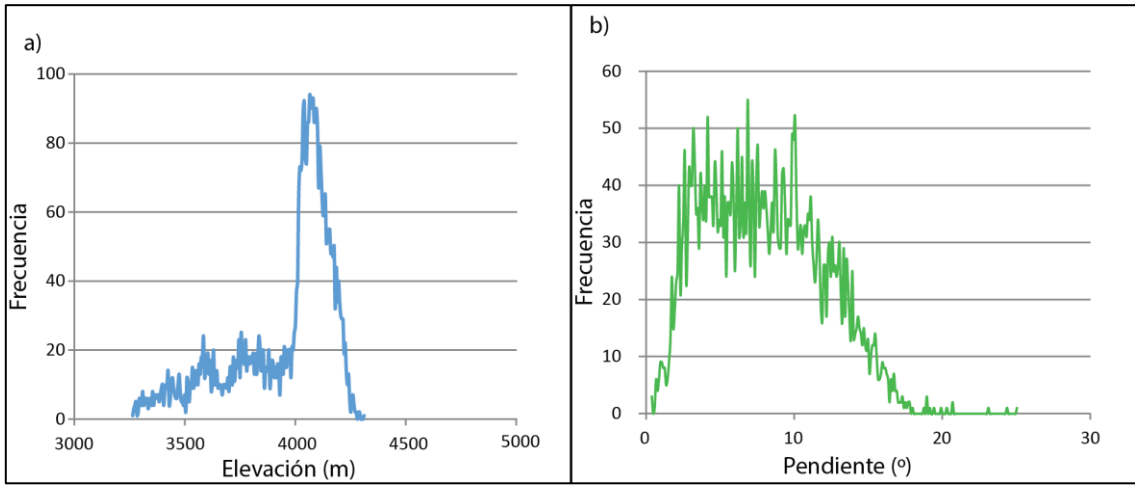


Figura A.6: a) Histograma de elevación. b) Histograma de pendiente de la Superficie Los Tambillos

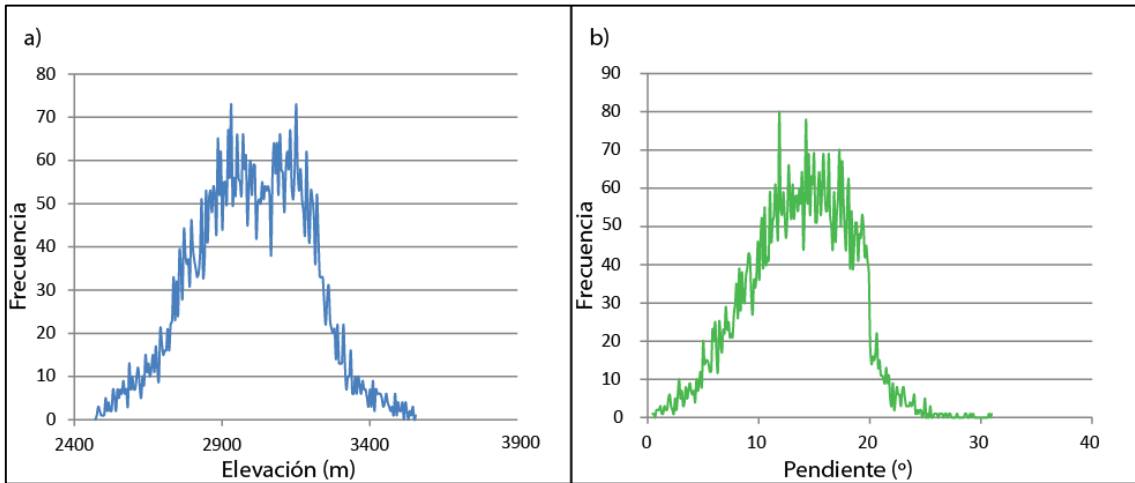


Figura A.7: a) Histograma de elevación. b) Histograma de pendiente de la Superficie La Titora

A.2. Appendix: U-Pb geochronological data

Table A1: Zircon U-Pb geochronological data for sample GR-4A.

| Sample | Concentration (ppm) | | Isotope ratio | | | | | | Ages (Ma) | | | | | | Best Age | |
|----------|---------------------|-----|---------------|--|------------|--|------------|--------|--|------------|--|------------|---|------------|----------|------------|
| | U | Th | U | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | 2 σ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | 2 σ | Error | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | 2 σ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | 2 σ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | 2 σ | Ma | 2 σ |
| | | | Th | ^{235}U | | ^{238}U | | | ^{235}U | | ^{238}U | | ^{206}Pb | | | |
| GR-4A-01 | 66 | 100 | 1.52 | 0.1175 | 0.0360 | 0.0138 | 0.0008 | 0.0209 | 112.8 | 31 | 84.6 | 5.9 | 1636 | 1100 | 84.6 | 5.9 |
| GR-4A-03 | 176 | 114 | 0.65 | 0.2709 | 0.0270 | 0.0374 | 0.0011 | 0.0713 | 243.4 | 21 | 236.2 | 7.0 | 1687 | 1200 | 236.2 | 7.0 |
| GR-4A-08 | 108 | 203 | 1.88 | 0.2794 | 0.0330 | 0.0379 | 0.0011 | 0.0049 | 250.2 | 26 | 238.0 | 7.1 | 1845 | 1700 | 238.0 | 7.1 |
| GR-4A-09 | 69 | 173 | 2.51 | 0.3031 | 0.0380 | 0.0370 | 0.0012 | 0.0193 | 268.8 | 29 | 232.4 | 7.7 | 1268 | 460 | 232.4 | 7.7 |
| GR-4A-10 | 192 | 336 | 1.75 | 0.3287 | 0.0310 | 0.0386 | 0.0010 | 0.0259 | 288.6 | 22 | 241.7 | 6.3 | 638 | 84 | 241.7 | 6.3 |
| GR-4A-11 | 186 | 137 | 0.74 | 0.3609 | 0.0270 | 0.0405 | 0.0009 | 0.1070 | 312.9 | 19 | 252.4 | 5.5 | 408 | 200 | 252.4 | 5.5 |
| GR-4A-12 | 134 | 205 | 1.53 | 0.3060 | 0.0320 | 0.0372 | 0.0011 | 0.0616 | 271.0 | 25 | 233.0 | 7.0 | 144 | 120 | 233.0 | 7.0 |
| GR-4A-13 | 83 | 105 | 1.27 | 0.2813 | 0.0350 | 0.0386 | 0.0012 | 0.0480 | 251.7 | 28 | 243.1 | 7.7 | 286 | 110 | 243.1 | 7.7 |
| GR-4A-14 | 86 | 105 | 1.22 | 0.2927 | 0.0450 | 0.0384 | 0.0015 | 0.0580 | 260.7 | 35 | 242.1 | 9.7 | 497 | 200 | 242.1 | 9.7 |
| GR-4A-15 | 143 | 266 | 1.86 | 0.2690 | 0.0260 | 0.0377 | 0.0010 | 0.0092 | 241.9 | 21 | 238.0 | 6.4 | 236 | 100 | 238.0 | 6.4 |
| GR-4A-16 | 154 | 263 | 1.71 | 0.2917 | 0.0350 | 0.0382 | 0.0013 | 0.0311 | 259.9 | 27 | 240.8 | 8.3 | 310 | 120 | 240.8 | 8.3 |
| GR-4A-17 | 93 | 120 | 1.29 | 0.3031 | 0.0420 | 0.0392 | 0.0013 | 0.0309 | 268.8 | 32 | 247.0 | 8.4 | 574 | 180 | 247.0 | 8.4 |
| GR-4A-18 | 67 | 49 | 0.73 | 0.3230 | 0.0380 | 0.0380 | 0.0012 | 0.0200 | 284.2 | 29 | 236.6 | 7.7 | 644 | 140 | 236.6 | 7.7 |
| GR-4A-19 | 196 | 74 | 0.38 | 0.3258 | 0.0350 | 0.0380 | 0.0014 | 0.1517 | 286.4 | 27 | 236.8 | 8.8 | 322 | 160 | 236.8 | 8.8 |
| GR-4A-20 | 92 | 132 | 1.43 | 0.2690 | 0.0290 | 0.0373 | 0.0010 | 0.0304 | 241.9 | 23 | 235.5 | 6.4 | 431 | 150 | 235.5 | 6.4 |
| GR-4A-23 | 139 | 168 | 1.21 | 0.3031 | 0.0300 | 0.0417 | 0.0011 | 0.1642 | 268.8 | 23 | 263.0 | 7.0 | 806 | 180 | 263.0 | 7.0 |
| GR-4A-26 | 76 | 154 | 2.03 | 0.0227 | 0.0160 | 0.0033 | 0.0003 | 0.0572 | 22.8 | 14 | 19.9 | 2.4 | 770 | 220 | 19.9 | 2.4 |
| GR-4A-27 | 224 | 310 | 1.38 | 0.2595 | 0.0200 | 0.0376 | 0.0009 | 0.1556 | 234.3 | 16 | 238.1 | 5.4 | 393 | 150 | 238.1 | 5.4 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------|-----|-----|------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|----|-------|------|-----|-----|-------|------|
| GR-4A-28 | 206 | 263 | 1.28 | 0.2737 | 0.0240 | 0.0385 | 0.0009 | 0.1103 | 245.7 | 18 | 243.0 | 5.6 | 302 | 160 | 243.0 | 5.6 |
| GR-4A-29 | 99 | 160 | 1.62 | 0.2756 | 0.0320 | 0.0379 | 0.0011 | 0.1101 | 247.2 | 26 | 239.2 | 7.1 | 236 | 110 | 239.2 | 7.1 |
| GR-4A-30 | 54 | 76 | 1.41 | 0.3599 | 0.0470 | 0.0393 | 0.0014 | 0.2059 | 312.2 | 36 | 241.9 | 9.0 | 404 | 160 | 241.9 | 9.0 |
| GR-4A-31 | 190 | 471 | 2.48 | 0.2794 | 0.0220 | 0.0383 | 0.0009 | 0.0786 | 250.2 | 17 | 241.7 | 5.8 | 244 | 110 | 241.7 | 5.8 |
| GR-4A-32 | 128 | 346 | 2.70 | 0.2813 | 0.0260 | 0.0373 | 0.0009 | 0.0766 | 251.7 | 21 | 235.0 | 6.0 | 468 | 170 | 235.0 | 6.0 |
| GR-4A-33 | 63 | 94 | 1.49 | 0.2766 | 0.0360 | 0.0407 | 0.0013 | 0.1132 | 247.9 | 28 | 257.1 | 8.4 | 314 | 150 | 257.1 | 8.4 |
| GR-4A-34 | 38 | 43 | 1.13 | 0.0502 | 0.0320 | 0.0062 | 0.0006 | 0.0189 | 49.7 | 26 | 36.4 | 5.1 | 400 | 160 | 36.4 | 5.1 |
| GR-4A-35 | 330 | 214 | 0.65 | 0.2586 | 0.0200 | 0.0380 | 0.0010 | 0.1182 | 233.5 | 16 | 241.0 | 6.2 | 136 | 91 | 241.0 | 6.2 |
| GR-4A-37 | 237 | 223 | 0.94 | 0.3060 | 0.0270 | 0.0379 | 0.0012 | 0.1241 | 271.0 | 20 | 237.7 | 7.6 | 529 | 140 | 237.7 | 7.6 |
| GR-4A-38 | 77 | 121 | 1.57 | 0.0256 | 0.0160 | 0.0034 | 0.0003 | 0.0112 | 25.6 | 14 | 20.4 | 2.5 | 489 | 190 | 20.4 | 2.5 |
| GR-4A-39 | 122 | 80 | 0.66 | 0.3097 | 0.0360 | 0.0381 | 0.0015 | 0.0960 | 274.0 | 27 | 238.6 | 9.5 | 460 | 140 | 238.6 | 9.5 |
| GR-4A-43 | 84 | 79 | 0.94 | 0.3192 | 0.0390 | 0.0411 | 0.0013 | 0.0787 | 281.3 | 30 | 258.1 | 8.3 | 408 | 160 | 258.1 | 8.3 |
| GR-4A-45 | 124 | 218 | 1.76 | 0.2917 | 0.0320 | 0.0389 | 0.0014 | 0.2468 | 259.9 | 25 | 244.5 | 8.9 | 322 | 190 | 244.5 | 8.9 |
| GR-4A-46 | 116 | 149 | 1.28 | 0.2908 | 0.0340 | 0.0387 | 0.0012 | 0.0908 | 259.2 | 26 | 244.4 | 7.7 | 346 | 140 | 244.4 | 7.7 |
| GR-4A-47 | 242 | 211 | 0.87 | 0.2690 | 0.0220 | 0.0382 | 0.0009 | 0.1531 | 241.9 | 17 | 242.0 | 5.6 | 733 | 200 | 242.0 | 5.6 |
| GR-4A-48 | 31 | 44 | 1.42 | 0.3277 | 0.0610 | 0.0421 | 0.0020 | 0.0611 | 287.8 | 46 | 262.4 | 12.9 | 715 | 190 | 262.4 | 12.9 |
| GR-4A-51 | 445 | 311 | 0.70 | 0.2557 | 0.0170 | 0.0378 | 0.0007 | 0.1933 | 231.2 | 13 | 240.1 | 4.7 | 167 | 120 | 240.1 | 4.7 |
| GR-4A-52 | 208 | 155 | 0.75 | 0.2756 | 0.0250 | 0.0404 | 0.0011 | 0.1080 | 247.2 | 20 | 255.7 | 7.0 | 577 | 180 | 255.7 | 7.0 |
| GR-4A-54 | 98 | 146 | 1.49 | 0.3524 | 0.0400 | 0.0415 | 0.0013 | 0.0688 | 306.5 | 30 | 258.2 | 8.3 | 536 | 150 | 258.2 | 8.3 |
| GR-4A-55 | 111 | 198 | 1.78 | 0.3230 | 0.0340 | 0.0402 | 0.0011 | 0.0097 | 284.2 | 26 | 251.6 | 7.1 | 412 | 130 | 251.6 | 7.1 |
| GR-4A-56 | 110 | 132 | 1.20 | 0.3031 | 0.0280 | 0.0382 | 0.0010 | 0.0557 | 268.8 | 22 | 239.5 | 6.4 | 369 | 190 | 239.5 | 6.4 |
| GR-4A-57 | 126 | 283 | 2.25 | 0.2709 | 0.0270 | 0.0378 | 0.0010 | 0.0604 | 243.4 | 22 | 237.9 | 6.3 | 202 | 120 | 237.9 | 6.3 |
| GR-4A-58 | 130 | 288 | 2.22 | 0.3230 | 0.0340 | 0.0404 | 0.0012 | 0.1553 | 284.2 | 26 | 252.6 | 7.6 | 362 | 120 | 252.6 | 7.6 |
| GR-4A-60 | 101 | 309 | 3.06 | 0.2889 | 0.0300 | 0.0387 | 0.0011 | 0.0070 | 257.7 | 24 | 243.4 | 7.0 | 362 | 240 | 243.4 | 7.0 |
| GR-4A-61 | 156 | 119 | 0.76 | 0.2842 | 0.0240 | 0.0382 | 0.0010 | 0.1686 | 254.0 | 19 | 240.5 | 6.3 | 302 | 130 | 240.5 | 6.3 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------|------|-----|------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|----|-------|------|------|-----|-------|------|
| GR-4A-65 | 323 | 223 | 0.69 | 0.3192 | 0.0290 | 0.0373 | 0.0010 | 0.2998 | 281.3 | 21 | 233.1 | 6.3 | 393 | 200 | 233.1 | 6.3 |
| GR-4A-66 | 1092 | 336 | 0.31 | 0.1980 | 0.0120 | 0.0229 | 0.0004 | 0.2195 | 183.4 | 10 | 143.7 | 2.4 | 611 | 160 | 143.7 | 2.4 |
| GR-4A-67 | 136 | 115 | 0.85 | 0.2785 | 0.0260 | 0.0380 | 0.0010 | 0.0253 | 249.5 | 21 | 239.6 | 6.1 | 445 | 170 | 239.6 | 6.1 |
| GR-4A-68 | 215 | 266 | 1.24 | 0.2491 | 0.0210 | 0.0366 | 0.0009 | 0.0976 | 225.9 | 17 | 232.5 | 5.7 | 302 | 190 | 232.5 | 5.7 |
| GR-4A-69 | 158 | 418 | 2.65 | 0.2832 | 0.0270 | 0.0374 | 0.0011 | 0.0154 | 253.2 | 22 | 235.6 | 7.0 | 460 | 180 | 235.6 | 7.0 |
| GR-4A-70 | 381 | 452 | 1.19 | 0.2747 | 0.0220 | 0.0372 | 0.0009 | 0.2709 | 246.4 | 17 | 234.9 | 5.8 | 373 | 230 | 234.9 | 5.8 |
| GR-4A-71 | 107 | 196 | 1.83 | 0.3533 | 0.0390 | 0.0374 | 0.0011 | 0.2521 | 307.2 | 28 | 232.3 | 7.0 | 1005 | 240 | 232.3 | 7.0 |
| GR-4A-72 | 331 | 304 | 0.92 | 0.2633 | 0.0200 | 0.0368 | 0.0008 | 0.1262 | 237.3 | 16 | 232.6 | 5.1 | 584 | 180 | 232.6 | 5.1 |
| GR-4A-75 | 103 | 203 | 1.97 | 0.2870 | 0.0290 | 0.0376 | 0.0011 | 0.3072 | 256.2 | 22 | 236.8 | 7.0 | 500 | 170 | 236.8 | 7.0 |
| GR-4A-81 | 137 | 216 | 1.58 | 0.3069 | 0.0310 | 0.0403 | 0.0011 | 0.0026 | 271.8 | 24 | 252.9 | 7.0 | 608 | 170 | 252.9 | 7.0 |
| GR-4A-83 | 121 | 187 | 1.55 | 0.2898 | 0.0300 | 0.0377 | 0.0011 | 0.0314 | 258.4 | 24 | 236.9 | 7.0 | 206 | 140 | 236.9 | 7.0 |
| GR-4A-86 | 238 | 549 | 2.31 | 0.2576 | 0.0200 | 0.0375 | 0.0009 | 0.0496 | 232.8 | 15 | 237.1 | 5.8 | 699 | 110 | 237.1 | 5.8 |
| GR-4A-87 | 107 | 314 | 2.93 | 0.3448 | 0.0480 | 0.0374 | 0.0017 | 0.8414 | 300.8 | 31 | 232.6 | 10.7 | 286 | 190 | 232.6 | 10.7 |
| GR-4A-88 | 138 | 136 | 0.99 | 0.2766 | 0.0280 | 0.0379 | 0.0010 | 0.0812 | 247.9 | 22 | 238.6 | 6.4 | 471 | 200 | 238.6 | 6.4 |
| GR-4A-90 | 105 | 112 | 1.07 | 0.2586 | 0.0330 | 0.0356 | 0.0011 | 0.0969 | 233.5 | 26 | 224.2 | 7.1 | 736 | 190 | 224.2 | 7.1 |
| GR-4A-95 | 404 | 383 | 0.95 | 0.2652 | 0.0180 | 0.0371 | 0.0008 | 0.1403 | 238.9 | 15 | 235.1 | 5.0 | 326 | 150 | 235.1 | 5.0 |
| GR-4A-98 | 143 | 315 | 2.20 | 0.2908 | 0.0260 | 0.0379 | 0.0011 | 0.4866 | 259.2 | 20 | 238.3 | 7.0 | 689 | 290 | 238.3 | 7.0 |

Table A2: Zircon U-Pb geochronological data for sample GR-23. Zircons shown in Figure 10 are highlighted in bold.

| Sample | Concentration (ppm) | | Isotope ratios | | | | | | Ages (Ma) | | | | | | Best Age | |
|-----------------|---------------------|------|----------------|--------|------------|--------|------------|--------|-----------|------------|-------|------------|-------|------------|----------|------------|
| | U | Th | U | 207Pb | 2 σ | 206Pb | 2 σ | Error | 207Pb | 2 σ | 206Pb | 2 σ | 207Pb | 2 σ | (Ma) | 2 σ |
| | | | Th | 235U | | 238U | | | 235U | | 238U | | 206Pb | | | |
| GR-23-1 | 329 | 487 | 1.48 | 0.2768 | 0.0038 | 0.0380 | 0.0004 | 0.6085 | 248 | 3 | 240.1 | 2.6 | 311 | 25 | 240.1 | 2.6 |
| GR-23-2 | 273 | 200 | 0.73 | 0.2600 | 0.0039 | 0.0368 | 0.0005 | 0.6252 | 234.6 | 3.1 | 232.7 | 3.3 | 252 | 30 | 232.7 | 3.3 |
| GR-23-4 | 98 | 135 | 1.38 | 0.2671 | 0.0046 | 0.0383 | 0.0005 | 0.4049 | 240.5 | 3.6 | 242.4 | 2.9 | 224 | 35 | 242.4 | 2.9 |
| GR-23-6 | 65 | 71 | 1.09 | 0.3036 | 0.0061 | 0.0433 | 0.0006 | 0.3630 | 269.1 | 4.7 | 273.2 | 3.9 | 264 | 41 | 273.2 | 3.9 |
| GR-23-8 | 349 | 267 | 0.77 | 0.2597 | 0.0038 | 0.0368 | 0.0005 | 0.5277 | 234.4 | 3 | 233.1 | 2.9 | 244 | 27 | 233.1 | 2.9 |
| GR-23-9 | 169 | 468 | 2.77 | 0.2571 | 0.0040 | 0.0371 | 0.0005 | 0.5232 | 232 | 3.2 | 234.8 | 3.2 | 192 | 31 | 234.8 | 3.2 |
| GR-23-10 | 157 | 227 | 1.45 | 0.2594 | 0.0041 | 0.0378 | 0.0005 | 0.5309 | 233.9 | 3.3 | 239.1 | 3.3 | 208 | 32 | 239.1 | 3.3 |
| GR-23-11 | 72 | 162 | 2.25 | 0.2676 | 0.0050 | 0.0369 | 0.0004 | 0.3132 | 240.8 | 4 | 233.1 | 2.7 | 279 | 37 | 233.1 | 2.7 |
| GR-23-12 | 144 | 144 | 1.00 | 0.2555 | 0.0038 | 0.0358 | 0.0004 | 0.4801 | 230.8 | 3 | 226.4 | 2.6 | 271 | 29 | 226.4 | 2.6 |
| GR-23-16 | 317 | 299 | 0.94 | 0.2567 | 0.0038 | 0.0368 | 0.0005 | 0.5670 | 232.1 | 3 | 233.1 | 3.1 | 223 | 26 | 233.1 | 3.1 |
| GR-23-17 | 513 | 574 | 1.12 | 0.2761 | 0.0057 | 0.0362 | 0.0006 | 0.5980 | 247.1 | 4.5 | 228.1 | 3.6 | 416 | 37 | 228.1 | 3.6 |
| GR-23-19 | 255 | 395 | 1.55 | 0.2793 | 0.0036 | 0.0388 | 0.0004 | 0.6488 | 250.1 | 2.9 | 245.0 | 2.4 | 284 | 23 | 245.0 | 2.4 |
| GR-23-20 | 236 | 198 | 0.84 | 0.2856 | 0.0049 | 0.0383 | 0.0006 | 0.5422 | 255.1 | 3.9 | 241.1 | 3.6 | 361 | 35 | 241.1 | 3.6 |
| GR-23-21 | 261 | 694 | 2.66 | 0.2564 | 0.0037 | 0.0363 | 0.0005 | 0.5923 | 231.4 | 3 | 229.4 | 2.8 | 254 | 28 | 229.4 | 2.8 |
| GR-23-22 | 56 | 59 | 1.05 | 0.2970 | 0.0110 | 0.0376 | 0.0008 | 0.6277 | 263.3 | 8.9 | 236.3 | 5.1 | 483 | 65 | 236.3 | 5.1 |
| GR-23-23 | 173 | 374 | 2.16 | 0.2592 | 0.0040 | 0.0370 | 0.0005 | 0.4137 | 233.9 | 3.3 | 234.0 | 2.9 | 238 | 33 | 234.0 | 2.9 |
| GR-23-24 | 211 | 158 | 0.75 | 0.2683 | 0.0043 | 0.0384 | 0.0005 | 0.6194 | 241.4 | 3.5 | 243.0 | 3.1 | 227 | 29 | 243.0 | 3.1 |
| GR-23-25 | 408 | 363 | 0.89 | 0.3084 | 0.0043 | 0.0410 | 0.0005 | 0.6521 | 272.6 | 3.3 | 258.3 | 3.2 | 381 | 26 | 258.3 | 3.2 |
| GR-23-26 | 181 | 208 | 1.15 | 0.2534 | 0.0043 | 0.0360 | 0.0005 | 0.3566 | 229 | 3.4 | 227.8 | 2.9 | 239 | 31 | 227.8 | 2.9 |
| GR-23-27 | 883 | 1078 | 1.22 | 0.1801 | 0.0030 | 0.0201 | 0.0002 | 0.4571 | 168.3 | 2.5 | 125.8 | 1.4 | 760 | 32 | 125.8 | 1.4 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------|-----|-----|------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-----|-------|-----|-----|----|-------|-----|
| GR-23-28 | 132 | 179 | 1.36 | 0.2640 | 0.0040 | 0.0371 | 0.0005 | 0.3840 | 237.8 | 3.2 | 234.7 | 2.9 | 257 | 34 | 234.7 | 2.9 |
| GR-23-29 | 194 | 365 | 1.88 | 0.0205 | 0.0008 | 0.0031 | 0.0000 | 0.3158 | 20.58 | 0.8 | 19.8 | 0.3 | 123 | 72 | 19.8 | 0.3 |
| GR-23-30 | 87 | 182 | 2.09 | 0.2687 | 0.0056 | 0.0359 | 0.0004 | 0.4578 | 241.3 | 4.4 | 226.2 | 2.8 | 369 | 41 | 226.2 | 2.8 |
| GR-23-31 | 278 | 264 | 0.95 | 0.2937 | 0.0041 | 0.0377 | 0.0004 | 0.5951 | 261.3 | 3.2 | 236.9 | 2.6 | 445 | 24 | 236.9 | 2.6 |
| GR-23-32 | 43 | 72 | 1.67 | 0.3680 | 0.0150 | 0.0385 | 0.0005 | 0.4770 | 315 | 11 | 238.1 | 3.4 | 859 | 76 | 238.1 | 3.4 |
| GR-23-33 | 203 | 394 | 1.94 | 0.2620 | 0.0035 | 0.0374 | 0.0005 | 0.5808 | 236.5 | 2.9 | 236.5 | 3.1 | 241 | 29 | 236.5 | 3.1 |
| GR-23-37 | 115 | 256 | 2.23 | 0.2502 | 0.0042 | 0.0356 | 0.0005 | 0.4045 | 226.6 | 3.5 | 225.7 | 2.8 | 224 | 35 | 225.7 | 2.8 |
| GR-23-39 | 47 | 65 | 1.38 | 0.3201 | 0.0070 | 0.0391 | 0.0004 | 0.3921 | 281.1 | 5.4 | 244.6 | 2.4 | 549 | 46 | 244.6 | 2.4 |
| GR-23-40 | 532 | 112 | 0.21 | 0.2782 | 0.0062 | 0.0356 | 0.0005 | 0.2994 | 249.2 | 4.8 | 224.1 | 3.3 | 399 | 41 | 224.1 | 3.3 |
| GR-23-41 | 226 | 189 | 0.84 | 0.2596 | 0.0038 | 0.0357 | 0.0005 | 0.5223 | 234.6 | 3 | 225.8 | 2.9 | 296 | 30 | 225.8 | 2.9 |
| GR-23-42 | 86 | 152 | 1.77 | 0.2540 | 0.0047 | 0.0360 | 0.0005 | 0.4844 | 229.4 | 3.8 | 228.1 | 3.0 | 234 | 36 | 228.1 | 3.0 |
| GR-23-43 | 56 | 80 | 1.43 | 0.2518 | 0.0049 | 0.0358 | 0.0005 | 0.2998 | 227.5 | 4 | 226.5 | 2.9 | 234 | 43 | 226.5 | 2.9 |
| GR-23-45 | 123 | 190 | 1.54 | 0.2609 | 0.0040 | 0.0369 | 0.0004 | 0.5043 | 235.5 | 3.3 | 233.3 | 2.6 | 224 | 31 | 233.3 | 2.6 |
| GR-23-46 | 133 | 110 | 0.83 | 0.3614 | 0.0058 | 0.0432 | 0.0006 | 0.5980 | 312.9 | 4.4 | 269.9 | 3.8 | 615 | 32 | 269.9 | 3.8 |
| GR-23-47 | 141 | 228 | 1.62 | 0.2604 | 0.0051 | 0.0369 | 0.0005 | 0.4919 | 234.7 | 4.1 | 233.5 | 3.1 | 231 | 36 | 233.5 | 3.1 |
| GR-23-48 | 221 | 219 | 0.99 | 0.2781 | 0.0048 | 0.0373 | 0.0005 | 0.6400 | 249.2 | 3.9 | 235.5 | 3.0 | 360 | 32 | 235.5 | 3.0 |
| GR-23-50 | 121 | 178 | 1.47 | 0.2843 | 0.0061 | 0.0384 | 0.0005 | 0.3833 | 253.3 | 4.8 | 242.1 | 3.1 | 326 | 39 | 242.1 | 3.1 |
| GR-23-51 | 266 | 273 | 1.03 | 0.2578 | 0.0036 | 0.0372 | 0.0005 | 0.4851 | 232.7 | 2.9 | 235.6 | 2.9 | 203 | 29 | 235.6 | 2.9 |
| GR-23-52 | 73 | 112 | 1.53 | 0.2537 | 0.0049 | 0.0362 | 0.0005 | 0.4410 | 229.7 | 4 | 229.3 | 2.8 | 221 | 40 | 229.3 | 2.8 |
| GR-23-53 | 199 | 255 | 1.28 | 0.2793 | 0.0048 | 0.0392 | 0.0006 | 0.5889 | 249.7 | 3.8 | 247.7 | 3.4 | 235 | 32 | 247.7 | 3.4 |
| GR-23-54 | 80 | 71 | 0.89 | 0.2623 | 0.0053 | 0.0367 | 0.0005 | 0.4897 | 236 | 4.3 | 232.3 | 3.0 | 243 | 38 | 232.3 | 3.0 |
| GR-23-57 | 135 | 138 | 1.02 | 0.2590 | 0.0044 | 0.0370 | 0.0005 | 0.6072 | 233.7 | 3.6 | 234.2 | 3.0 | 223 | 33 | 234.2 | 3.0 |
| GR-23-58 | 222 | 274 | 1.23 | 0.0236 | 0.0007 | 0.0034 | 0.0000 | 0.3039 | 23.62 | 0.7 | 21.9 | 0.3 | 170 | 60 | 21.9 | 0.3 |
| GR-23-60 | 383 | 303 | 0.79 | 0.3312 | 0.0080 | 0.0381 | 0.0006 | 0.5562 | 290.2 | 6 | 237.7 | 3.5 | 674 | 42 | 237.7 | 3.5 |
| GR-23-61 | 201 | 336 | 1.67 | 0.2655 | 0.0043 | 0.0355 | 0.0006 | 0.5946 | 239.4 | 3.5 | 224.1 | 3.6 | 350 | 34 | 224.1 | 3.6 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------|-----|-----|------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-----|-------|-----|-----|-----|-------|-----|
| GR-23-62 | 112 | 229 | 2.04 | 0.2747 | 0.0044 | 0.0368 | 0.0004 | 0.4313 | 246.1 | 3.5 | 232.5 | 2.5 | 314 | 35 | 232.5 | 2.5 |
| GR-23-63 | 277 | 427 | 1.54 | 0.2582 | 0.0034 | 0.0361 | 0.0004 | 0.4792 | 233.2 | 2.8 | 228.5 | 2.7 | 252 | 29 | 228.5 | 2.7 |
| GR-23-64 | 137 | 229 | 1.67 | 0.2607 | 0.0040 | 0.0370 | 0.0005 | 0.4192 | 234.9 | 3.2 | 234.3 | 2.8 | 200 | 33 | 234.3 | 2.8 |
| GR-23-65 | 370 | 224 | 0.61 | 0.2469 | 0.0032 | 0.0350 | 0.0004 | 0.6047 | 224 | 2.6 | 221.5 | 2.6 | 220 | 27 | 221.5 | 2.6 |
| GR-23-66 | 165 | 284 | 1.72 | 0.2584 | 0.0042 | 0.0365 | 0.0005 | 0.5138 | 233.3 | 3.4 | 231.1 | 2.9 | 207 | 33 | 231.1 | 2.9 |
| GR-23-67 | 97 | 166 | 1.71 | 0.0277 | 0.0016 | 0.0033 | 0.0001 | 0.1888 | 27.6 | 1.5 | 20.8 | 0.4 | 540 | 110 | 20.8 | 0.4 |
| GR-23-68 | 229 | 210 | 0.92 | 0.2632 | 0.0038 | 0.0374 | 0.0005 | 0.4663 | 237.5 | 3.1 | 236.8 | 3.1 | 230 | 34 | 236.8 | 3.1 |
| GR-23-69 | 248 | 227 | 0.92 | 0.2593 | 0.0037 | 0.0358 | 0.0004 | 0.4562 | 234 | 3 | 226.7 | 2.7 | 265 | 30 | 226.7 | 2.7 |
| GR-23-70 | 150 | 159 | 1.06 | 0.2588 | 0.0038 | 0.0348 | 0.0004 | 0.1907 | 233.4 | 3 | 219.7 | 2.2 | 336 | 31 | 219.7 | 2.2 |
| GR-23-71 | 249 | 220 | 0.88 | 0.2629 | 0.0036 | 0.0369 | 0.0005 | 0.5179 | 236.9 | 2.9 | 233.6 | 2.8 | 247 | 29 | 233.6 | 2.8 |
| GR-23-72 | 504 | 309 | 0.61 | 0.2578 | 0.0051 | 0.0356 | 0.0006 | 0.0732 | 232.6 | 4.1 | 225.2 | 3.7 | 251 | 41 | 225.2 | 3.7 |
| GR-23-73 | 274 | 240 | 0.88 | 0.2564 | 0.0037 | 0.0352 | 0.0004 | 0.4373 | 232 | 3 | 222.7 | 2.5 | 307 | 30 | 222.7 | 2.5 |
| GR-23-74 | 301 | 238 | 0.79 | 0.2571 | 0.0038 | 0.0366 | 0.0005 | 0.5081 | 232.3 | 3 | 231.8 | 3.1 | 216 | 31 | 231.8 | 3.1 |
| GR-23-75 | 229 | 195 | 0.85 | 0.2649 | 0.0045 | 0.0352 | 0.0005 | 0.5126 | 238.6 | 3.6 | 222.2 | 3.1 | 366 | 36 | 222.2 | 3.1 |
| GR-23-76 | 119 | 200 | 1.68 | 0.2844 | 0.0044 | 0.0373 | 0.0005 | 0.3489 | 253.7 | 3.5 | 234.6 | 3.0 | 401 | 35 | 234.6 | 3.0 |
| GR-23-77 | 308 | 502 | 1.63 | 0.2793 | 0.0058 | 0.0348 | 0.0005 | 0.3239 | 249.6 | 4.6 | 218.5 | 3.1 | 493 | 41 | 218.5 | 3.1 |
| GR-23-78 | 144 | 216 | 1.50 | 0.2657 | 0.0051 | 0.0364 | 0.0005 | 0.4069 | 239.2 | 4.1 | 230.1 | 3.1 | 285 | 41 | 230.1 | 3.1 |
| GR-23-79 | 61 | 122 | 2.00 | 0.0248 | 0.0017 | 0.0033 | 0.0001 | 0.0492 | 24.8 | 1.7 | 20.7 | 0.4 | 380 | 130 | 20.7 | 0.4 |
| GR-23-80 | 79 | 94 | 1.19 | 0.2595 | 0.0047 | 0.0364 | 0.0005 | 0.2464 | 233.9 | 3.8 | 230.4 | 3.2 | 248 | 44 | 230.4 | 3.2 |
| GR-23-81 | 141 | 187 | 1.33 | 0.2966 | 0.0060 | 0.0377 | 0.0005 | 0.5201 | 264.1 | 4.7 | 237.0 | 2.9 | 474 | 38 | 237.0 | 2.9 |
| GR-23-82 | 99 | 257 | 2.60 | 0.2547 | 0.0045 | 0.0363 | 0.0005 | 0.3332 | 230.2 | 3.6 | 229.9 | 3.0 | 216 | 38 | 229.9 | 3.0 |
| GR-23-84 | 74 | 185 | 2.50 | 0.2464 | 0.0047 | 0.0361 | 0.0005 | 0.5512 | 223.6 | 3.8 | 229.0 | 3.1 | 165 | 36 | 229.0 | 3.1 |
| GR-23-86 | 348 | 352 | 1.01 | 0.2531 | 0.0038 | 0.0350 | 0.0004 | 0.5157 | 228.7 | 3.1 | 221.0 | 2.8 | 284 | 27 | 221.0 | 2.8 |
| GR-23-87 | 36 | 41 | 1.14 | 0.2609 | 0.0062 | 0.0361 | 0.0005 | 0.2162 | 235.3 | 5 | 228.1 | 3.0 | 290 | 51 | 228.1 | 3.0 |
| GR-23-89 | 152 | 278 | 1.83 | 0.2448 | 0.0043 | 0.0348 | 0.0005 | 0.6561 | 222.5 | 3.6 | 220.7 | 3.1 | 217 | 32 | 220.7 | 3.1 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------|-----|-----|------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-----|-------|-----|-----|-----|-------|-----|
| GR-23-92 | 373 | 375 | 1.01 | 0.2745 | 0.0041 | 0.0384 | 0.0005 | 0.4827 | 245.9 | 3.3 | 242.6 | 3.0 | 258 | 30 | 242.6 | 3.0 |
| GR-23-93 | 62 | 100 | 1.61 | 0.0197 | 0.0014 | 0.0030 | 0.0001 | 0.1650 | 19.7 | 1.4 | 19.1 | 0.4 | 100 | 120 | 19.1 | 0.4 |
| GR-23-94 | 153 | 182 | 1.19 | 0.2760 | 0.0044 | 0.0391 | 0.0005 | 0.6073 | 247.3 | 3.5 | 247.3 | 3.3 | 232 | 30 | 247.3 | 3.3 |
| GR-23-95 | 338 | 404 | 1.20 | 0.2623 | 0.0039 | 0.0372 | 0.0005 | 0.4699 | 236.4 | 3.1 | 235.6 | 2.9 | 208 | 30 | 235.6 | 2.9 |
| GR-23-96 | 109 | 190 | 1.74 | 0.2613 | 0.0059 | 0.0360 | 0.0006 | 0.4894 | 236.1 | 4.8 | 227.6 | 3.5 | 283 | 47 | 227.6 | 3.5 |
| GR-23-97 | 469 | 495 | 1.06 | 0.0260 | 0.0009 | 0.0030 | 0.0000 | 0.3395 | 26.07 | 0.9 | 19.2 | 0.3 | 641 | 66 | 19.2 | 0.3 |
| GR-23-98 | 196 | 173 | 0.88 | 0.2571 | 0.0041 | 0.0367 | 0.0005 | 0.5954 | 232.2 | 3.3 | 232.3 | 2.9 | 202 | 29 | 232.3 | 2.9 |
| GR-23-99 | 323 | 333 | 1.03 | 0.2629 | 0.0037 | 0.0367 | 0.0005 | 0.4338 | 236.9 | 3 | 232.1 | 2.8 | 249 | 30 | 232.1 | 2.8 |
| GR-23-100 | 200 | 295 | 1.48 | 0.2627 | 0.0038 | 0.0371 | 0.0005 | 0.4321 | 236.8 | 3 | 234.8 | 3.1 | 238 | 32 | 234.8 | 3.1 |
| GR-23-101 | 225 | 221 | 0.98 | 0.2600 | 0.0039 | 0.0368 | 0.0005 | 0.4923 | 234.6 | 3.1 | 233.0 | 3.0 | 226 | 31 | 233.0 | 3.0 |
| GR-23-102 | 215 | 243 | 1.13 | 0.3251 | 0.0093 | 0.0396 | 0.0005 | 0.3989 | 285.5 | 6.9 | 247.4 | 3.2 | 572 | 55 | 247.4 | 3.2 |
| GR-23-103 | 115 | 202 | 1.76 | 0.2587 | 0.0042 | 0.0369 | 0.0005 | 0.4690 | 233.3 | 3.4 | 233.3 | 3.1 | 227 | 33 | 233.3 | 3.1 |
| GR-23-104 | 133 | 180 | 1.35 | 0.2638 | 0.0048 | 0.0378 | 0.0005 | 0.5431 | 237.6 | 3.9 | 238.9 | 3.2 | 219 | 36 | 238.9 | 3.2 |
| GR-23-105 | 224 | 203 | 0.91 | 0.2679 | 0.0058 | 0.0374 | 0.0005 | 0.3140 | 242.5 | 4 | 235.9 | 3.2 | 274 | 34 | 235.9 | 3.2 |
| GR-23-106 | 140 | 217 | 1.55 | 0.0501 | 0.0017 | 0.0058 | 0.0001 | 0.2642 | 49.5 | 1.6 | 36.6 | 0.5 | 649 | 70 | 36.6 | 0.5 |
| GR-23-107 | 254 | 230 | 0.91 | 0.2727 | 0.0048 | 0.0362 | 0.0005 | 0.4977 | 244.4 | 3.8 | 228.0 | 2.9 | 383 | 37 | 228.0 | 2.9 |
| GR-23-108 | 215 | 235 | 1.09 | 0.2956 | 0.0048 | 0.0419 | 0.0006 | 0.3363 | 262.5 | 3.8 | 264.4 | 3.5 | 239 | 32 | 264.4 | 3.5 |
| GR-23-109 | 112 | 225 | 2.01 | 0.2656 | 0.0047 | 0.0376 | 0.0005 | 0.4354 | 239 | 3.7 | 238.1 | 3.1 | 240 | 37 | 238.1 | 3.1 |
| GR-23-111 | 94 | 100 | 1.06 | 0.2601 | 0.0047 | 0.0370 | 0.0005 | 0.4154 | 234.3 | 3.7 | 234.2 | 2.8 | 212 | 36 | 234.2 | 2.8 |
| GR-23-112 | 94 | 97 | 1.03 | 0.2723 | 0.0055 | 0.0380 | 0.0005 | 0.2039 | 243.9 | 4.3 | 240.2 | 3.1 | 276 | 39 | 240.2 | 3.1 |
| GR-23-115 | 286 | 354 | 1.24 | 0.2609 | 0.0033 | 0.0363 | 0.0004 | 0.4063 | 235.4 | 2.7 | 229.2 | 2.6 | 275 | 29 | 229.2 | 2.6 |
| GR-23-116 | 234 | 223 | 0.95 | 0.2628 | 0.0040 | 0.0376 | 0.0005 | 0.5955 | 236.9 | 3.2 | 238.1 | 3.1 | 236 | 31 | 238.1 | 3.1 |
| GR-23-118 | 140 | 166 | 1.19 | 0.2856 | 0.0079 | 0.0377 | 0.0005 | 0.4159 | 254.5 | 6 | 237.2 | 3.1 | 373 | 45 | 237.2 | 3.1 |
| GR-23-119 | 203 | 152 | 0.75 | 0.2589 | 0.0049 | 0.0364 | 0.0006 | 0.4517 | 233.8 | 3.9 | 230.7 | 3.6 | 222 | 40 | 230.7 | 3.6 |
| GR-23-120 | 425 | 323 | 0.76 | 0.2539 | 0.0037 | 0.0365 | 0.0005 | 0.5996 | 229.4 | 3 | 231.1 | 3.1 | 214 | 27 | 231.1 | 3.1 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------|-----|-----|------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-----|-------|-----|-----|-----|-------|-----|
| GR-23-121 | 266 | 201 | 0.76 | 0.2683 | 0.0040 | 0.0378 | 0.0005 | 0.6707 | 241 | 3.2 | 239.0 | 2.9 | 258 | 29 | 239.0 | 2.9 |
| GR-23-122 | 145 | 148 | 1.02 | 0.2782 | 0.0085 | 0.0373 | 0.0006 | 0.3300 | 249.4 | 6.5 | 234.9 | 4.0 | 370 | 60 | 234.9 | 4.0 |
| GR-23-123 | 359 | 246 | 0.69 | 0.2615 | 0.0033 | 0.0370 | 0.0004 | 0.4946 | 235.9 | 2.6 | 234.3 | 2.6 | 234 | 27 | 234.3 | 2.6 |
| GR-23-124 | 36 | 64 | 1.78 | 0.0224 | 0.0024 | 0.0032 | 0.0001 | 0.0703 | 22.3 | 2.3 | 20.3 | 0.5 | 220 | 170 | 20.3 | 0.5 |
| GR-23-125 | 334 | 297 | 0.89 | 0.2667 | 0.0041 | 0.0370 | 0.0005 | 0.4634 | 239.7 | 3.2 | 234.0 | 2.9 | 269 | 30 | 234.0 | 2.9 |
| GR-23-126 | 212 | 150 | 0.71 | 0.2649 | 0.0057 | 0.0373 | 0.0007 | 0.7094 | 237.9 | 4.6 | 235.7 | 4.4 | 300 | 34 | 235.7 | 4.4 |
| GR-23-127 | 99 | 112 | 1.13 | 0.2754 | 0.0074 | 0.0366 | 0.0005 | 0.3396 | 245.2 | 5.5 | 230.6 | 3.3 | 343 | 46 | 230.6 | 3.3 |
| GR-23-128 | 368 | 276 | 0.75 | 0.2827 | 0.0043 | 0.0342 | 0.0006 | 0.6622 | 252.4 | 3.4 | 214.2 | 3.6 | 615 | 32 | 214.2 | 3.6 |
| GR-23-129 | 156 | 155 | 0.99 | 0.2556 | 0.0041 | 0.0371 | 0.0005 | 0.4456 | 231 | 3.3 | 235.1 | 3.1 | 187 | 32 | 235.1 | 3.1 |
| GR-23-130 | 168 | 170 | 1.01 | 0.2894 | 0.0068 | 0.0377 | 0.0005 | 0.1695 | 257.8 | 5.1 | 237.4 | 2.9 | 390 | 41 | 237.4 | 2.9 |
| GR-23-131 | 218 | 315 | 1.44 | 0.2560 | 0.0039 | 0.0378 | 0.0005 | 0.4924 | 231.1 | 3.1 | 239.5 | 3.3 | 173 | 32 | 239.5 | 3.3 |
| GR-23-132 | 137 | 212 | 1.55 | 0.2891 | 0.0051 | 0.0409 | 0.0006 | 0.1883 | 257.3 | 4 | 258.0 | 3.6 | 261 | 32 | 258.0 | 3.6 |
| GR-23-133 | 116 | 155 | 1.34 | 0.2855 | 0.0073 | 0.0355 | 0.0005 | 0.4762 | 253.9 | 5.7 | 223.1 | 3.2 | 501 | 41 | 223.1 | 3.2 |
| GR-23-134 | 58 | 69 | 1.19 | 0.0208 | 0.0017 | 0.0031 | 0.0001 | 0.1119 | 20.8 | 1.7 | 19.8 | 0.4 | 150 | 140 | 19.8 | 0.4 |

Table A3: Zircon U-Pb geochronological data for sample GR-29. Zircons shown in Figure 10 are highlighted in bold.

| Sample | Concentration (ppm) | | Isotope ratios | | | | | | Ages (Ma) | | | | | | Best Age | |
|-----------------|---------------------|-----|----------------|--------|------------|-------|------------|-------|-----------|------------|-------|------------|-------|------------|----------|------------|
| | U | Th | U | 207Pb | 2 σ | 206Pb | 2 σ | Error | 207Pb | 2 σ | 206Pb | 2 σ | 207Pb | 2 σ | (Ma) | 2 σ |
| | | | Th | 235U | | 238U | | | 235U | | 238U | | 206Pb | | | |
| GR-29-1 | 121 | 167 | 1.38 | 0.2735 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.682 | 244.9 | 6.7 | 246.0 | 6.9 | 235 | 50 | 246.0 | 6.9 |
| GR-29-5 | 222 | 228 | 1.03 | 0.2995 | 0.010 | 0.041 | 0.001 | 0.670 | 264.1 | 7.6 | 258.5 | 7.5 | 323 | 51 | 258.5 | 7.5 |
| GR-29-6 | 124 | 195 | 1.57 | 0.2685 | 0.009 | 0.039 | 0.001 | 0.664 | 241.0 | 7.0 | 244.7 | 6.9 | 251 | 51 | 244.7 | 6.9 |
| GR-29-7 | 296 | 623 | 2.10 | 0.2740 | 0.008 | 0.037 | 0.001 | 0.627 | 245.4 | 6.7 | 232.5 | 6.2 | 366 | 52 | 232.5 | 6.2 |
| GR-29-8 | 220 | 394 | 1.79 | 0.2932 | 0.009 | 0.041 | 0.001 | 0.717 | 260.0 | 6.8 | 258.8 | 7.5 | 266 | 48 | 258.8 | 7.5 |
| GR-29-9 | 189 | 244 | 1.29 | 0.2599 | 0.008 | 0.035 | 0.001 | 0.709 | 234.0 | 6.7 | 222.5 | 6.9 | 379 | 51 | 222.5 | 6.9 |
| GR-29-11 | 425 | 440 | 1.04 | 0.2750 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.721 | 245.7 | 6.5 | 244.4 | 6.9 | 279 | 45 | 244.4 | 6.9 |
| GR-29-12 | 183 | 351 | 1.92 | 0.2743 | 0.009 | 0.039 | 0.001 | 0.533 | 246.4 | 6.9 | 246.3 | 6.9 | 272 | 49 | 246.3 | 6.9 |
| GR-29-13 | 493 | 404 | 0.82 | 0.2781 | 0.008 | 0.037 | 0.001 | 0.713 | 249.3 | 6.1 | 235.5 | 6.1 | 371 | 45 | 235.5 | 6.1 |
| GR-29-14 | 206 | 249 | 1.21 | 0.3085 | 0.009 | 0.038 | 0.001 | 0.585 | 272.6 | 6.6 | 237.3 | 5.5 | 565 | 48 | 237.3 | 5.5 |
| GR-29-15 | 159 | 291 | 1.83 | 0.2693 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.675 | 241.7 | 6.2 | 243.5 | 6.9 | 235 | 45 | 243.5 | 6.9 |
| GR-29-16 | 187 | 212 | 1.13 | 0.2851 | 0.009 | 0.039 | 0.001 | 0.632 | 253.8 | 6.7 | 247.8 | 6.9 | 325 | 50 | 247.8 | 6.9 |
| GR-29-17 | 187 | 171 | 0.91 | 0.2843 | 0.009 | 0.041 | 0.001 | 0.712 | 254.0 | 6.8 | 255.8 | 7.5 | 264 | 46 | 255.8 | 7.5 |
| GR-29-18 | 116 | 170 | 1.47 | 0.3410 | 0.011 | 0.036 | 0.001 | 0.539 | 296.2 | 8.2 | 224.9 | 6.8 | 839 | 51 | 224.9 | 6.8 |
| GR-29-20 | 156 | 460 | 2.95 | 0.2729 | 0.009 | 0.040 | 0.001 | 0.389 | 244.0 | 7.2 | 252.5 | 6.9 | 200 | 47 | 252.5 | 6.9 |
| GR-29-22 | 188 | 358 | 1.90 | 0.2936 | 0.009 | 0.039 | 0.001 | 0.705 | 260.8 | 6.7 | 245.5 | 6.8 | 389 | 46 | 245.5 | 6.8 |
| GR-29-24 | 283 | 299 | 1.06 | 0.0433 | 0.002 | 0.006 | 0.000 | 0.529 | 43.0 | 1.5 | 38.4 | 1.1 | 329 | 65 | 38.4 | 1.1 |
| GR-29-25 | 277 | 281 | 1.01 | 0.3080 | 0.010 | 0.041 | 0.001 | 0.545 | 272.1 | 7.7 | 254.6 | 7.5 | 387 | 55 | 254.6 | 7.5 |
| GR-29-26 | 195 | 110 | 0.56 | 0.2805 | 0.009 | 0.040 | 0.001 | 0.692 | 249.5 | 6.9 | 252.1 | 6.9 | 257 | 49 | 252.1 | 6.9 |
| GR-29-27 | 151 | 269 | 1.78 | 0.2773 | 0.009 | 0.039 | 0.001 | 0.633 | 247.5 | 6.8 | 248.3 | 6.9 | 270 | 50 | 248.3 | 6.9 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------|-----|-----|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-----|-----|-----|-------|-----|
| GR-29-28 | 107 | 210 | 1.96 | 0.3060 | 0.012 | 0.039 | 0.001 | 0.491 | 268.4 | 9.2 | 246.3 | 6.8 | 406 | 63 | 246.3 | 6.8 |
| GR-29-29 | 114 | 260 | 2.28 | 0.2778 | 0.009 | 0.039 | 0.001 | 0.695 | 248.3 | 6.9 | 245.8 | 6.9 | 261 | 49 | 245.8 | 6.9 |
| GR-29-30 | 53 | 81 | 1.53 | 0.2771 | 0.009 | 0.040 | 0.001 | 0.580 | 247.7 | 7.2 | 254.0 | 7.5 | 240 | 55 | 254.0 | 7.5 |
| GR-29-31 | 106 | 140 | 1.32 | 0.2771 | 0.008 | 0.040 | 0.001 | 0.663 | 247.9 | 6.6 | 252.7 | 6.9 | 251 | 49 | 252.7 | 6.9 |
| GR-29-32 | 114 | 120 | 1.05 | 0.2683 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.638 | 241.4 | 6.4 | 246.6 | 6.9 | 241 | 50 | 246.6 | 6.9 |
| GR-29-33 | 149 | 345 | 2.32 | 0.2823 | 0.009 | 0.040 | 0.001 | 0.727 | 251.9 | 6.9 | 255.2 | 6.9 | 253 | 48 | 255.2 | 6.9 |
| GR-29-34 | 95 | 120 | 1.26 | 0.2820 | 0.010 | 0.039 | 0.001 | 0.359 | 250.0 | 7.9 | 247.3 | 6.9 | 291 | 55 | 247.3 | 6.9 |
| GR-29-35 | 100 | 259 | 2.59 | 0.2774 | 0.009 | 0.040 | 0.001 | 0.685 | 247.5 | 7.0 | 250.9 | 6.9 | 258 | 50 | 250.9 | 6.9 |
| GR-29-36 | 350 | 265 | 0.76 | 0.2791 | 0.009 | 0.039 | 0.001 | 0.680 | 248.5 | 6.8 | 248.8 | 6.9 | 274 | 47 | 248.8 | 6.9 |
| GR-29-37 | 197 | 453 | 2.30 | 0.2664 | 0.008 | 0.038 | 0.001 | 0.669 | 238.5 | 6.5 | 241.6 | 6.9 | 239 | 47 | 241.6 | 6.9 |
| GR-29-38 | 262 | 858 | 3.27 | 0.2657 | 0.008 | 0.038 | 0.001 | 0.663 | 239.9 | 6.3 | 242.8 | 6.9 | 237 | 47 | 242.8 | 6.9 |
| GR-29-39 | 208 | 282 | 1.36 | 0.2887 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.698 | 256.8 | 6.6 | 242.3 | 6.8 | 397 | 48 | 242.3 | 6.8 |
| GR-29-42 | 214 | 503 | 2.35 | 0.2621 | 0.008 | 0.038 | 0.001 | 0.714 | 235.6 | 6.1 | 237.7 | 6.3 | 254 | 45 | 237.7 | 6.3 |
| GR-29-43 | 168 | 270 | 1.61 | 0.2759 | 0.009 | 0.039 | 0.001 | 0.644 | 246.4 | 6.7 | 246.5 | 6.9 | 255 | 50 | 246.5 | 6.9 |
| GR-29-44 | 243 | 272 | 1.12 | 0.2685 | 0.008 | 0.038 | 0.001 | 0.704 | 240.7 | 6.1 | 242.2 | 6.3 | 252 | 45 | 242.2 | 6.3 |
| GR-29-45 | 76 | 116 | 1.53 | 0.2848 | 0.009 | 0.041 | 0.001 | 0.602 | 253.8 | 6.9 | 256.4 | 6.9 | 256 | 52 | 256.4 | 6.9 |
| GR-29-46 | 33 | 66 | 2.00 | 0.3400 | 0.015 | 0.040 | 0.001 | 0.430 | 293.0 | 11.0 | 250.8 | 6.8 | 592 | 73 | 250.8 | 6.8 |
| GR-29-47 | 127 | 235 | 1.85 | 0.2768 | 0.009 | 0.040 | 0.001 | 0.713 | 248.1 | 6.7 | 251.8 | 6.9 | 214 | 46 | 251.8 | 6.9 |
| GR-29-49 | 462 | 345 | 0.75 | 0.3910 | 0.029 | 0.040 | 0.002 | 0.467 | 329.0 | 20.0 | 245.0 | 9.8 | 900 | 110 | 245.0 | 9.8 |
| GR-29-50 | 400 | 316 | 0.79 | 0.2884 | 0.007 | 0.037 | 0.001 | 0.656 | 257.0 | 5.7 | 235.4 | 5.5 | 446 | 41 | 235.4 | 5.5 |
| GR-29-51 | 178 | 271 | 1.52 | 0.3046 | 0.010 | 0.040 | 0.001 | 0.577 | 268.7 | 7.7 | 252.8 | 6.8 | 395 | 56 | 252.8 | 6.8 |
| GR-29-53 | 155 | 251 | 1.62 | 0.2839 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.597 | 252.3 | 6.6 | 247.4 | 6.9 | 290 | 49 | 247.4 | 6.9 |
| GR-29-57 | 135 | 135 | 1.00 | 0.3520 | 0.013 | 0.039 | 0.001 | 0.366 | 303.9 | 9.3 | 240.3 | 5.3 | 774 | 66 | 240.3 | 5.3 |
| GR-29-59 | 72 | 72 | 1.00 | 0.3530 | 0.012 | 0.039 | 0.001 | 0.593 | 304.7 | 8.6 | 240.0 | 6.8 | 810 | 53 | 240.0 | 6.8 |
| GR-29-61 | 242 | 150 | 0.62 | 0.2688 | 0.007 | 0.038 | 0.001 | 0.702 | 240.5 | 5.9 | 242.8 | 6.3 | 243 | 43 | 242.8 | 6.3 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------|-----|-----|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|-------|-----|-----|----|-------|-----|
| GR-29-62 | 96 | 153 | 1.59 | 0.2765 | 0.008 | 0.040 | 0.001 | 0.683 | 246.9 | 6.5 | 251.5 | 6.2 | 259 | 46 | 251.5 | 6.2 |
| GR-29-63 | 140 | 285 | 2.04 | 0.2703 | 0.010 | 0.039 | 0.001 | 0.265 | 239.7 | 6.7 | 243.5 | 6.9 | 236 | 47 | 243.5 | 6.9 |
| GR-29-64 | 368 | 279 | 0.76 | 0.3043 | 0.007 | 0.036 | 0.001 | 0.680 | 269.2 | 5.6 | 223.6 | 5.1 | 664 | 40 | 223.6 | 5.1 |
| GR-29-65 | 201 | 338 | 1.68 | 0.2994 | 0.009 | 0.041 | 0.001 | 0.569 | 264.9 | 7.3 | 257.5 | 6.9 | 351 | 51 | 257.5 | 6.9 |
| GR-29-66 | 400 | 813 | 2.03 | 0.2727 | 0.008 | 0.038 | 0.001 | 0.693 | 243.7 | 5.9 | 241.4 | 6.3 | 268 | 42 | 241.4 | 6.3 |
| GR-29-67 | 218 | 412 | 1.89 | 0.2861 | 0.009 | 0.038 | 0.001 | 0.617 | 255.5 | 6.9 | 241.0 | 6.2 | 392 | 50 | 241.0 | 6.2 |
| GR-29-68 | 927 | 570 | 0.61 | 0.2298 | 0.007 | 0.031 | 0.001 | 0.712 | 210.2 | 5.5 | 197.2 | 5.4 | 352 | 45 | 197.2 | 5.4 |
| GR-29-69 | 188 | 196 | 1.04 | 0.2760 | 0.008 | 0.040 | 0.001 | 0.719 | 246.3 | 6.3 | 251.6 | 6.9 | 233 | 45 | 251.6 | 6.9 |
| GR-29-70 | 225 | 435 | 1.93 | 0.2719 | 0.007 | 0.038 | 0.001 | 0.705 | 243.3 | 5.9 | 242.0 | 6.2 | 266 | 43 | 242.0 | 6.2 |
| GR-29-71 | 215 | 246 | 1.14 | 0.2745 | 0.007 | 0.038 | 0.001 | 0.714 | 246.8 | 5.8 | 238.3 | 6.0 | 312 | 41 | 238.3 | 6.0 |
| GR-29-73 | 145 | 436 | 3.01 | 0.2733 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.731 | 244.8 | 6.4 | 248.6 | 6.3 | 225 | 44 | 248.6 | 6.3 |
| GR-29-74 | 135 | 332 | 2.46 | 0.2841 | 0.009 | 0.040 | 0.001 | 0.661 | 253.4 | 6.8 | 254.3 | 6.9 | 285 | 48 | 254.3 | 6.9 |
| GR-29-75 | 129 | 428 | 3.32 | 0.2767 | 0.008 | 0.040 | 0.001 | 0.621 | 247.1 | 6.4 | 251.6 | 6.9 | 241 | 48 | 251.6 | 6.9 |
| GR-29-76 | 164 | 314 | 1.91 | 0.2785 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.675 | 249.5 | 6.8 | 244.9 | 6.9 | 293 | 49 | 244.9 | 6.9 |
| GR-29-77 | 133 | 228 | 1.71 | 0.2632 | 0.008 | 0.036 | 0.001 | 0.700 | 236.3 | 6.5 | 229.9 | 6.3 | 306 | 48 | 229.9 | 6.3 |
| GR-29-78 | 126 | 164 | 1.30 | 0.2664 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.674 | 239.9 | 6.4 | 244.9 | 6.3 | 218 | 47 | 244.9 | 6.3 |
| GR-29-79 | 177 | 257 | 1.45 | 0.2648 | 0.007 | 0.038 | 0.001 | 0.671 | 237.8 | 5.9 | 243.5 | 6.2 | 212 | 44 | 243.5 | 6.2 |
| GR-29-80 | 175 | 279 | 1.59 | 0.2920 | 0.010 | 0.039 | 0.001 | 0.542 | 258.4 | 8.1 | 248.0 | 6.9 | 369 | 59 | 248.0 | 6.9 |
| GR-29-81 | 160 | 392 | 2.45 | 0.2717 | 0.008 | 0.040 | 0.001 | 0.628 | 243.8 | 6.0 | 249.7 | 6.3 | 241 | 47 | 249.7 | 6.3 |
| GR-29-83 | 119 | 359 | 3.02 | 0.2723 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.567 | 243.7 | 6.2 | 245.9 | 6.3 | 251 | 49 | 245.9 | 6.3 |
| GR-29-84 | 267 | 358 | 1.34 | 0.2685 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.713 | 242.4 | 6.3 | 244.2 | 6.3 | 227 | 45 | 244.2 | 6.3 |
| GR-29-85 | 233 | 190 | 0.82 | 0.2836 | 0.010 | 0.037 | 0.001 | 0.421 | 254.4 | 7.3 | 231.2 | 6.2 | 439 | 51 | 231.2 | 6.2 |
| GR-29-86 | 136 | 307 | 2.26 | 0.2747 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.682 | 245.5 | 6.6 | 249.3 | 6.3 | 217 | 46 | 249.3 | 6.3 |
| GR-29-87 | 117 | 166 | 1.42 | 0.2608 | 0.008 | 0.037 | 0.001 | 0.667 | 234.8 | 6.1 | 236.8 | 6.2 | 235 | 45 | 236.8 | 6.2 |
| GR-29-88 | 176 | 181 | 1.03 | 0.3400 | 0.010 | 0.042 | 0.001 | 0.674 | 297.9 | 7.9 | 262.5 | 7.4 | 567 | 51 | 262.5 | 7.4 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------|------|------|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-----|-----|----|-------|-----|
| GR-29-89 | 79 | 122 | 1.54 | 0.2615 | 0.009 | 0.038 | 0.001 | 0.730 | 235.6 | 7.1 | 238.0 | 6.9 | 222 | 49 | 238.0 | 6.9 |
| GR-29-90 | 153 | 442 | 2.89 | 0.3060 | 0.016 | 0.039 | 0.001 | 0.436 | 268.0 | 12.0 | 241.8 | 7.5 | 451 | 82 | 241.8 | 7.5 |
| GR-29-91 | 144 | 437 | 3.03 | 0.2711 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.664 | 242.2 | 6.5 | 245.9 | 7.5 | 236 | 50 | 245.9 | 7.5 |
| GR-29-92 | 103 | 118 | 1.15 | 0.2559 | 0.008 | 0.038 | 0.001 | 0.654 | 231.5 | 6.3 | 240.7 | 6.9 | 195 | 49 | 240.7 | 6.9 |
| GR-29-93 | 119 | 228 | 1.92 | 0.2840 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.589 | 253.4 | 6.6 | 244.1 | 6.9 | 315 | 49 | 244.1 | 6.9 |
| GR-29-94 | 121 | 181 | 1.50 | 0.3170 | 0.011 | 0.036 | 0.001 | 0.606 | 277.7 | 8.5 | 223.7 | 6.8 | 771 | 60 | 223.7 | 6.8 |
| GR-29-95 | 320 | 390 | 1.22 | 0.2765 | 0.008 | 0.036 | 0.001 | 0.632 | 248.4 | 6.3 | 228.6 | 6.0 | 436 | 49 | 228.6 | 6.0 |
| GR-29-97 | 277 | 151 | 0.55 | 0.3030 | 0.010 | 0.041 | 0.001 | 0.647 | 269.4 | 7.4 | 260.8 | 8.1 | 334 | 49 | 260.8 | 8.1 |
| GR-29-98 | 126 | 325 | 2.58 | 0.2821 | 0.009 | 0.040 | 0.001 | 0.492 | 253.5 | 7.0 | 253.9 | 6.9 | 248 | 48 | 253.9 | 6.9 |
| GR-29-99 | 308 | 299 | 0.97 | 0.2961 | 0.008 | 0.037 | 0.001 | 0.670 | 262.8 | 6.4 | 231.4 | 5.8 | 531 | 48 | 231.4 | 5.8 |
| GR-29-100 | 161 | 148 | 0.92 | 0.3030 | 0.013 | 0.042 | 0.001 | 0.684 | 268.9 | 9.6 | 265.1 | 8.7 | 329 | 53 | 265.1 | 8.7 |
| GR-29-101 | 198 | 329 | 1.66 | 0.2746 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.557 | 244.4 | 6.5 | 245.9 | 6.3 | 242 | 50 | 245.9 | 6.3 |
| GR-29-102 | 340 | 294 | 0.86 | 0.2674 | 0.008 | 0.037 | 0.001 | 0.694 | 239.9 | 6.1 | 236.3 | 6.2 | 276 | 46 | 236.3 | 6.2 |
| GR-29-103 | 308 | 275 | 0.89 | 0.2737 | 0.008 | 0.038 | 0.001 | 0.650 | 244.7 | 6.4 | 240.6 | 6.9 | 288 | 48 | 240.6 | 6.9 |
| GR-29-105 | 192 | 208 | 1.08 | 0.2643 | 0.008 | 0.037 | 0.001 | 0.432 | 236.7 | 6.5 | 236.4 | 6.3 | 255 | 47 | 236.4 | 6.3 |
| GR-29-106 | 90 | 89 | 0.99 | 0.3920 | 0.016 | 0.040 | 0.001 | 0.506 | 331.0 | 12.0 | 248.2 | 6.7 | 913 | 68 | 248.2 | 6.7 |
| GR-29-108 | 447 | 400 | 0.89 | 0.2622 | 0.008 | 0.037 | 0.001 | 0.681 | 235.9 | 6.6 | 236.5 | 6.9 | 246 | 48 | 236.5 | 6.9 |
| GR-29-109 | 1112 | 1059 | 0.95 | 0.3450 | 0.011 | 0.039 | 0.001 | 0.416 | 300.2 | 8.0 | 242.7 | 6.8 | 739 | 62 | 242.7 | 6.8 |
| GR-29-110 | 397 | 365 | 0.92 | 0.2930 | 0.011 | 0.040 | 0.001 | 0.446 | 257.5 | 8.1 | 251.3 | 7.5 | 325 | 57 | 251.3 | 7.5 |
| GR-29-111 | 265 | 638 | 2.41 | 0.2699 | 0.008 | 0.039 | 0.001 | 0.663 | 241.5 | 6.6 | 244.9 | 6.9 | 218 | 47 | 244.9 | 6.9 |
| GR-29-113 | 45 | 32 | 0.71 | 0.2774 | 0.009 | 0.039 | 0.001 | 0.655 | 249.3 | 7.5 | 247.8 | 6.9 | 250 | 53 | 247.8 | 6.9 |
| GR-29-114 | 251 | 363 | 1.45 | 0.2867 | 0.009 | 0.040 | 0.001 | 0.666 | 255.3 | 6.7 | 253.1 | 6.9 | 283 | 49 | 253.1 | 6.9 |
| GR-29-115 | 150 | 191 | 1.27 | 0.2910 | 0.012 | 0.040 | 0.001 | 0.484 | 257.3 | 9.4 | 250.2 | 8.1 | 376 | 65 | 250.2 | 8.1 |
| GR-29-116 | 66 | 113 | 1.71 | 0.2921 | 0.010 | 0.039 | 0.001 | 0.557 | 258.2 | 7.8 | 246.6 | 6.9 | 393 | 63 | 246.6 | 6.9 |
| GR-29-117 | 197 | 555 | 2.82 | 0.2815 | 0.009 | 0.039 | 0.001 | 0.665 | 250.8 | 6.9 | 246.0 | 6.9 | 313 | 50 | 246.0 | 6.9 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------|-----|-----|------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-----|-----|----|-------|-----|
| GR-29-119 | 365 | 335 | 0.92 | 0.2678 | 0.008 | 0.038 | 0.001 | 0.673 | 240.1 | 6.4 | 237.4 | 6.9 | 296 | 49 | 237.4 | 6.9 |
| GR-29-120 | 57 | 85 | 1.49 | 0.3440 | 0.015 | 0.043 | 0.001 | 0.593 | 299.0 | 11.0 | 266.8 | 8.0 | 538 | 69 | 266.8 | 8.0 |
| GR-29-122 | 65 | 97 | 1.49 | 0.2858 | 0.010 | 0.040 | 0.001 | 0.412 | 254.1 | 7.4 | 249.8 | 6.9 | 286 | 57 | 249.8 | 6.9 |
| GR-29-123 | 251 | 202 | 0.80 | 0.2786 | 0.009 | 0.040 | 0.001 | 0.702 | 248.5 | 6.8 | 253.4 | 7.5 | 245 | 47 | 253.4 | 7.5 |
| GR-29-124 | 95 | 128 | 1.35 | 0.2663 | 0.009 | 0.038 | 0.001 | 0.709 | 240.8 | 7.2 | 242.2 | 6.9 | 249 | 49 | 242.2 | 6.9 |
| GR-29-125 | 179 | 300 | 1.68 | 0.2657 | 0.008 | 0.038 | 0.001 | 0.693 | 238.7 | 6.6 | 239.1 | 6.3 | 241 | 46 | 239.1 | 6.3 |
| GR-29-126 | 136 | 139 | 1.02 | 0.2770 | 0.010 | 0.040 | 0.001 | 0.131 | 246.1 | 8.3 | 250.8 | 8.1 | 249 | 53 | 250.8 | 8.1 |
| GR-29-127 | 149 | 117 | 0.79 | 0.3600 | 0.014 | 0.041 | 0.001 | 0.264 | 302.2 | 8.0 | 253.3 | 5.5 | 615 | 52 | 253.3 | 5.5 |
| GR-29-128 | 276 | 264 | 0.96 | 0.2786 | 0.009 | 0.040 | 0.001 | 0.695 | 249.0 | 6.9 | 253.4 | 7.5 | 238 | 49 | 253.4 | 7.5 |
| GR-29-129 | 291 | 266 | 0.91 | 0.3190 | 0.011 | 0.041 | 0.001 | 0.618 | 281.7 | 8.3 | 255.1 | 7.4 | 495 | 60 | 255.1 | 7.4 |
| GR-29-130 | 224 | 181 | 0.81 | 0.2776 | 0.009 | 0.039 | 0.001 | 0.707 | 247.2 | 6.8 | 244.8 | 6.9 | 303 | 48 | 244.8 | 6.9 |
| GR-29-131 | 208 | 193 | 0.93 | 0.2769 | 0.008 | 0.037 | 0.001 | 0.513 | 248.0 | 6.1 | 234.0 | 5.8 | 354 | 47 | 234.0 | 5.8 |

A.3. Marco conceptual rasgos geomorfológicos recientes

Para analizar los canales, que en conjunto definen la red de drenaje, se estudiaron perfiles de *thalweg* y la relación entre su pendiente y área drenada. El *thalweg* corresponde a los puntos de máxima profundidad a lo largo de un canal fluvial (Summerfield, 1991; Nichols, 2009). Los perfiles longitudinales o de *thalweg* relacionan estos puntos de máxima profundidad con la distancia del segmento del canal estudiado. Los perfiles longitudinales son un componente principal de la estructura de las cuencas de drenaje y pueden revelar importante información sobre la información de la deformación reciente (Whipple y Tucker, 1999; Duvall et al., 2004), así como señales climáticas a través del paisaje (Whipple y Tucker, 1999).

En teoría, un perfil longitudinal en estado de equilibrio, presentaría un patrón cóncavo hacia arriba y no tendría perturbaciones (Howard et al., 1994; Pedraza, 1996; Whipple y Tucker, 1999). El análisis detallado de los perfiles longitudinales permite reconocer la presencia de *knickpoints*, que corresponden a perturbaciones en la pendiente del río (Crosby y Whipple, 2006; Clark et al., 2006). Más específicamente, corresponden a quiebres en la pendiente del canal (Figura A. 8) la que se vuelve más empinada aguas abajo (Gardner, 1983; Howard et al., 1994). Clark et al. (2006) establecen que las superficies de bajo relieve se preservan aguas arriba de un *knickpoint*. Por otro lado, mediante el análisis de la forma de estos perfiles es posible obtener información acerca de los cambios del nivel de base del paisaje (Clark et al., 2006).

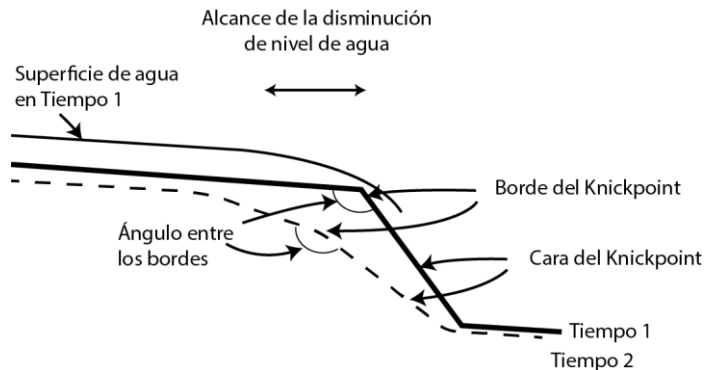


Figura A. 8: Perfil longitudinal donde se presenta la terminología general de la morfología de un *knickpoint*. Modificado de Gardner (1983).

Estas perturbaciones pueden deberse a diferencias litológicas, o pueden ser generados estructuralmente (Howard et al., 1994; Burbank y Anderson, 2001). Cambios bruscos en la resistencia o en los grados de alteración de las litologías por los que circula un río, y en la granulometría de la carga sólida que transporta; así como escalonamientos tectónicos, por fallas o flexuras corticales, fracturas y series sedimentarias estratificadas, pueden producir cambios drásticos en la pendiente, e incluso saltos de agua formando cascadas y cataratas (Pedraza, 1996; Crosby y Whipple, 2006).

Otros eventos dinámicos, como erosión en la cabecera del río (*e.g.*: erosión glacial), aparición de meandros, o aporte de afluentes que contribuyen con sus caudales y cargas de diferente naturaleza, también producen modificaciones en el perfil (Pedraza, 1996). Finalmente, un *knickpoint* puede originarse por cambios en el nivel de base. De acuerdo a Crosby y Whipple (2006), un *knickpoint* corresponde a la parte fluvial transitoria, que se encuentra entre la

topografía que se está ajustando y la topografía relictas de un canal. Es decir, un *knickpoint* es una evidencia de que se ha perdido el equilibrio en el nivel de base del río, lo que produce variaciones en el canal para ajustarse al perfil longitudinal (Burbank y Anderson, 2001).

A.3.1. Modelo de incisión fluvial en lecho rocoso

Diversos investigadores han modelado la incisión que sufren los canales utilizando un modelo de cizalle-estrés, donde la tasa de incisión depende del área de drenaje y la pendiente del canal (Howard y Kerby, 1983; Kirby y Whipple, 2001; Snyder et al., 2000). Este modelo se basa en la hipótesis de que la tasa de erosión del canal (E) es una función del estrés de cizalle basal:

$$E = k_b \tau_b^a \quad (\text{A.1})$$

Donde k_b corresponde a un coeficiente dimensional dependiente del proceso erosivo dominante, resistencia de la roca y posible carga de sedimentos, mientras que a es una constante positiva, dependiente del proceso (Snyder, 2000).

Combinando conservación de masa, y un flujo estable y uniforme, se obtiene:

$$\tau_b = \rho C_f^{1/3} \left(\frac{gSQ}{W} \right)^{2/3} \quad (\text{A.2})$$

Donde ρ es la densidad del agua, C_f un factor de fricción adimensional, g la aceleración de gravedad, S la pendiente local del canal (Snyder et al., 2000) o gradiente local del canal (Wobus et al., 2006b), Q corresponde a la descarga de la corriente, y W es el ancho característico del canal (Snyder, 2000).

A continuación se asume la siguiente relación hidrológica para cuencas, donde A es el área de drenaje aguas arriba, k_q es un coeficiente dimensional y c una constante positiva (Snyder 2000).

$$Q = k_q A^c \quad (\text{A.3})$$

También se asumió una relación para incrementos en el ancho del canal aguas abajo (Snyder 2000):

$$W = k_w Q^b = k_w k_q^b A^{bc} \quad (\text{A.4})$$

Donde k_w es un coeficiente dimensional y b una constante positiva (Snyder 2000).

Combinando las ecuaciones (A.1), (A.2), (A.3) y (A.4), se obtiene:

$$E = k_b p^a C_f^{a/3} g^{2a/3} S^{2a/3} \frac{k_q^{2a(1-b)/3}}{k_w^{2a/3} A^{2ac(b-1)/3}} \quad (\text{A.5})$$

Agrupando de la siguiente manera:

$$K = k_b \frac{k_q^{2a(1-b)/3}}{k_w^{2a/3}} p^a C_f^{a/3} g^{2a/3} \quad (\text{A.6})$$

Y denominando m y n , como se muestra a continuación:

$$m = \frac{2ac(1-b)}{3} \quad (\text{A.7})$$

$$n = \frac{2a}{3} \quad (\text{A.8})$$

Se obtiene la ley de incisión de cizalle-estrés (Whipple y Tucker, 1999; Snyder 2000):

$$E = KA^m S^n \quad (\text{A.9})$$

Es probable que gran variedad de factores influyan en K , como la resistencia de la roca, material del lecho del canal, ancho del canal, escorrentía y frecuencia de flujo de detritos (Snyder et al., 2000).

La ecuación anterior se puede combinar con una declaración de la conservación de la masa para analizar la tasa en la que cambia la elevación del lecho del río (dz/dt), dada por una competencia entre la elevación y la erosión (Howard, 1994; Snyder et al., 2000).

$$\frac{dz}{dt} = U(x, t) - E(x, t) \quad (\text{A.10})$$

Donde z es la elevación del lecho del río, x es la distancia aguas abajo, y U es la tasa de elevación de la roca, con respecto al nivel de base (Whipple y Tucker, 1999). Combinando las ecuaciones (A.9) y (A.10):

$$\frac{dz}{dt} = U - KA^m S^n \quad (\text{A.11})$$

En el caso de un paisaje en estado estacionario, donde la erosión del material del lecho es igual a la tasa de alzamiento, la ecuación (A.10) se resuelve como se muestra a continuación:

$$\frac{dz}{dt} = 0 \quad (\text{A.12})$$

Por lo tanto, la ecuación (A.11) puede ser resuelta para la pendiente de equilibrio (S_e) (Snyder et al., 2000; Duvall et al., 2004):

$$S_e = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A^{-\frac{m}{n}} \quad (\text{A.13})$$

Donde, para casos uniformes, U y K dictan la concavidad del perfil en equilibrio y, del mismo modo, el coeficiente $(U/K)^{1/n}$ dicta la pendiente del perfil en equilibrio (Snyder, 2000).

Así, se estableció una relación donde la pendiente del canal es función del área de drenaje:

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (\text{A.14})$$

Esta relación se ha observado empíricamente en diferentes configuraciones geológicas. El índice de concavidad (θ), y el índice de empinamiento (k_s) pueden ser medidos directamente de la regresión de los datos de pendiente y área (Snyder, 2000). De acuerdo a numerosos autores (Snyder et al., 2000; Wobus et al., 2006a, 2006b), el índice de concavidad (θ), por lo general, posee valores entre 0,3 y 0,6, y parece ser independiente de la tasa de alzamiento de roca (U). Por otro lado, en estado estacionario, el índice de empinamiento (k_s) sí es función de la tasa de elevación de la roca (Snyder et al., 2000; Wobus et al., 2006a), pero otros factores, tales como la erosionabilidad del sustrato, geometría del canal, propiedades de los sedimentos, y variables climáticas también pueden influir en k_s (Whipple, 2004; Wobus et al., 2006b).

$$\theta = \frac{m}{n} \quad (\text{A.15})$$

$$k_s = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} \quad (\text{A.16})$$

En cualquier análisis los valores de θ y k_s corresponden a los expresados por las dos ecuaciones anteriores, si (1) el perfil del río permanece en estado estacionario, con respecto a las condiciones climáticas y tectónicas presentes; y (2) las tasas de alzamiento (U) y el coeficiente de erosión (K) son uniformes al o largo de toda la extensión del canal (Snyder, 2000).

Aplicando la función logarítmica a la ecuación (A.14).

$$\log(S) = \log k_s - \theta \log(A) \quad (\text{A.17})$$

Y comparándola con la ecuación de la recta:

$$y = b + mx \quad (\text{A.18})$$

Se obtiene que $\theta=m$, es decir, el índice de concavidad (θ) corresponde a la pendiente de la regresión lineal derivada de los datos extraídos y el coeficiente de posición, b , corresponde al logaritmo del índice de empinamiento (k_s). Los valores de pendiente local (S) y área drenada (A) se extraen a partir del MNE, por lo que los parámetros k_s y θ se pueden estimar directamente a través de regresiones de estos datos (Snyder, 2000; Wobus et al., 2006a), y en particular de gráficos log (pendiente) vs log (área de drenaje) (Figura A.9).

En las fórmulas presentadas anteriormente se asume un estado estacionario o de equilibrio (*steady state*). Sin embargo, estudios geomorfológicos regionales documentan la existencia de muchos paisajes donde esta condición no siempre se cumple, sino que en cambio se caracterizan por poseer formas de estados transitorios, como los *knickpoints* (Whipple y Tucker, 1999; Wobus et al., 2006b), tal como ocurre en la zona de estudio.

Pese a que la ecuación (A.14) fue obtenida suponiendo paisajes en estado estacionario, algunos autores han aplicado este modelo a paisajes en estado transitorio (Wobus et al., 2006a y b; Harkins et al., 2007). En estos casos, la fórmula se utiliza como una aproximación. Las anomalías presentes pueden ser identificadas como rasgos morfológicos producidos por ajustes en la tectónica, reorganización en el drenaje, caídas en el nivel de base y cambios climáticos (Harkins et al., 2007).

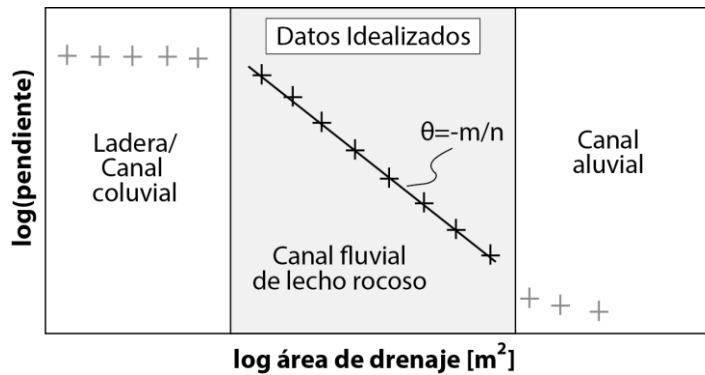


Figura A.9: Ejemplo de interpretación de datos de pendiente y área drenada para un set de datos idealizados. Modificado de Duvall et al. (2004).

Si bien la información que provee este modelo de incisión fluvial es invaluable en el análisis de geomorfología tectónica, se deben tener en cuenta los siguientes obstáculos, que dificultan las aplicaciones cuantitativas (Kirby et al., 2003):

- Incertidumbre en la dependencia entre la tasa de incisión y la pendiente del canal, n en la ecuación (A. 9).
- Grado de ajuste del ancho del canal producto de cambios en la tasa de alzamiento.
- Extensión y naturaleza de las transiciones que ocurren aguas arriba desde flujos de detritos a canales fluviales.
- El papel incierto que juegan los flujos de sedimentos y la amortiguación que podrían proporcionar al lecho del canal.

A.3.2. Elaboración de gráficos de pendiente vs Área drenada

Una vez corregidos los datos de elevación y de área drenada, se elaboraron los gráficos de log (pendiente) vs log (área drenada). Los valores de área drenada se extrajeron directamente de la imagen *raster* (Figura 3.10A). Por otro lado, los valores de pendiente se obtienen a partir de la ecuación de pendiente de una recta, que se indica en la ecuación (A.19). Para ello, se consideran los valores de distancia del canal (x_i), desde la cabecera, y los valores de elevación corregida (y_i).

$$m = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} \quad (\text{A.19})$$

Los índices de concavidad (θ) y de empinamiento (k_s) se extrajeron de las regresiones lineales, como se muestra en las ecuaciones (A.17) y (A.18). Sin embargo, las regresiones deben limitarse a los canales fluviales, excluyendo los datos de laderas y canales coluviales (Snyder et al., 2000; Kirby et al., 2003).

A.3.2.1. Normalización del índice de empinamiento (k_s)

Para obtener los índices de empinamiento normalizados, se debe aplicar un índice de concavidad de referencia de la siguiente manera (Wobus et al., 2006a):

$$k_{sn} = k_s A_{cent}^{(\theta_{ref} - \theta)} \quad (A.20)$$

Con:

$$A_{cent} = 10^{\left(\frac{\log A_{max} + \log A_{min}}{2}\right)} \quad (A.21)$$

Donde θ y k_s se extraen a partir de las regresiones lineales y A_{min} y A_{max} limitan el segmento del perfil analizado y A_{cent} corresponde al valor del punto medio para el segmento estudiado. En la práctica, la ecuación (A.20) coincide con el valor de k_{sn} calculado por regresiones un 10%. Cuando la diferencia entre θ_{ref} y θ es grande ($>0,2$), el valor de k_{sn} es significativo solo sobre un rango corto de área drenada, cercano a A_{cent} . Los datos de empinamiento normalizados (k_{sn}) a un índice de concavidad de referencia (θ_{ref}) varían un poco más de un orden de magnitud ($k_{sn}=20-600$ para $\theta_{ref}=0,45$; Whipple, 2004).

A.3.2.2. Corrección de datos

Que el área drenada del canal siempre aumente desde la cabecera hasta la desembocadura.

Para esto, se aplicaron las siguientes correcciones en la base de datos extraída:

- Para evitar los aumentos de altura en los perfiles de elevación, se aplicó la función “mínimo” del *software* Excel a cada dato, considerando los 10 anteriores. De manera similar, para los perfiles de área drenada se utilizó la función *máximo*, para evitar los valores nulos de las laderas.
- Los datos corregidos son reemplazados por el mismo valor del dato anterior, por lo que es necesario realizar un suavizado adicional. En este trabajo se utilizó el método propuesto por Wobus et al. (2006a), en el que se utiliza una media móvil para suavizar los datos de elevación y de área drenada. La media móvil considera 31 datos: el dato a corregir, los 15 anteriores y los 15 posteriores.
- Los primeros 15 datos fueron controlados de manera individual, considerando los criterios ya mencionados.

A.3.3. Tipos de perfiles longitudinales

Wobus et al. (2006b) reconocieron cuatro tipos de perfiles longitudinales para los canales tributarios en los ríos del noreste de Taiwán: ajustados, lineales, perfiles con *knickpoints* y tributarios colgados.

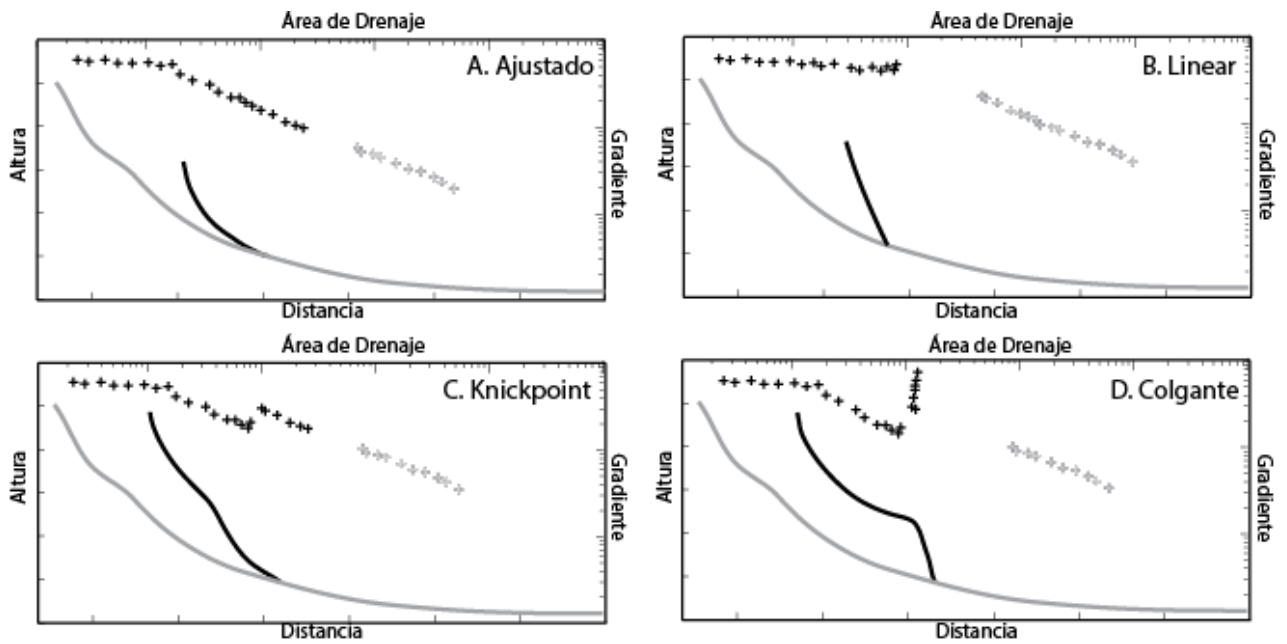


Figura A.10: Esquemas que muestran ejemplos idealizados de cuatro categorías de perfiles longitudinales identificados en Taiwán, junto con la información de pendiente y área drenada asociada (cruces). Los datos del canal principal se representan en color gris y los datos del canal tributario en color negro. A. Perfil ajustado. B. Perfil Lineal. C. *Knickpoint* en el perfil longitudinal. D. Valle colgado. Extraído de Wobus et al., (2006b).

- Los tributarios ajustados corresponde a perfiles suaves, cóncavos hacia arriba, graduados hacia la boca del tributario, con valores de empinamiento similares a los del canal principal (Figura A.10a; Wobus et al., 2006b).
- Los canales lineales poseen índices de concavidad cercanos a 0, posiblemente representando erosión por agentes no-fluviales, como flujos de detritos (Figura A.10b; Wobus et al., 2006b).
- Los tributarios con *knickpoints* presentan una convexidad en su perfil longitudinal. Por otro lado, en los gráficos de log (pendiente) vs log (área drenada) se aprecian valores de k_s aguas abajo del *knickpoint* proporcionales a los valores de k_s de la parte ajustada del perfil principal (Figura A.10c; Wobus et al., 2006b).
- Los tributarios colgantes presentan pronunciadas convexidades en su perfil longitudinal (Figura A.10d) y muestran un aumento característicos en los gráficos de log (pendiente) vs log (área drenada) (Wobus et al., 2006b).