



UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

*“ANÁLISIS MORFOMÉTRICO Y MORFOTECTÓNICO DE LAS
CUENCAS DEL RÍO LA CANTERA Y DEL RÍO GUALILÁN,
PRECORDILLERA CENTRAL, PROVINCIA DE SAN JUAN”*

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

MARIANA SOFÍA VARGAS PERUCCA

Directora: Dra. YANINA ESPER ANGILLIERI

Co-Director: Dr. MARTIN ROTHIS

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	3
RESUMEN	4
CAPÍTULO 1 - INTRODUCCIÓN	5
1.1 MOTIVOS.....	5
1.2 OBJETIVO.....	5
1.3 ANTECEDENTES.....	5
1.4 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	7
1.5 METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	9
CAPÍTULO 2 - GEOGRAFÍA	11
2.1 OROGRAFÍA	11
2.2 HIDROGRAFÍA	13
2.3 CLIMA.....	15
2.4 SUELO Y VEGETACIÓN	15
2.5 DEMOGRAFÍA	17
CAPÍTULO 3 - GEOLOGÍA REGIONAL	18
3.1 RESEÑA SOBRE LA UNIDAD MORFOESTRUCTURAL DE PRECORDILLERA	18
3.1 ESTRATIGRAFÍA	21
CAPÍTULO 4 - GEOMORFOLOGÍA REGIONAL.....	29
4.1 REGIÓN MORFOESTRUCTURAL ELEVADA.....	29
4.2 REGIÓN MORFOESTRUCTURAL DEPRIMIDA.....	31
CAPÍTULO 5 - RED DE DRENAJE	36
5.1 CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LA RED DE DRENAJE	36
5.2 PERFIL LONGITUDINAL DE UN RÍO	40
CAPÍTULO 6 - ANÁLISIS DE LOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS	42
CAPÍTULO 7 - ANÁLISIS DE LOS ÍNDICES MORFOTECTÓNICOS	56
CAPÍTULO 8 - PROCESO DE CAPTURA FLUVIAL	64
CAPÍTULO 9 - DISCUSIÓN	69
CAPÍTULO 10 - CONCLUSIONES	72
TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO.....	73

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar a mis padres y hermanos, por su amor y paciencia, por estar presentes en cada momento de mi vida y por su apoyo incondicional.

A mis asesores, Dra. Yanina Esper y Dr. Martín Rothis, por la confianza depositada en mí y por sus consejos e ideas ofrecidas para que este trabajo final se llevara a cabo.

Al tribunal, Dra. Liliana Martos, Dra. Alejandra Pittaluga y Dra. Karen Espejo, por sus valiosas sugerencias y por su colaboración.

A mi novio, por sus consejos y su comprensión.

A mis amigos, por estar conmigo a lo largo de mi vida y por aceptarme como soy.

A mis compañeros, por todo el tiempo compartido y por hacer el trayecto universitario más divertido.

A mis profesores, por brindarme sus conocimientos y su apoyo para seguir adelante día a día.

A la Facultad Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, por abrirme sus puertas y permitirme ser parte de ella, hoy y siempre.

Muchas gracias!!!

RESUMEN

El principal objetivo de este trabajo fue realizar un análisis morfométrico y morfotectónico de la cuenca del río La Cantera y de la cuenca del río Gualilán. Este tipo de análisis resulta de gran importancia en el estudio de las cuencas de drenaje en áreas tectónicamente activas, ya que se constituye un criterio para establecer la magnitud de los parámetros tectónicos e interpretar los fenómenos que ocurren en éstas.

El área de estudio se ubica en la región centro-sur de la provincia de San Juan, correspondiente al departamento Ullum a aproximadamente 105 km de la capital, entre los 30°55' y 31°15' de latitud sur y entre los 68° 50' y 69°10' de longitud oeste. Los parámetros morfométricos básicos obtenidos fueron: área (A), perímetro (P), longitud (L), ancho (W), orden (Rn), altura máxima y mínima (H, h), longitud total de cauces (Ltc), longitud de cauce principal (Lcp); y parámetros derivados: índice de compacidad (Kc), índice de circularidad (Rc), relación de elongación (Re), factor de forma (Ff) y densidad de drenaje (Dd). Para el análisis morfotectónico de las cuencas de drenaje, se efectuó la determinación y el análisis de diferentes índices tales como, asimetría de las cuencas, sinuosidad del frente montañoso, índices de longitud-gradiente de los ríos, perfiles de equilibrio, perfiles de franja (*swath profiles*), evaluación de procesos de captura, entre otros.

Las cuencas de los ríos La Cantera y Gualilán, desarrolladas en el ámbito de Precordillera Central presentan características morfométricas y morfotectónicas marcadamente diferentes. La Cuenca del río Gualilán corresponde a una cuenca con poca actividad tectónica o en etapa senil, mientras que la del río La Cantera posee numerosas evidencias de actividad tectónica cuaternaria, encontrándose en una etapa juvenil a madura. Por otro lado, la importancia del proceso de erosión remontante de la cuenca del río La Cantera, asociado con la actividad tectónica del Sistema de falla La Cantera, es confirmada por los resultados obtenidos del análisis de los índices morfométricos y morfotectónicos de la misma.

CAPÍTULO 1 - INTRODUCCIÓN

1.1 MOTIVOS

El principal motivo de este trabajo es cumplir con el requisito académico que establece el Departamento Geología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan, para obtener el título de Licenciado en Ciencias Geológicas.

1.2 OBJETIVO

El objetivo principal del tema del trabajo propuesto consiste en realizar el análisis morfométrico y morfotectónico de la cuenca del río La Cantera y de la cuenca del río Gualilán, con el fin de determinar la relación existente entre la generación de los relieves positivos por causas tectónicas y la capacidad del escurrimiento superficial para modificar el relieve durante el Cuaternario, en este sector de la Precordillera de San Juan ubicado al norte del río San Juan. De este modo, se intenta ampliar el conocimiento acerca de la estructuración de la región, su evolución tectónica y geomorfológica, la relación existente entre los procesos tectónicos, erosivos y sedimentarios y el peligro geológico potencial directo e indirecto que representa cada una de las morfoestructuras identificadas.

Como objetivos particulares se destacan:

- Caracterización morfométrica de las cuencas del río La Cantera y del río Gualilán.
- Caracterización morfotectónica de ambas cuencas.
- Análisis de procesos de captura fluvial.

1.3 ANTECEDENTES

Los antecedentes referidos a la temática planteada en el presente trabajo final de licenciatura, relacionados al análisis morfométrico y morfotectónico de las cuencas de drenaje, son escasos a nulos en la Provincia de San Juan. Sin embargo, considerando el área específica de análisis, sí existen investigaciones referidas a estudios neotectónicos en el Sistema de falla La Cantera. A continuación, se resumen algunos de ellos:

La falla La Cantera fue descrita por Bastías (1986) en el faldeo occidental de la sierra homónima. Este autor reconoció para esta falla una longitud de 20 km con evidencias de actividad tectónica holocena, principalmente en el área de la quebrada de Gualilán, donde observó cómo el curso del río fue desplazado, elevándose el bloque oeste.

Masramon (1986) postuló fenómenos de neotectónica en la quebrada de Los Abanicos, al norte de Pachaco, que podrían constituir la prolongación meridional de la denominada falla La Cantera al sur del río San Juan.

Mingorance (1998) señaló en las conclusiones de su trabajo que la falla La Cantera se divide en dos sectores según las características analizadas. Por un lado, el sector norte se caracteriza por exhibir baja densidad de falla en el valle intermontano, mayor grado de actividad tectónica cuaternaria en los frentes montañosos y mayor actividad sísmica histórica cortical. En el sector sur, la deformación cuaternaria se concentró casi exclusivamente en el valle intermontano, indicado por la mayor densidad de falla y la escasa actividad tectónica en los frentes montañosos. Finalmente señaló, basado en el análisis y cuantificación de indicadores paleosísmicos identificados a lo largo de la falla La Cantera, que al menos tres eventos sismotectónicos individuales de distinta magnitud, sincronización temporal y localización, fueron generados por la falla en tiempos prehistóricos, siendo el evento más reciente el terremoto de 1924 ocurrido en el sector norte ($M_s=6.0$).

Millán (2010), en su trabajo final de licenciatura, describió las características principales del frente activo del tramo norte de la falla La Cantera. Analizó el diseño de los cauces fluviales relacionados con la falla y efectuó el análisis geomorfológico y neotectónico de las unidades cuaternarias ubicadas en el sector norte del piedemonte occidental de la sierra de La Cantera. En sus conclusiones, señaló que la red de drenaje de la zona es dendrítica típica de abanicos aluviales y muestra anomalías que se relacionan directamente con la traza de la falla La Cantera. Determinó dos tipos de anomalías: próximo a la traza de la falla, la red cambia su diseño de dendrítica a en rastrillo y en el bloque elevado la red dendrítica se vuelve más densa e incidida. Por último, describió vertientes alineadas según la traza de la falla lo cual es otra evidencia geomorfológica de la presencia de la falla.

Bustos (2012) realizó la descripción de las características morfológicas y tectónicas de la zona central de la falla de La Cantera, incluyendo el análisis de la red de drenaje, las

unidades geomorfológicas y demás indicadores directos e indirectos de la presencia de la falla. Sobre la base del análisis de la red de drenaje, definió anomalías debidas al control que ejerce la falla La Cantera. Algunas características que mencionó en su trabajo de una red de drenaje afectada por falla son: red de drenaje en rastrillo, ríos deflectados, cauces colgados o suspendidos, diferencias de sinuosidad e incisión, entre otros.

Onorato (2013) planteó el análisis y la descripción geomorfológica de la región afectada por el tramo sur de la falla La Cantera. En su estudio sismotectónico, aplicando las formulas empíricas de Schwartz y Coppersmith (1984) y Wells y Coppersmith (1994), calculó un máximo valor probable de sismo $M_s = 6,93$ para la falla La Cantera.

Perucca *et al.* (2014) describieron al Sistema de Falla La Cantera (SFLC) como una de las principales estructuras activas en el ámbito de la Precordillera Central de San Juan. Este sistema de fallamiento ha modificado el paisaje del valle de los ríos La Cantera y Gualilán, generando escarpes de falla y anomalías en la red de drenaje. La orientación promedio de las fallas es $N20^\circ E$ y buzanan al oeste entre 10° y 30° en el tramo norte, aproximadamente $40^\circ O$ en el tramo central y hasta $60^\circ O$ en el extremo sur, con un buzamiento promedio de $30^\circ O$ para todo el sistema. Se trata de cabalgamientos que deforman y desplazan todos los niveles de abanicos aluviales desde el Pleistoceno medio al Holoceno del piedemonte occidental de la sierra de La Cantera y está definida por una serie de geoformas típicas de fallamiento activo de carácter compresivo, entre las que se destacan escarpes de falla a contrapendiente, simples y compuestos, escarpes flexurales, terrazas fluviales escalonadas, lagunas de falla, fuentes alineadas, redes en rastrillo, cauces desplazados, obturados, colgados y con diferentes grados de incisión. Presentan así, evidencias sobre la reactivación cuaternaria tardía del SFLC, un cabalgamiento de vergencia oriental, enlazando los episodios tectónicos con las modificaciones del paisaje. A partir de los parámetros morfotectónicos y de las trincheras analizadas en su trabajo, consideran al SFLC como una fuente sismogénica potencial en la región precordillerana, cercana a la ciudad de San Juan y a presas cimentadas y a construir sobre el río San Juan.

1.4 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se ubica en la región centro-sur de la provincia de San Juan, correspondiente al departamento Ullum, a aproximadamente 105 km de la capital (Figura 1), entre los $30^\circ 55'$ y $31^\circ 15'$ de latitud sur y entre los $68^\circ 50'$ y $69^\circ 10'$ de longitud oeste.

Se accede a la zona de interés en dirección norte por la Ruta Nacional N°40, que une a la ciudad de San Juan con la ciudad de San José de Jáchal. Luego se continúa hacia el noroeste por la Ruta Provincial N° 436 durante 22 km hasta el empalme con Ruta Nacional N° 149, principal acceso a las localidades del oeste de la provincia de San Juan.

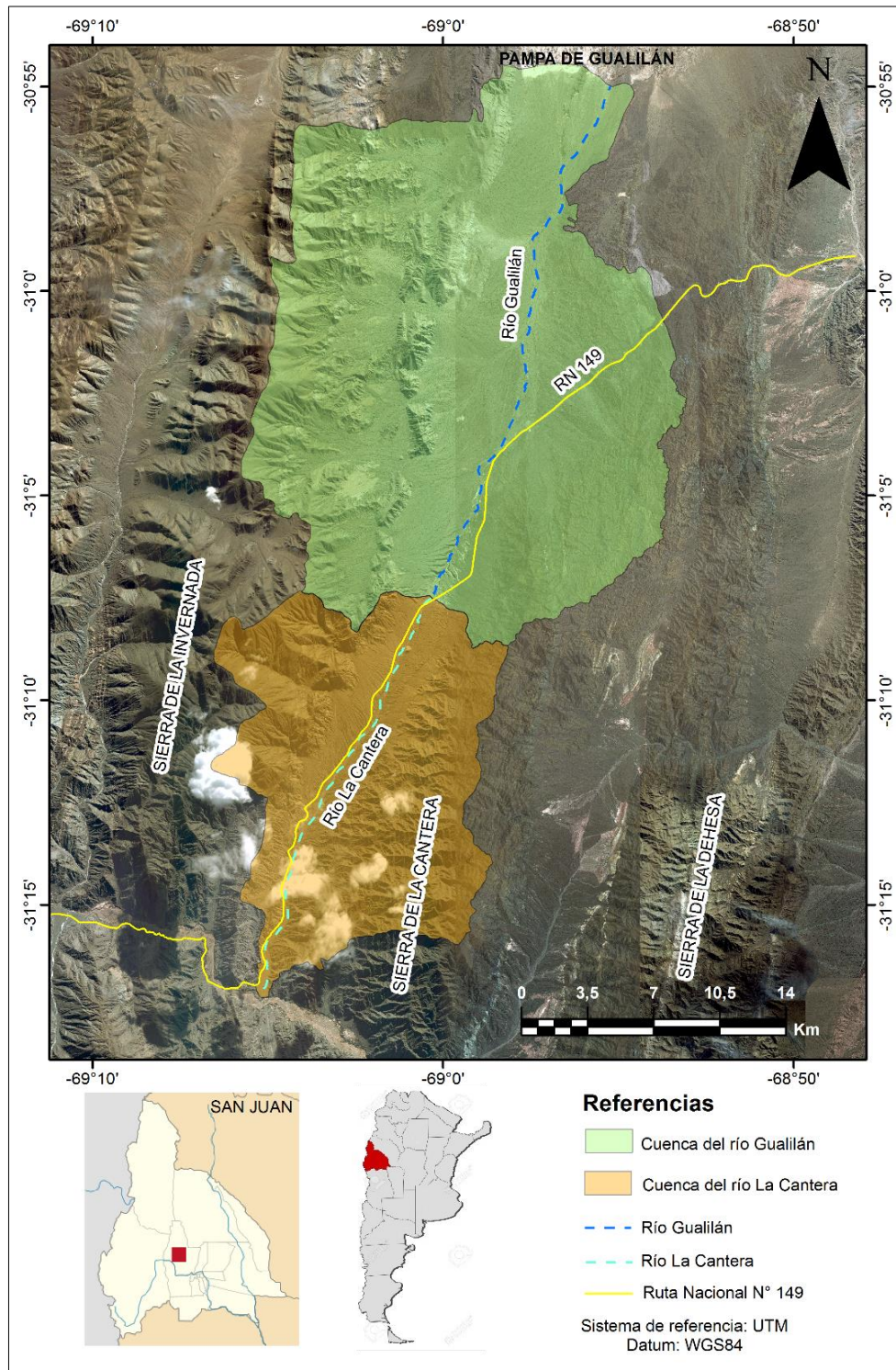


Figura 1. Ubicación del área de estudio y principal vía de acceso. Con verde se resalta la cuenca del río Gualilán y con naranja la cuenca del río La Cantera.

1.5 METODOLOGÍA DE TRABAJO

La metodología empleada para la elaboración de este trabajo, puede ser resumida en las siguientes grandes etapas:

- Adquisición de datos e información necesaria
- Análisis de la cuenca del río La Cantera y del río Gualilán
- Aplicación de índices morfométricos
- Análisis de resultados
- Aplicación de índices morfotectónicos
- Análisis de resultados
- Conclusiones y redacción del Trabajo Final de Licenciatura

Tareas de Gabinete:

1. Recopilación bibliográfica de la información existente (archivos históricos, publicaciones específicas y /o generales, diarios, manuscritos, mapas, etc.).
2. Procesamiento digital de imágenes satelitales de alta resolución.
3. Procesamiento información topográfica (SRTM-ASTER).
4. Identificación y mapeo de la red de drenaje.
5. Mapa hidrográfico de la cuenca.
6. Análisis morfométrico.
7. Análisis morfotectónico.

Tareas de campaña:

1. Reconocimiento general del área de trabajo.
2. Corroboración de los mapas temáticos obtenidos.

La adquisición de los datos incluye tanto la recopilación de material bibliográfico ya existente, como la generación de nueva información. Se incluyen aquí, capítulos de libros, trabajos finales de licenciatura y tesis doctorales, publicaciones específicas nacionales e internacionales, material histórico, cartas topográficas, hojas geológicas, fotografías aéreas, imágenes satelitales, información climática, entre otros.

En la delimitación de la cuenca y su caracterización morfométrica, se utilizaron imágenes satelitales, cartas topográficas y hojas geológicas. La determinación del orden de cuencas se basó en la metodología propuesta por Strahler (1964). Los parámetros morfométricos básicos obtenidos fueron: área (A), perímetro (P), longitud (L), ancho (W), orden (Rn), altura máxima y mínima (H, h), longitud total de cauces (Ltc), longitud de cauce principal (Lcp); y parámetros derivados: índice de compacidad (Kc), índice de circularidad (Rc), relación de elongación (Re), factor de forma (Ff) y densidad de drenaje (Dd).

La identificación y caracterización morfotectónica se realizó con base en los marcadores propuestos por Hack (1973), Bull y McFadden (1977), Keller y Pinter (2002), Scheidegger (2004) y Bull (2007).

Para el análisis morfotectónico de las cuencas de drenaje, se efectuó la determinación y el análisis de diferentes índices tales como, asimetría de las cuencas, sinuosidad del frente montañoso, índices de longitud-gradiente de los ríos, perfiles de equilibrio, perfiles de franja (*swath profiles*), evaluación de procesos de captura, entre otros.

Los resultados conseguidos fueron sistematizados a través de mapas, cuadros y diagramas, mediante el uso de software específico tal como QGis, SAGA GIS y ArcGis.

CAPÍTULO 2 - GEOGRAFÍA

2.1 OROGRAFÍA

El valle del río La Cantera (Figura 2) se encuentra limitado por la sierra de La Invernada al oeste y por la sierra de La Cantera al este. La primera posee alturas máximas de 3700 m snm, mientras que la segunda no supera los 2500 m snm. Ambos cordones montañosos presentan una orientación norte-sur. A su vez, el valle del río La Cantera, se extiende de norte a sur desde la latitud sur $31^{\circ} 07' 30''$ (área Mogote La Leona) hasta la margen norte del río San Juan.

El valle del río Gualilán (Figura 3) se desarrolla a partir de la latitud sur $31^{\circ} 07' 30''$ hacia al norte, hasta un bolsón elevado que recibe el nombre de pampa de Gualilán. Este valle, también queda limitado por la sierra de La Invernada al oeste y por la sierra de La Cantera al este. En este sector, ambas sierras presentan sus piedemontes dominados por el desarrollo de extensos abanicos aluviales. El piedemonte suroccidental de la sierra de La Crucecita también muestra evidencia de tectónica cuaternaria correspondiente al Sistema de Falla La Cantera.

La sierra de La Invernada muestra su ladera oriental marcadamente disectada por ríos transversales a la misma, los que dan lugar, en el sector norte de su piedemonte, a extensos depósitos sedimentarios entre los que pueden identificarse abanicos aluviales, abanicos y conos coluviales, disminuyendo dicho piedemonte a solamente escasos metros de ancho hacia el sur, cerca de la desembocadura del río La Cantera en el río San Juan.

En cambio, la sierra de La Cantera muestra su piedemonte occidental afectado por tectonismo cuaternario (Sistema de Falla La Cantera), donde es posible identificar trazas de fallas que afectan las geoformas cuaternarias, principalmente los abanicos aluviales. Por otro lado, este piedemonte tiene un ancho promedio de 1,64 km y disminuye a sólo 400 m en la zona sur, en la desembocadura del río La Cantera en el río San Juan.

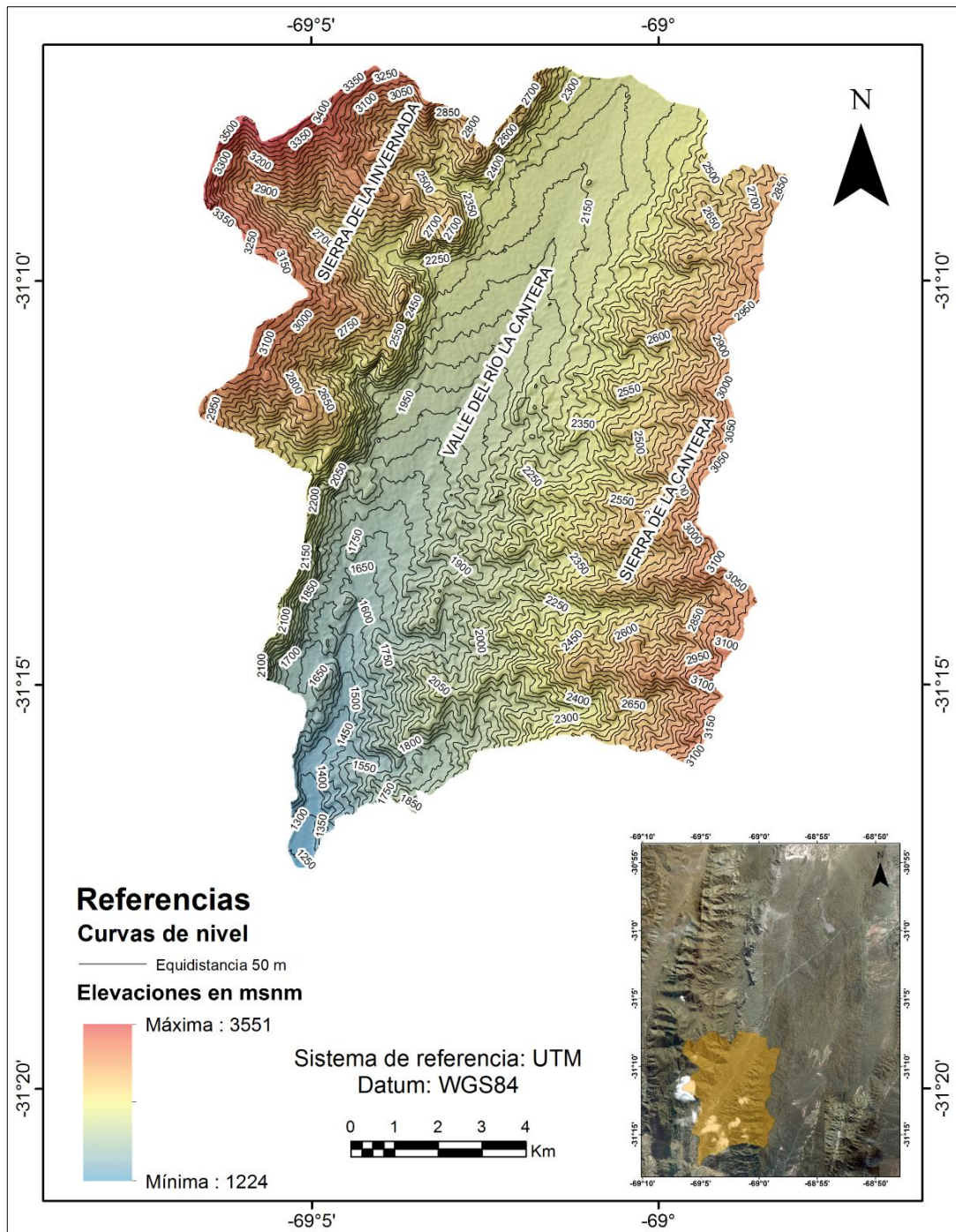


Figura 2. Se representan las curvas de nivel del valle del río La Cantera limitado al oeste por la sierra de La Invernada y al este por la sierra de La Cantera.

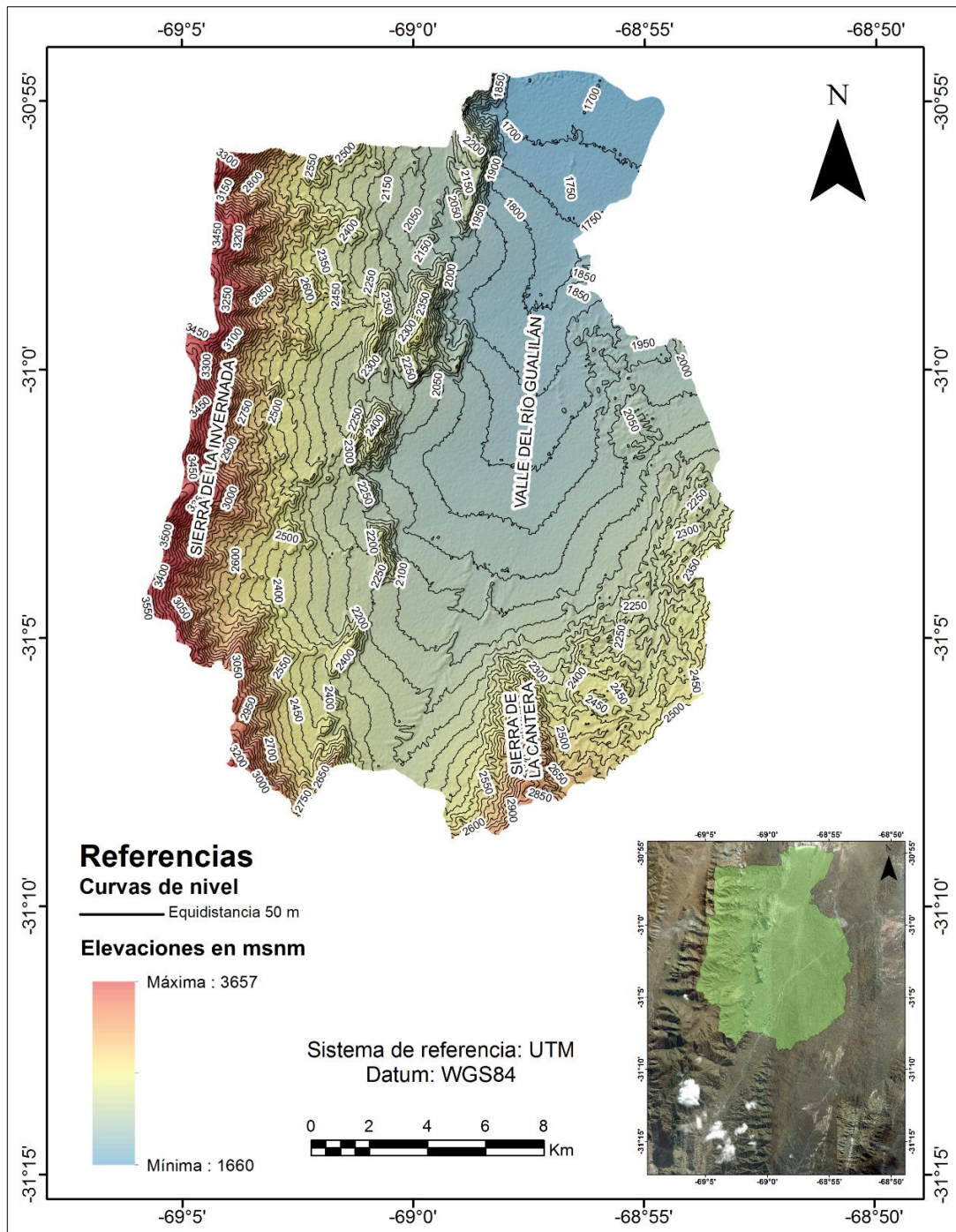


Figura 3. Curvas de nivel correspondientes al valle del río Gualilán y a las sierras de La Invernada y La Cantera.

2.2 HIDROGRAFÍA

Desde el mogote La Leona hacia el sur (Figura 4), los arroyos provenientes tanto de la sierra de La Invernada como de la sierra de La Cantera, drenan al sur por la quebrada del río La Cantera hasta el río San Juan. El río San Juan, es un curso de agua permanente de régimen pluvio-nival y representa el río más importante de la provincia, el cual nace en

la Cordillera de los Andes y cruza en dirección Oeste-Este atravesando toda la Precordillera de San Juan.

Por otro lado, los ríos y arroyos ubicados en el faldeo oriental de la sierra de La Invernada y occidental de la sierra de La Cantera, escurren desde el mogote La Leona hacia el norte, por el valle del río Gualilán hasta su desembocadura en la pampa de Gualilán (Figura 4). La pampa de Gualilán es un bolsón intermontano ubicado en la Precordillera Central de San Juan. Esta extensa cuenca endorreica, elongada en sentido norte-sur, posee aproximadamente 25 km de largo y 15 km de ancho, alcanzando un área de más de 200 km².

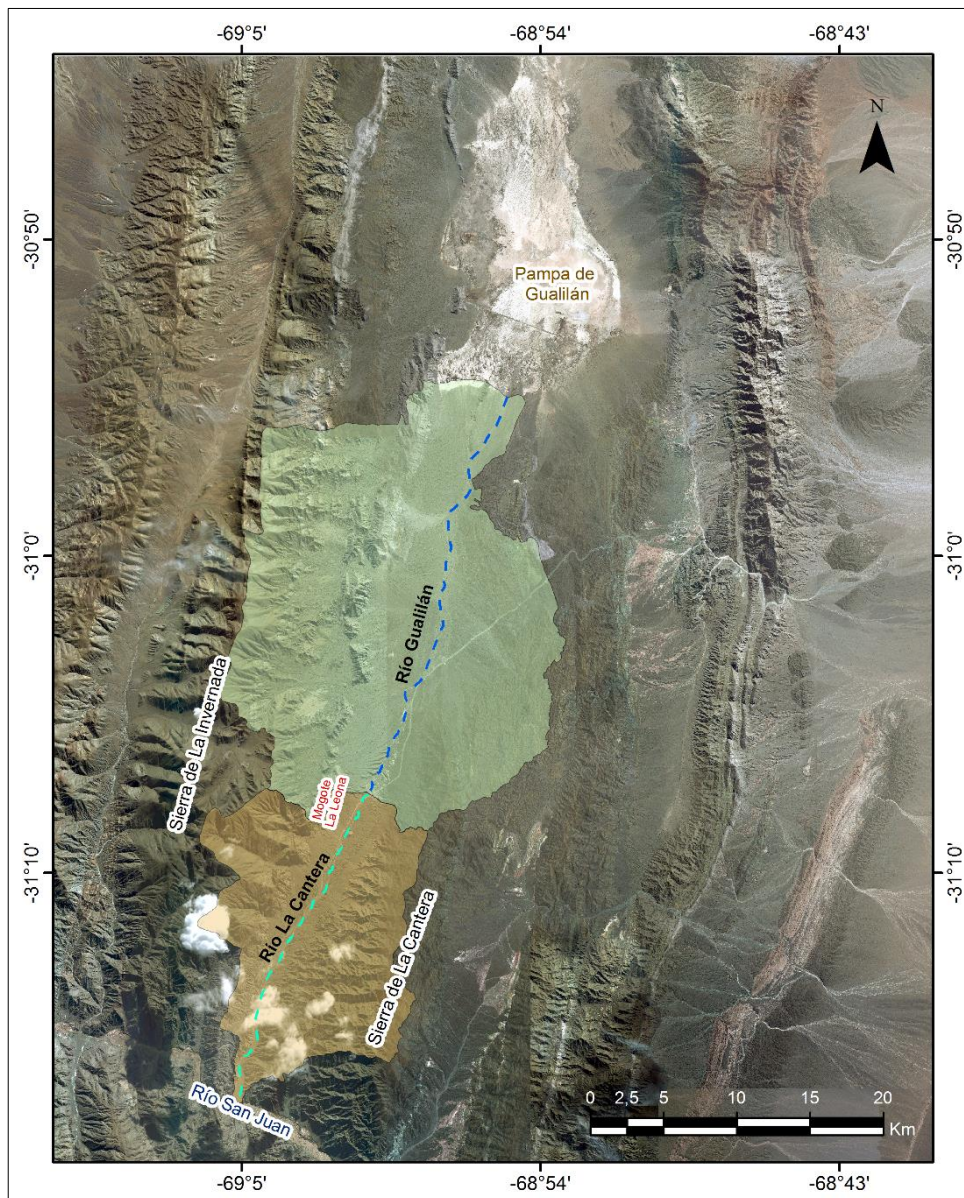


Figura 4. En la imagen se observa el límite de ambas cuencas a la altura del mogote La Leona. Con verde queda representada la cuenca del río Gualilán y con naranja la cuenca del río La Cantera.

2.3 CLIMA

Köppen (1936) estableció una clasificación climática mundial que identifica cada tipo de clima con una serie de letras que indican el comportamiento de las temperaturas y precipitaciones que caracterizan dicho tipo de clima. Según esta clasificación, el clima de la zona de estudio es de tipo “árido frío” (BWk) ya que las precipitaciones son inferiores a 400 mm. La letra k indica que la temperatura media anual está por debajo de los 18°C.

En términos generales, el clima del departamento Ullum es desértico con escasas precipitaciones, con temperaturas de 35 °C en verano con absolutas de hasta 40 °C y en invierno cerca de los 16 °C, con presencia de heladas con -8 °C.

Los vientos predominantes son del cuadrante sur-sureste. Es de destacar el viento seco local denominado Zonda, frecuente entre el otoño y la primavera (Liotta, 2000).

2.4 SUELO Y VEGETACIÓN

Los suelos en el área de estudio son de origen aluvio coluvial. Son suelos jóvenes, inmaduros constituidos por capas geológicas con evidencias edafológicas, pero sin desarrollo de horizontes por lo que taxonómicamente se consideran Entisoles (Liotta, 2000).

La vegetación nativa corresponde a la llamada “Monte Occidental” representada por arbustos xerófilos y árboles aislados, con una cobertura escasa. Las especies más importantes son algarrobo (*Prosopis*), retamo (*Bulnesia retama*) (Figura 5) y jarilla (*Larrea cuneifolia* y *Larrea divaricata*) (Figura 6). En zonas salinas predomina zampa (*Atriplex lampa*), espina blanca (*Prosopis estrombulífera*), jume (*Allenrolfea vaginata*), entre otras (Liotta, 2000).



Figura 5. Retamo (Bulnesia retama)



Figura 6. Vegetación predominante en el sector de estudio compuesta principalmente por jarilla (Larrea cuneifolia y Larrea divaricata).

2.5 DEMOGRAFÍA

El departamento Ullum posee, según el Censo Nacional de Población y Vivienda 2010, una población de 4.886 habitantes. Este valor indica un incremento poblacional del 8,8%, con respecto a los datos obtenidos en el censo 2001 (4.490 Hab.)

Villa Ibáñez es la cabecera del departamento y Villa Aurora, El Chilote, Villa Santa Rosa, Talacasto y Hualilán son otros de los distritos importantes.

En cuanto a sus servicios, el departamento cuenta con establecimientos educativos en los que se implementan todos los niveles, excepto el universitario. Posee limitados servicios en salud, con centros de atención básica en la cabecera y en otras localidades como Villa Aurora y Villa Santa Rosa. En el plano comercial, también es escasa la cantidad de locales y de productos ofrecidos.

Cabe destacar que en el área específica de estudio, no existe desarrollo poblacional.

CAPÍTULO 3 - GEOLOGÍA REGIONAL

El área de estudio corresponde a la unidad morfoestructural de Precordillera, más precisamente a Precordillera Central.

3.1 RESEÑA SOBRE LA UNIDAD MORFOESTRUCTURAL DE PRECORDILLERA

Esta unidad fue separada de la Cordillera de los Andes por Stelzner (1876) quien la denominó como Antecordillera, mientras que Burmeister (1876) la llamó Contracordillera.

Su denominación como Precordillera se debe a Bodenbender (1902), quien las describiera en las provincias de San Juan y Mendoza. Sin embargo, el primer estudio regional, junto con un levantamiento regular de sus terrenos paleozoicos, fue realizado por Stappenbeck (1910) y Keidel (1921). Estas estructuras fueron analizadas por Suess (1909), quien reconoció como una unidad segregada de la cordillera andina a la Precordillera Argentina. Este autor interpretó a esta Precordillera como una unidad más antigua donde participaba el zócalo brasiliano, que desde el borde oriental de la Puna (actualmente considerada como Cordillera Oriental), se extendía hasta el sur de Mendoza.

La unidad morfoestructural Precordillera, de rumbo meridional, se extiende por más de 500 km desde Laguna Brava (Provincia de La Rioja) por el norte, hasta la localidad de Cacheuta (Provincia de Mendoza) por el sur.

La Precordillera se distingue de otras provincias geológicas por el amplio desarrollo de los depósitos paleozoicos, particularmente del Paleozoico medio y superior, además del notable contenido fosilífero que ha permitido establecer zonaciones bioestratigráficas bien definidas, posibilitando su correlación con niveles similares tanto a escala nacional como internacional (Furque y Cuerda, 1979). El basamento de la Precordillera se conoce en forma indirecta, a través de xenolitos de rocas cristalinas y metamórficas en las rocas volcánicas miocenas (Leveratto, 1968). Estos xenolitos han sido datados por U/Pb en circones arrojando edades de 1.118 ± 54 Ma.

Sobre la base de sus características estratigráficas y estructurales esta unidad morfoestructural ha sido dividida en tres subunidades: Precordillera Occidental, Central

y Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981). Estructuralmente los sectores occidental y central están representados por una faja plegada y corrida de piel fina, mientras que el sector oriental corresponde a un bloque de basamento con una estructura de vergencia occidental (Braccacini 1946,1960; Rolleri, 1969).

La Precordillera Occidental, estratigráficamente se compone de sedimentos del Paleozoico inferior (Cámbrico – Devónico) en facies de talud continental y en ocasiones con evidencias de corrientes de turbidez. Principalmente en el Cámbrico y Ordovícico se ha desarrollado un metamorfismo incipiente y en algunos casos hasta en grado de deformación mecánica con clivaje de transposición. En forma saltuaria aparecen intercalaciones de lavas submarinas en el Ordovícico y escasamente en el Devónico. Los depósitos neopaleozoicos se asientan en marcada discordancia angular sobre los depósitos eopaleozoicos. Están constituidos por facies marinas dominantes, en las que se registran frecuentes depósitos glaciarios de edad carbonífera superior. Extensos conglomerados de edad pérmica constituyen los depósitos más jóvenes. La estructura es compleja al presentarse –particularmente en la secuencia del Paleozoico inferior– plegamientos de 1°, 2° y 3° orden. Se trata de grandes pliegues compuestos de hasta varios kilómetros de longitud de onda (Baldis *et al.*, 1990). El límite estructural con la Precordillera Central está dado por la gran falla orogénica oriental de la sierra del Tontal, siguiendo hacia el oeste sistemas de fracturación inversa de alto ángulo en superficie. Por otro lado, los grandes valles de Barreal y Yalguaráz separan a la Precordillera Occidental de la Cordillera Frontal y sus sedimentos Neógenos ocultan las relaciones de contacto entre ambas unidades morfoestructurales.

La Precordillera Central (Figura 7) se desarrolla tanto en la Provincia de La Rioja como en San Juan, estratigráficamente tiene una secuencia sedimentaria carbonática aflorante del Cámbrico y Ordovícico, sedimentitas terrígenas del Silúrico y Devónico y una cobertura saltuaria de facies continentales a veces con delgadas intercalaciones marinas del Carbonífero. La secuencia sedimentaria continental no es muy espesa. La efusividad del Neógeno está representada por una serie de cuerpos subvolcánicos de composición andesítica – dacítica. La mayor parte de estos afloramientos se aprecian en el área de estudio, se extienden en sentido meridional entre las quebradas y serranías. La estructura interna de los núcleos serranos de edad paleozoica presenta un fuerte plegamiento de rumbo submeridiano. A esta deformación se le impone fallamiento e imbricación en grandes escamas separadas por bancos de corrimiento de gran ángulo y rechazos

variables. En cuanto a las unidades mesozoicas y cenozoicas muestran un plegamiento moderado de mayor amplitud aunque también con ejes en posición meridional.

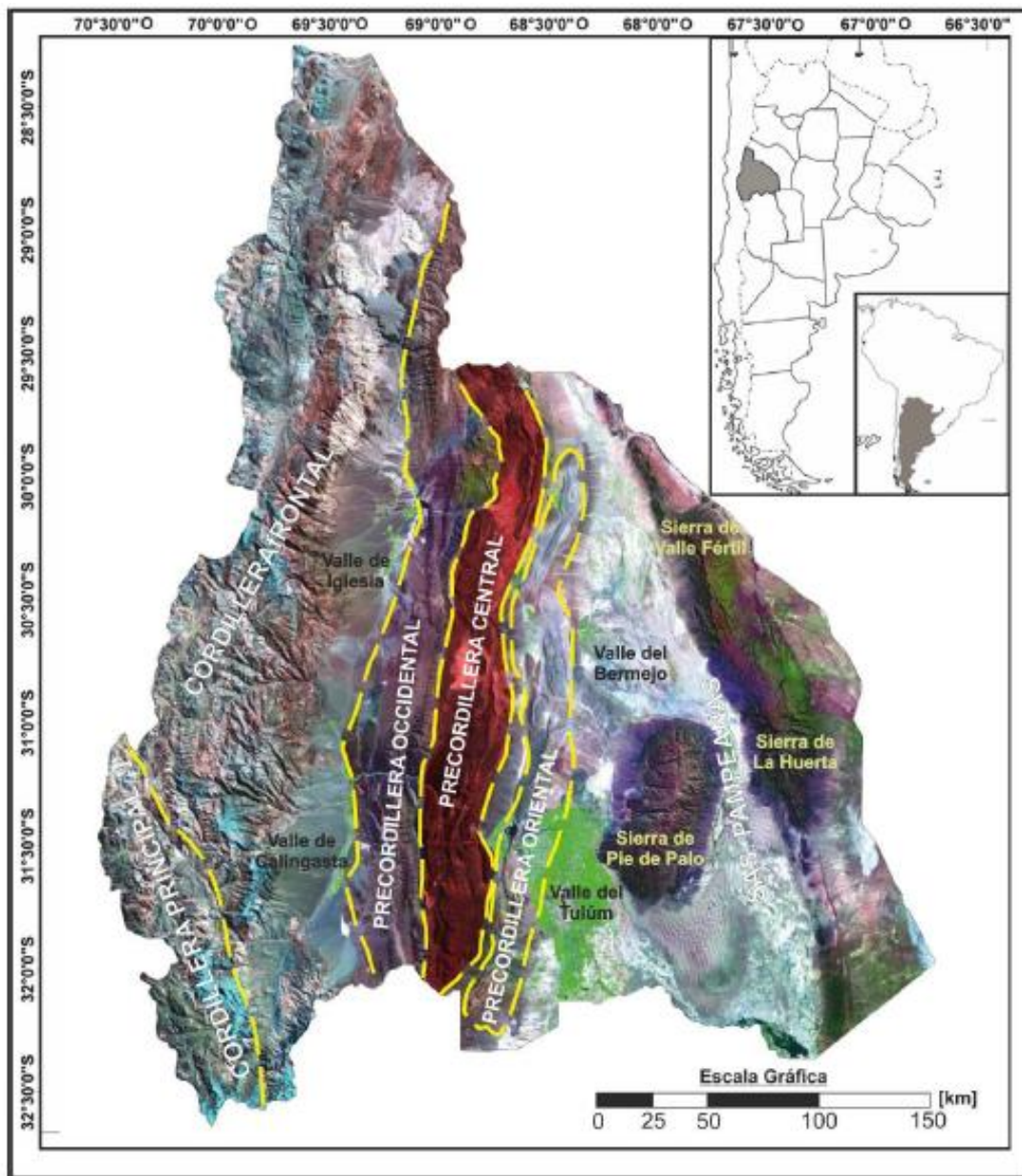


Figura 7. Provincias Geológicas de San Juan, resaltando con rojo Precordillera Central. Modificado de Baldis y Chebli (1969).

La Precordillera Oriental se desarrolla íntegramente en la Provincia de San Juan (Ortiz y Zambrano, 1981), está conformada por un núcleo principal de rocas carbonáticas del Paleozoico inferior (Cámbrico – Ordovícico) y en menor medida sedimentitas clásticas del Silúrico, Devónico y Carbonífero. Toda esta zona presenta importante deformación de edad devónica inferior (Ramos *et al.*, 1996). Estructuralmente se caracteriza por fallas

inversas, corrimientos con inclinación hacia el este y vergencia al oeste acompañadas de plegamientos de dirección noreste. Los afloramientos neógenos corresponden a sedimentitas continentales sinorogénicas, las que muestran el paulatino levantamiento y apilamiento de la Precordillera durante el Mioceno y el Plioceno, en forma sincrónica con la expansión del volcanismo de arco hacia el este (Jordan *et al.*, 1983; Kay *et al.*, 1987). Jordan *et al.* (1993) establecieron que la Precordillera Central y Occidental representan un sistema de seis corrimientos. Los más jóvenes fueron cortando hacia el este, primero a las rocas paleozoicas y luego a los depósitos sinorogénicos neógenos, fundamentalmente entre los 20 y 5 Ma.

La Precordillera Central, unidad donde está ubicada el área de estudio, habría sido formada por un ciclo de acortamiento más prolongado que la Precordillera Occidental, que habría comenzado entre 16 y 14 Ma. Los corrimientos ubicados en una posición más oriental habrían estado activos durante los últimos 8 Ma. (Jordan *et al.*, 1993).

3.1 ESTRATIGRAFÍA

En la zona de estudio (Figura 8), las principales unidades litoestratigráficas aflorantes están representadas por:

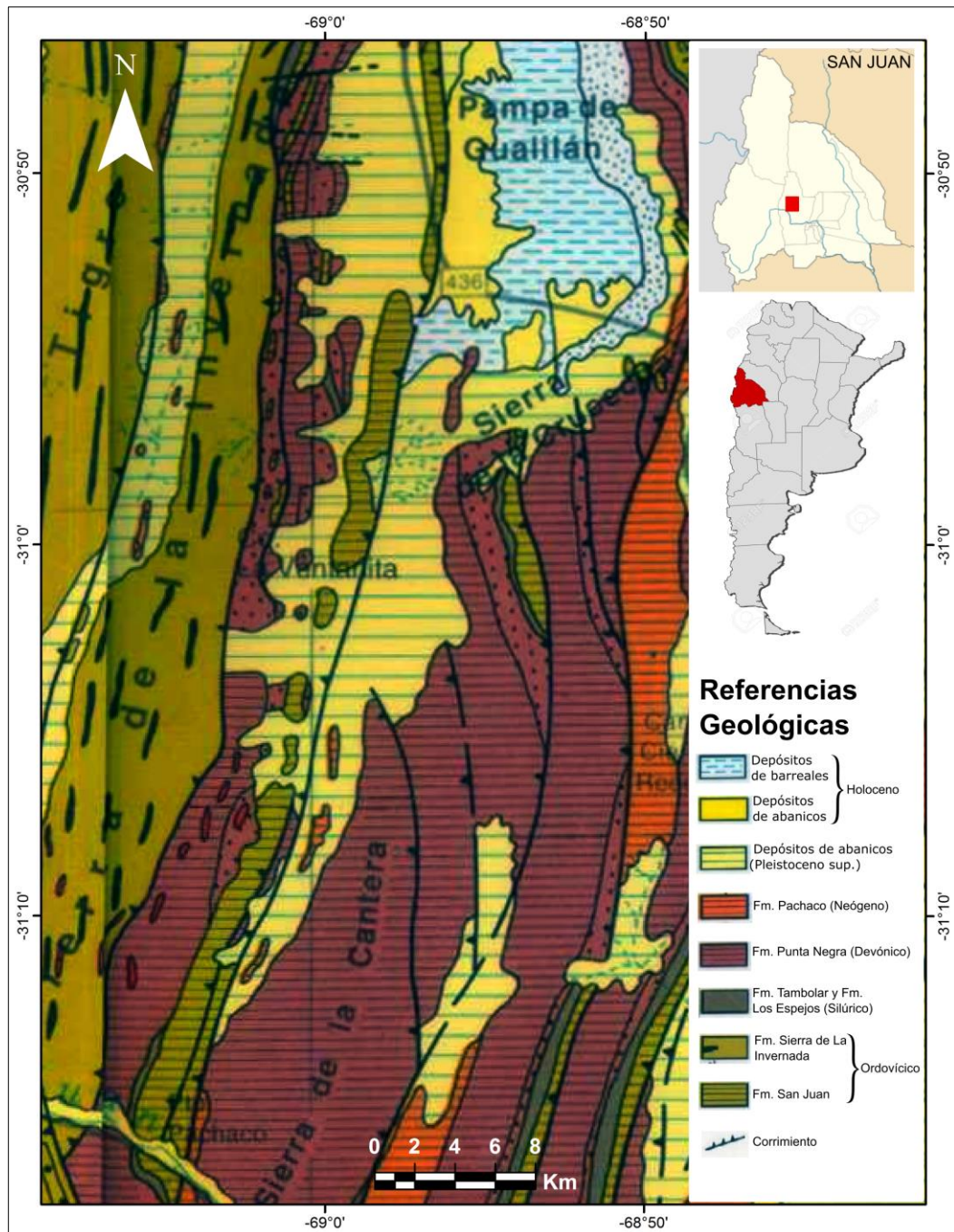


Figura 8. Mapa geológico regional del área de estudio. Tomado y modificado de Ragona et al. (1995)

ORDOVÍCICO

Formación San Juan (Kobayashi, 1937; Amos, 1954)

Esta unidad aflora en la región sobre el faldeo oriental de la sierra de la Invernada. Se caracteriza por su composición carbonática, integrada por calizas lamosas y margas que poseen una abundante fauna de plataforma abierta con trilobites, braquiópodos,

crinoideos, esponjas y arrecifes de estromatopóridos (Keller y Bordonaro, 1993). Se extiende en sentido norte-sur, formando un cordón paralelo a la sierra de la Invernada.

Hacia el norte del área de interés, Chávez (2004) observó el tope de esta unidad en contacto discordante erosivo con un conglomerado fango sostén con clastos de chert pertenecientes a la base de la Facies Pachaco. Estructuralmente conforma pliegues anticlinales de gran magnitud con ejes en sentido norte-sur.

La edad de esta unidad ha sido asignada por su contenido fosilífero desde el Tremadociano superior con zona de *Paltodus deltifier* hasta el Areniginiano inferior con la zona de *Oepikodus evae*, aunque en la localidad de Villicum alcanza hasta el Llanvirniano inferior con la zona *Eoplacognatus suecicus* (Sarmiento, 1986) y *Annamitella fortayi* (Vaccari, 1993).

Formación Sierra de La Invernada (Furque y Caballé, 1985)

Definida por Furque y Caballé (1985), esta unidad está expuesta en la mayor parte de la sierra homónima. Está caracterizada por una secuencia turbidítica a la que se asocian filones capa y muy escasa coladas basálticas. En sus niveles inferiores predominan areniscas cuarcíticas y wackes compactos, mientras que en el sector medio lo hacen pelitas verdes satinadas. En el tercio superior dominan las facies más típicas de la unidad, que están caracterizadas por una alternancia de wackes y lutitas. No son raras las intercalaciones de bancos de conglomerados constituidos predominantemente por rodados de calizas similares a los de la Formación San Juan. La sucesión se observa afectada por un metamorfismo regional de grado muy bajo y que, por lo tanto, no obliteró sus rasgos deposicionales originales. Las manifestaciones basálticas se interponen principalmente en los niveles medios y superiores.

La sucesión sedimentaria de la Formación Sierra de la Invernada es característica de depósitos turbidíticos, los que corresponden a un ambiente de abanicos submarinos desarrollados en ambiente de talud y llanura abisal proximal.

SILÚRICO

Facies Pachaco de la Formación Tambolar (Peralta y León, 1993)

Consisten fundamentalmente en depósitos fangolíticos, en general bioturbados, con delgadas intercalaciones bioclásticas tempestíticas en la parte superior; en su base presenta un conglomerado con clastos de chert, el que yace en discordancia erosiva sobre calizas eo-ordovícicas de la Formación San Juan, su techo se presenta cubierto en paraconcordancia por lutitas verdes y moradas del miembro inferior de la Formación Punta Negra (Devónico inferior). Afloran como unidades no muy extensas en el faldeo oriental de la sierra de La Invernada.

Formación Los Espejos (Cuerda, 1969)

Fue definida por Cuerda (1969), en Precordillera Central distribuida en el borde occidental de los cerros La Chilca, Cumillango, proximidades de las minas de Gualilán, en la quebrada del Medio, en el cordón del Peñón, en la sierra de Las Crucecitas, en el extremo sur de la sierra de Talacasto y en el borde oriental de la sierra de La Invernada.

Se caracteriza por su coloración verdosa y morada en su parte inferior, verde oliva en su parte media y superior, y por su arreglo grano-estrato-creciente. Presenta su máximo espesor en el área del río Jáchal disminuyendo hacia el sur y oeste. El techo de esta unidad es cubierta en paraconcordancia por depósitos pelíticos de la Formación Talacasto, del Devónico inferior (Peralta, 1990, 1994).

La parte inferior de la formación está representada por una sucesión de lutitas verdes y moradas, con concreciones pelítico-fosfáticas. Gradualmente se incorporan capas finas de areniscas, con base neta o erosiva, gradación normal y marcas subestratales, mecánicas y biogénicas. Las capas psamíticas contienen una asociación de trazas fósiles integradas por *Dictyodora libeana*, *Paleodyction isp.*, *Protopaleodyction isp.*, y trazas de escape, las que se relacionan con las icnofacies de *Nereites* (Baldis y Aceñaloza, 1978; Aceñaloza y Peralta, 1985).

Hacia la parte media de la formación, gradualmente los bancos psamíticos se hacen más frecuentes, potentes y canalizados, con estructura de capa de tormenta. Estos incluyen acumulaciones bioclásticas gradadas y masivas, como así también trazas fósiles de la

icnofacies de *Cruziana* (Aceñaloza y Peralta, 1985). El tramo superior es predominantemente arenoso, con bancos medianos a gruesos de waques verdosos, que contienen abundante valvifauna y trazas fósiles de la icnofacies de *Cruziana* (Peralta *et al.*, 1997). En el techo de la Formación Los Espejos existen en paraconcordancia depósitos fangolíticos del tramo basal de la Formación Talacasto, con faunas del Devónico Temprano (Lochkoviano) (Baldis, 1975; Herrera, 1996).

La asociación de estructuras tanto físicas como biogénicas indica ambiente de plataforma externa dominada por tormentas (Peralta, 1990). Las discontinuidades a la base y techo de esta formación se relacionan con importantes cambios de nivel de mar (Peralta, 1990,1994). Estos serían responsables de los recambios faunísticos reconocidos por Sánchez *et al.* (1993) para el silúrico precordillerano.

Las acumulaciones bioclásticas incluyen braquiópodos, entre ellos *Harringtonina acutiplicata*, *Australina jachalensis*, *Clarkeia antisiensis*, *Chonetes fuertensis* (Castellaro, 1959); formas de trilobites de los géneros *Phacops*, *Calymene*, *Trimerus*, *Dalmanites*, *Leonaspis* y *Proetus* (Castellaro, 1959; Waisfeld *et al.*, 1988); ostrácodos del género *Emsiella*. Entre los graptolitos, Cuerda (1969) describe *Monograptus argentinus* y *Monograptus var. Notouncinatus*. Ciguel y Peralta (1990), registran dos formas de tentaculitoideos, *Tentaculites talacastensis* y *Seretites sanjuanensis*. También se mencionan formas de gastrópodos, corales, crinoideos, cefalópodos nautilóideos y restos de euryptéridos descritos por Brussa y Toro (1989). El contenido icnológico está representado por trazas fósiles de la icnofacies de *Cruziana* (Aceñaloza y Peralta, 1985). Hünicken y Sarmiento (1986), registran en la quebrada ancha de Talacasto, en el tramo medio de la Formación Los Espejos, una conodontofauna integrada por los géneros *Panderodus*, *Distomodus*, *Trichonodella*, *Hindiodella*, *Plectospathodus* y *Lonchodina*.

Cuerda (1969), basándose en el registro de monograptidos, señaló una edad Ludlowiana temprana para la Formación Los Espejos. Los estudios palinológicos realizados en el norte de Gualilán, en la aguada de los Azulejitos, por Pöthe de Baldis (1997 a), en el tramo basal de una asociación de acritarcas y de esporas, que indica una edad Ludlowiana media-superior (Pöthe de Baldis, 1997 b). En el área del cerro del Fuerte, Benedetto *et al.* (1992), describieron en los niveles cuspidales de la Formación Los Espejos, una asociación de braquiópodos *Coelospira* extensa, *Isorthis cuyanum*, *Salopina sanjuanensis*, *Plectodonta minima*, *Amosina fuertensis*, *Leptaena argentina*,

Harringtonina acutiplicata cuya edad refiere al Pridoliano. Por encima de ella, se registran una asociación integrada por *Isorthis megamyaria*, *Orthostrophia meridionalis*, *Molongella Keideli* y *Australocoelia* intermedia que indican una edad Lochkoviana temprana.

De acuerdo con las interpretaciones de Aceñalozza y Peralta (1985), Peralta (1990), Astini y Piovano (1992), los depósitos de las formaciones La Chilca y Los Espejos, corresponden a sendas secuencias transgresivas-regresivas, depositadas en ambiente de plataforma dominada por tormentas. En este contexto, el tramo pelítico inferior de la Formación Los Espejos, se habría originado en un ambiente de plataforma distal, con desarrollo de trazas de la icnofacies de *Nereites*. Los tramos medio y superior, corresponderían a depósitos de plataformas dominadas por tormentas, con desarrollo de trazas de las icnofacies de *Cruziana*.

DEVÓNICO

Formación Punta Negra (Bracaccini, 1949)

Esta formación posee una amplia distribución regional en la comarca, su tramo basal está caracterizado por un miembro de lutitas verdes y moradas, posee en su base intercalaciones de lutitas ferruginosas de color morado, finamente estratificadas y muy diaclasadas, con lutitas cloríticas de color verde oliva. En la parte superior de este miembro se intercalan lentes de limolitas calcáreas fosilíferas. (Peralta, *et al.*, 1995).

Su miembro superior heterolítico comprende los depósitos agrupados bajo la denominación de “Complejo Punta Negra” (Bracaccini, 1949). Se inicia con lutitas y limolitas finas grises que alternan con bancos de areniscas finas micáceas gris verdosa.

Hacia arriba, pasan transicionalmente, a depósitos de waques y pelitas. Estas unidades consisten en capas finas a medianas de areniscas que intercalan con pelitas con estructuras bioturbadas, que contienen restos vegetales de *Haplostigma furquei*, *Cyclostigma*, *Sporongites* (Frenguelli, 1951, 1952).

La edad devónica media-superior de la Formación Punta Negra es señalada inicialmente por Frenguelli (1951, 1952) y Baldis (1973), sobre la base de su contenido paleoflorístico, análisis del tiempo de depositación y relaciones estratigráficas.

NEÓGENO

Formación Pachaco (Sumay, 1980)

Fue propuesta para los depósitos continentales terciarios -neógenos-, aflorantes en la quebrada del Palque de Pachaco, al sur del río San Juan. En su base se presenta en contacto erosivo sobre depósitos devónicos de la Formación Punta Negra, mientras que en su parte superior se observa cubierta en discordancia erosiva por depósitos cuaternarios deformados (Uliarte *et al.* 1985). Sumay (1980) y Masramon (1986) propusieron un ordenamiento estratigráfico dividido en tres miembros: Inferior, Medio y Superior.

El Miembro Inferior se inicia con una sucesión de areniscas tobáceas de coloración pardo rojiza a violácea, continúa en alternancia con bancos de lutitas verdes y depósitos lenticulares de tobas bentoníticas, verde blanquecina y amarillentas con delgadas intercalaciones de yeso. Hacia su parte superior se observan areniscas líticas con niveles sabulíticos, a los que les suceden areniscas de grano medio a grueso. En los depósitos pelíticos de esta unidad Milana *et al.* (1993) dataron palinomorfos que la ubican en el Neógeno.

El Miembro Medio es reconocido por su color predominante gris, gris rosado, pardo verdoso y morado. Está constituido por arenas finas y medias con estratificación entrecruzada de alto ángulo a gran escala. Hacia la parte superior presenta areniscas tobáceas de color rosado. Cevallos y Milana (1992) propusieron un arreglo granodecreciente- granocreciente caracterizando un ambiente de dunas.

El Miembro Superior posee en su base ortoconglomerados, continuando la secuencia con una alternancia de conglomerados de relleno de canal, areniscas rojizas, grises y pardo rojizas, texturalmente medianas a gruesas, y limolitas bioturbadas.

Datos cronológicos basados en palinomorfos y algunas correlaciones regionales sugieren que esta unidad se depositó aproximadamente entre los 20 y 18 Ma.

CUATERNARIO

PLEISTOCENO SUPERIOR

Está representado por los depósitos que conforman las geoformas pedemontanas, principalmente de abanicos aluviales (Mingorance, 1994) tanto de la sierra de la Invernada por el oeste, como de la sierra de la Cantera por el este. Estos depósitos clásticos están constituidos por clastos de subgrauvacas, clastos de composición carbonática y rocas plutónicas.

HOLOCENO

Corresponden a los depósitos más recientes, resultado de la evolución actual del paisaje, y que por lo tanto, no son definitivos, sino que aún en la actualidad están siendo modificados. Se engloban los depósitos de barreales, abanicos y terrazas.

CAPÍTULO 4 - GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

En un ámbito regional se reconocen dos unidades morfoestructurales principales:

4.1. Región Morfoestructural elevada

Relieve de montaña

Relieve de lomadas

4.2. Región Morfoestructural deprimida

Depresión valle de los ríos La Cantera-Gualilán

Las unidades elevadas se ubican al este y oeste de las depresiones formadas por los ríos de La Cantera y Gualilán que a su vez están separados por un portezuelo frente al mogote La Leona que permite el drenaje hacia el río San Juan y la pampa de Gualilán respectivamente.

4.1 REGIÓN MORFOESTRUCTURAL ELEVADA

El *relieve montañoso* está representado en ambos flancos de la zona de trabajo por serranías y mogotes con orientación N-S (Figura 9). Estas unidades aportan el material para el desarrollo del paisaje cuaternario, tanto al sur como al norte del portezuelo mogote La Leona. El cordón montañoso oriental se denomina sierra de La Cantera, de composición monolítica (grauvacas) y el occidental, por la sierra de La Invernada (principalmente grauvacas) y los mogotes calcáreos de la Formación San Juan.

El *relieve de lomadas* está caracterizado por accidentes topográficos de muy poca altura respecto al relieve de montaña y se representa por algunos mogotes en el borde oriental, occidental y en el interior del valle, de composición principalmente grauváquica-lutítica, calcárea y areniscosa-conglomerádica respectivamente (Figura 10).



Figura 9. Vista al suroeste de los relieves montañosos formados por rocas calcáreas de la Formación San Juan en la sierra de La Invernada.



Figura 10. Vista hacia el norte de las lomadas constituidas por rocas paleozoicas (grauvacas), ubicadas en la porción distal de la cuenca del río Gualilán.

4.2 REGIÓN MORFOESTRUCTURAL DEPRIMIDA

El paisaje cuaternario se discriminó siguiendo la nomenclatura de Blair y McPherson (1994) (Figura 11), ya que existe una clara tendencia a considerar al piedemonte como representado básicamente por acumulaciones de abanicos aluviales, y la coalescencia lateral de éstos. Sin embargo, el piedemonte resulta un área mucho más compleja que lo corrientemente asumido, y está integrado por ambientes depositacionales que difieren notablemente en las características de sus depósitos. Por ello, la identificación de los distintos ambientes reconocidos en las áreas de piedemonte cobra importancia en el análisis de la evolución y clasificación de cuencas intermontanas de regiones áridas y semiáridas, como en el caso de las cuencas estudiadas en este trabajo.

La clasificación de Blair y McPherson (1994) consiste en la subdivisión de geoformas de piedemontes para ambientes climáticos áridos y semiáridos teniendo en cuenta parámetros como: la ubicación de la geoforma respecto al frente montañoso, la pendiente, el cociente entre radio y longitud de la geoforma, litofacies características y procesos formadores dominantes.


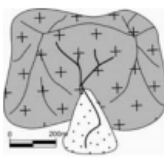
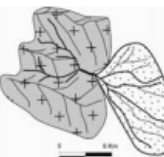
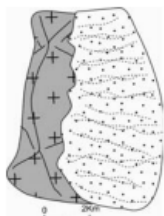
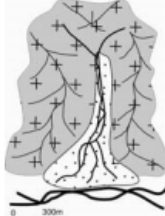
	Talud	Abanico coluvial	Abanico aluvial	PDFC	Sistema río colector-conoide
Ubicación respecto al frente	Ápice en la pendiente	Ápice en la pendiente y base	Ápice en la base	Pendiente	Longitudinal, en el piso del valle intermontano
Aporte	Pared de roca	Pequeñas cárcavas	Valle importante que incide el	Cursos fluviales frente montañoso	Sistemas entrelazados pequeños y efímeros
Pendiente	35° (20°)	Hasta 35° en el ápice 20° a 15° en el pie	Raramente > 10-15° en el ápice, comúnmente <1-5° en la base	2° a 3°	3° - 4°
Radio/Longitud	< 0.5 Km mayor que 1.5 Km)	< 0,5 Km (raramente	Comúnmente >10 Km (>100 Km)	4 - 6 Km	Conoide 1 a 1,5 Km Long. total > 5 Km
Litofacies	Bsl, Bsl, Bsm, Bcl	Bmm, Bcg, Asm, Bsm, Bcm, Fm, Bsl, Bsl	Bmm, Bml, Bcp, Bcm, Fm	Bcm, Bch, Bcp, SGm, SGp	Bmm, Bml, Bcm, Fm, FGm, Bcm, Bcg, Bcp
Procesos	Caida de roca	++	++		
	Desliz. de detritos secos	++++	++		
	F. hiperconc.	+	++++	++	++++
	Flujos fluidos		++	++	++++
Geoforma					

Figura 11. Clasificación propuesta por Blair y McPherson (1994) para geoformas de piedemonte (en Suriano y Limarino 2009).

A partir de la interpretación de imágenes satelitales de *Google Earth* y con el apoyo de tareas de campo se identificaron las siguientes unidades geomorfológicas, según los criterios utilizados por Suriano y Limarino (2009) y Suriano *et al.* (2014) en el sector de la pampa de Gualilán y los valles intermontanos ubicados al norte del área de trabajo:

1. ABANICOS ALUVIALES

Están caracterizados por grandes cuencas de alimentación, pendientes entre 1° y 10° dependiendo del tramo del cuerpo, formas semicirculares y tamaños mayores a 10 km, aunque algunos autores los consideran desde tamaños de 5 km y sus pendientes son menores cuanto más grandes sean los radios.

En el área de estudio tienen mejor desarrollo al oeste del valle (Figura 12) y al norte del portezuelo mogote La Leona debido a que sus cuencas de recepción ubicadas en la sierra de La Invernada son grandes, lo que posibilitó un mayor radio de dispersión de sus depósitos ladera abajo.



Figura 12. Vista al oeste de un abanico aluvial de gran desarrollo ubicado en la ladera oriental de la sierra de La Invernada.

2. CONOS COLUVIALES

Éstos constituyen un ambiente de depositación intermedio entre los taludes y los abanicos aluviales. Los conos coluviales son relativamente pequeños y empinados, que se diferencian de los taludes por su menor pendiente y mayor participación de facies fluidas en sus depósitos (Bilkra y Nemeč, 1998) y difieren de los abanicos aluviales en su génesis, morfología y mecanismos de transporte y depositación. Los conos coluviales se forman a la salida de pequeñas cárcavas o canales de reducida longitud, su radio promedio es de 0,5 km y raramente excede los 1,5 km. Se distinguen dos tipos según los procesos dominantes: Dominados por flujos de detritos y Dominados por flujos de fluidos (Suriano y Limarino, 2009). A partir de la interpretación de imágenes, se reconocieron para la zona analizada escasos conos en el valle (Figura 13). En el borde occidental de la depresión poseen relativamente mayor desarrollo, especialmente al sur del portezuelo mogote La Leona. Los procesos que dominan su formación son los flujos de fluidos, teniendo en cuenta que son de menor pendiente y mayor radio que los que propone la clasificación de Blair y McPherson (1994). Los canales son labrados luego de lluvias extraordinarias y su relleno rítmico revela diferentes variaciones hidrodinámicas durante las crecientes.



Figura 13. Vista hacia el este de los conos coluviales ubicados en la ladera occidental de la sierra de La Cantera, cerca de la desembocadura del río La Cantera en el río San Juan.

3. SISTEMAS RIO COLECTOR-CONOIDE

Están caracterizados por cuencas de alimentación con pendientes entre 3°-4°, composición monolitológica y sus depósitos decantan en canales fluviales que drenan paralelos al frente de montaña. La generación o no del conoide en sus desembocaduras depende de la eficiencia de los sistemas receptores para transportar el sedimento volcado al curso fluvial (Suriano y Limarino 2005, 2006). De acuerdo a Suriano y Limarino (2009) y Suriano *et al.* (2014), el transporte de sedimentos a lo largo de los ejes elongados de una cuenca tipo piggyback, está representado por canales longitudinales, frecuentemente entrelazados. Estos autores señalan que estos sistemas se definen como conoides y los ríos colectores asociados como sistemas distributarios axiales, tal como se muestra en la Figura 14.

Estos sistemas se desarrollan mejor en el sureste del valle, en la quebrada de La Cantera, marginada en su extremo sur por la falla La Cantera, formado una depresión similar a las cuencas piggyback descritas por Suriano y Limarino (2009) y Suriano *et al.* (2014) en los valles ubicados al norte de la pampa de Gualilán. Las características de estos sistemas encajan bien para todo el borde oriental de la sierra de La Cantera ya que el estrechamiento del valle hacia el sur permite que el río colector de la quebrada de La Cantera tenga la eficiencia necesaria para erosionar el sedimento de sus partes distales, característica que no tiene hacia el norte.



Figura 14. Imagen Google Earth en la que se observa el sistema colector conoide en la desembocadura del río La Cantera (de rumbo N-S) en el río San Juan (de rumbo O-E). Arriba a la izquierda se muestra un bosquejo esquemático de un sistema colector conoide desarrollado en una cuenca de tipo piggyback.

Modificado de Suriano et al. (2014).

CAPÍTULO 5 - RED DE DRENAJE

5.1 CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LA RED DE DRENAJE

El drenaje regional en la depresión del valle Gualilán – La Cantera tiene una orientación general norte-sur, estando controlado por el sistema de corrimientos que elevan la sierra de La Invernada y las fallas con actividad tectónica cuaternaria que constituyen el sistema de cabalgamiento La Cantera. De acuerdo a esta relación estructural, es interpretado como un valle de falla o longitudinal. Los ríos y arroyos temporarios ubicados en el faldeo oriental de la sierra de La Invernada y occidental de la sierra de La Cantera, drenan desde el mogote La Leona hacia el norte, por el río Gualilán a la pampa de Gualilán, que es una cuenca endorreica que constituye un nivel de base regional. Hacia el sur del mogote, los arroyos provenientes tanto la sierra de La Invernada como de la sierra de La Cantera drenan hacia el sur por la quebrada de La Cantera hasta su nivel de base local que es el río San Juan. Ambas cuencas, colineales y divergentes, de forma elongada en dirección N-S, se encuentran separadas por una tenue divisora de aguas o portezuelo ubicado a 2182 m snm.

La cuenca del río Gualilán posee un diseño dendrítico (Figura 15), se encuentra bien integrada, con una longitud aproximada de 25 km y un azimut 17° . Su ancho máximo es de 20 km y el mínimo 13 km, su perfil longitudinal es cóncavo y muestra una pendiente promedio de 1,8%, con un máximo de 6-5% en sus cabeceras, donde predomina la incisión vertical y menos del 1% en su desembocadura en el bolsón, donde predomina la sedimentación (Figura 16). Según la clasificación de Strahler (1964), esta cuenca es de 6^{to} orden.

El río Gualilán posee un diseño monocanal, con meandros encajados en su tramo inicial, posiblemente debido al control tectónico ejercido por el Sistema de Falla La Cantera, donde la pendiente es mayor, para finalizar en su curso inferior con un diseño multicanal trezado cerca de su desembocadura, donde la pendiente es mínima.

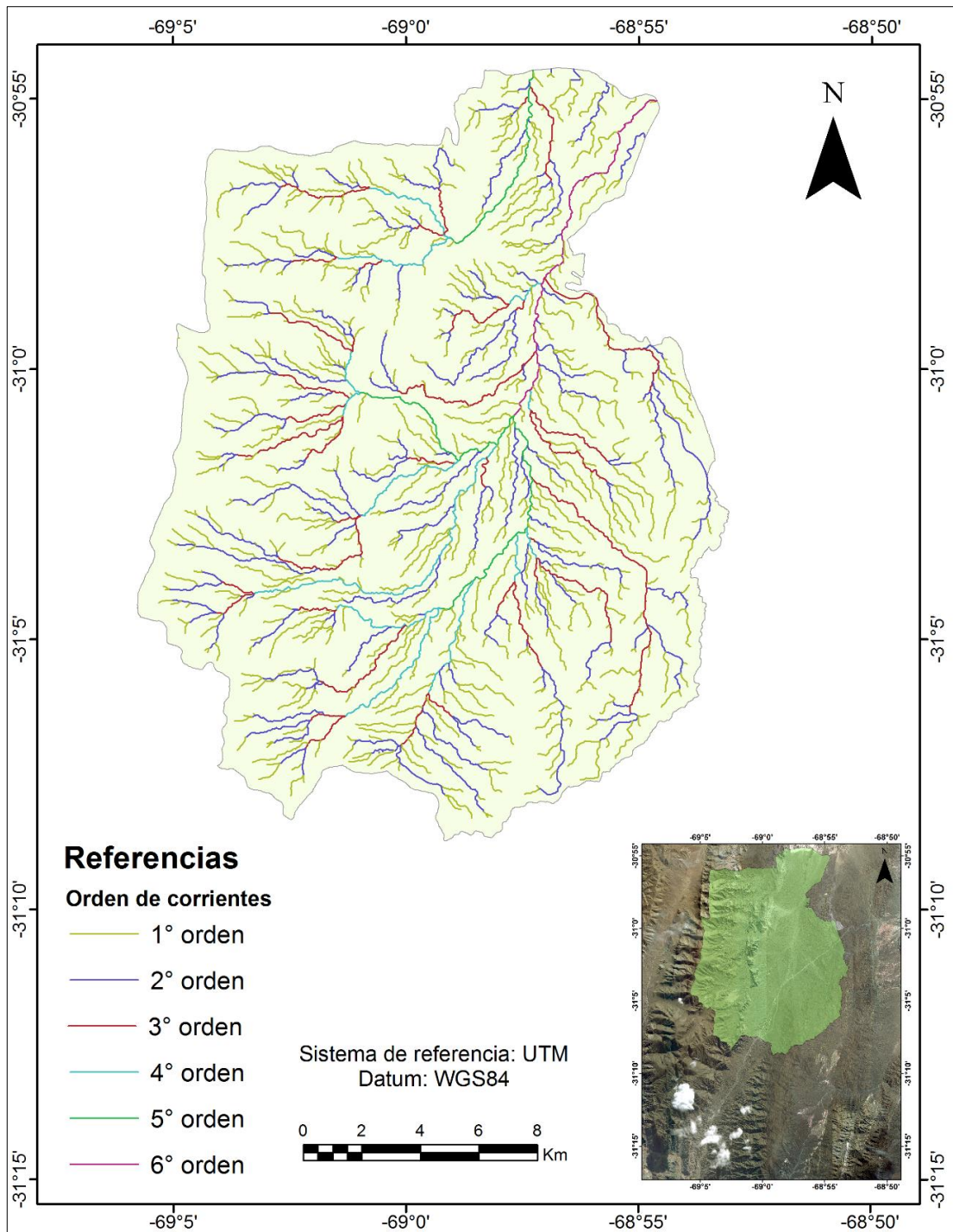


Figura 15. Diseño de la red de drenaje de la cuenca del río Gualilán, de 6^o orden según la clasificación de Strahler (1964).



Figura 16. Vista al noreste de la desembocadura del río Gualilán. En primer plano se aprecian grietas de desecación en los depósitos finos (limos y arcillas) típicos de playa lake.

La cuenca del río La Cantera (Figura 17), de 4^o orden, está bien integrada y posee un diseño subdendrítico con cierto control estructural en los tributarios provenientes de la sierra de La Cantera al interceptar el Sistema de Falla La Cantera, tal como lo señaló Millán (2010). Su longitud aproximada es de 20 km, con un azimut de 20°, ancho máximo de 11 km y mínimo de 3,5 km cerca de su desembocadura en el río San Juan. Su perfil longitudinal es marcadamente convexo, indicando su falta de equilibrio y su pendiente promedio es de 4.7%, con una máxima de 9% en sus tramos medio y distal. El diseño del cauce principal es monocanal, ligeramente sinuoso en sus cabeceras y multicanal (moderado) en su tramo final en cuya margen izquierda se han identificado cuatro niveles de terrazas, predominando actualmente la erosión (Figura 18).

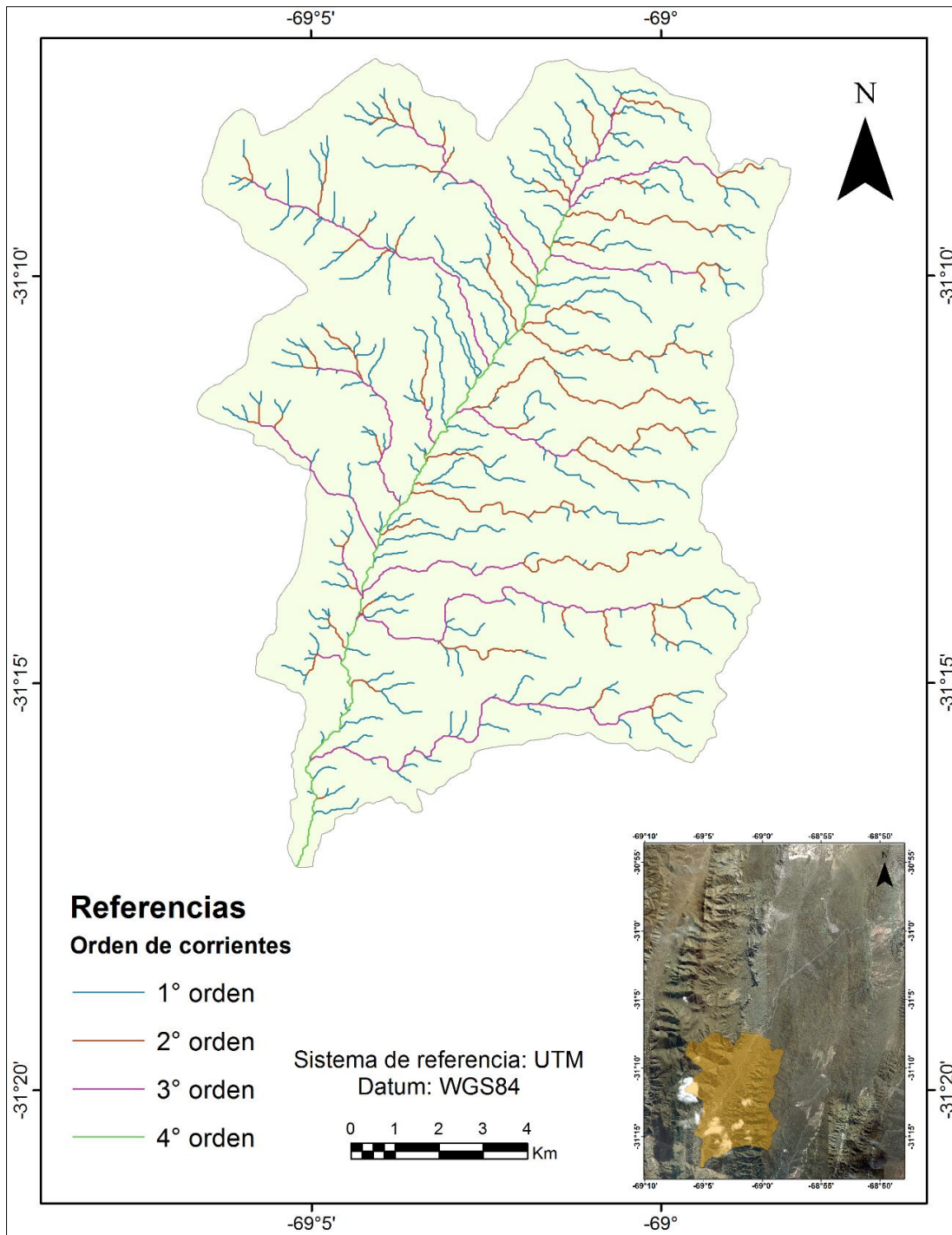


Figura 17. Diseño de la red de drenaje de la cuenca del río La Cantera de 4^o orden según la clasificación de Strahler (1964).

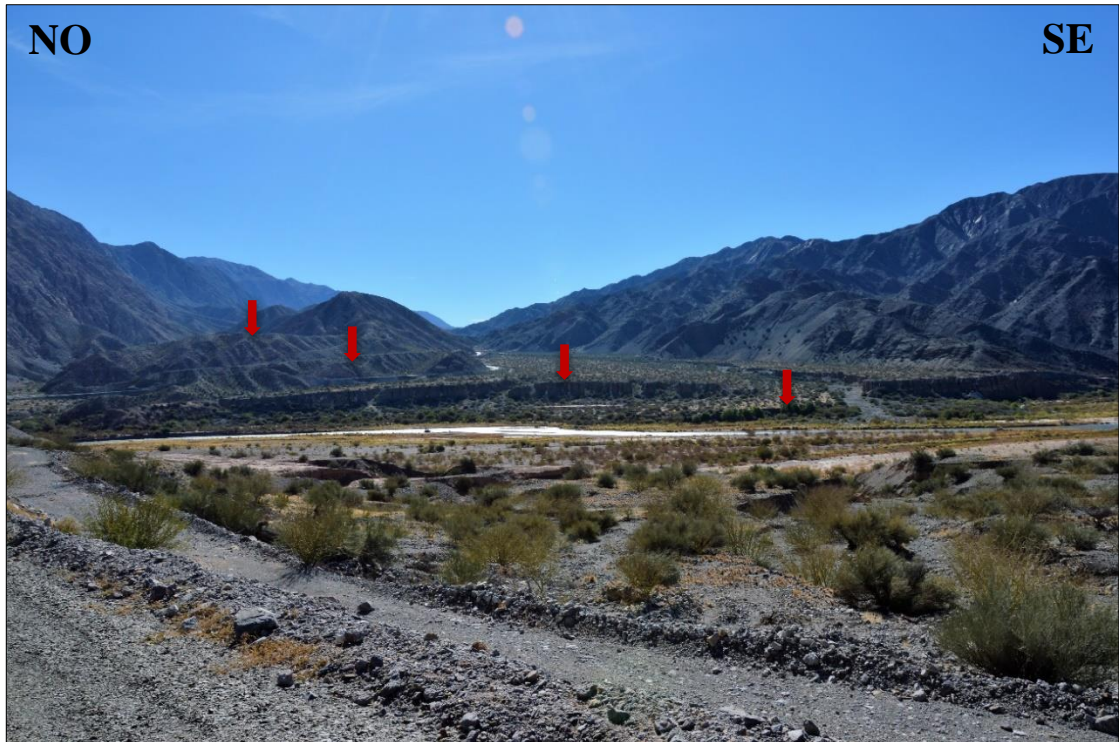


Figura 18. Vista al noreste de la desembocadura del río La Cantera en el río San Juan. Las flechas indican los niveles de terrazas identificados.

5.2 PERFIL LONGITUDINAL DE UN RÍO

Los perfiles longitudinales han sido ampliamente utilizados como indicadores de la evolución geomorfológica de una región (e.g. Duvall *et al.*, 2004; Goldrick y Bishop, 2007). Estos tienden hacia una forma cóncava que facilita el transporte del sedimento y la erosión del lecho fluvial (Hack, 1957) y han sido considerados durante mucho tiempo como un estado normal, de equilibrio dinámico, en la evolución del perfil del río (Snow y Slingerland, 1987; Whipple y Tucker, 1999; Whipple, 2001).

La evolución de un cauce y su incisión, que está controlada por las condiciones climáticas, litológicas y tectónicas, y por las fluctuaciones en el nivel de base, no siempre desarrolla una concavidad uniforme asociada con un estado de equilibrio dinámico. De hecho, algunos ríos no pueden alcanzar la concavidad y a lo largo del perfil longitudinal se encuentran tramos en desequilibrio con mucha pendiente, denominados convexidades, rupturas o *knickpoints* que reflejan una localizada incisión en el lecho (Gardner, 1983).

Es decir, el sistema fluvial responde a una perturbación, un forzamiento tectónico, a través de la generación aguas arriba de *knickpoints*, o cambios en la pendiente del perfil del río,

cuya forma y comportamiento depende de la naturaleza de la perturbación y de la mecánica de la incisión fluvial.

Por lo tanto, el estudio de los perfiles longitudinales de los ríos ofrece un camino prometedor para explorar la relación entre la incisión fluvial y la tectónica (Howard *et al.*, 1994; Hovius, 2000).

Como se mencionó anteriormente, el río Gualilán presenta un perfil longitudinal ligeramente cóncavo que estaría relacionado a un estado de equilibrio, principalmente en el tramo superior y medio, con una suave convexidad en su parte inferior, hacia el NNE de la cuenca (Figura 19). Es posible apreciar los quiebres de pendiente o *knickpoints* en el tramo superior de la cuenca, a la izquierda del perfil longitudinal.

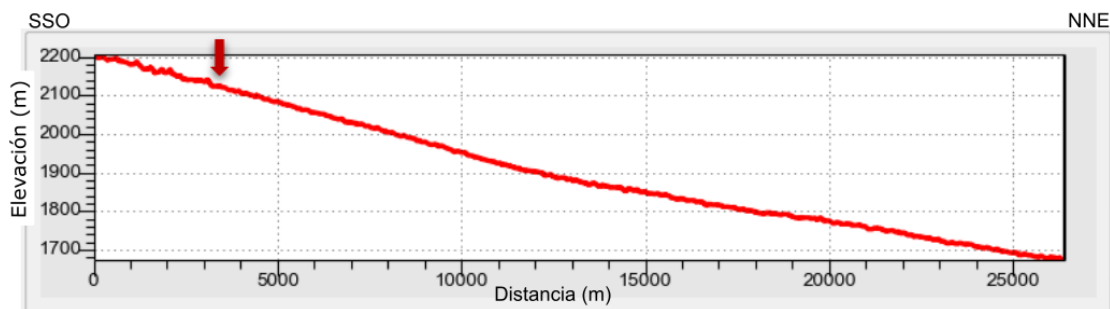


Figura 19. Perfil longitudinal del río Gualilán. La flecha indica el quiebre de pendiente o *knickpoint*.

Por el contrario, el perfil longitudinal del río La Cantera es notoriamente convexo a lo largo de todo el perfil (Figura 20). Este perfil convexo señalaría una tasa de levantamiento mayor que la capacidad de incisión del río (Whittaker *et al.*, 2007). Los quiebres de pendiente se aprecian principalmente en el tramo superior e inferior del río.

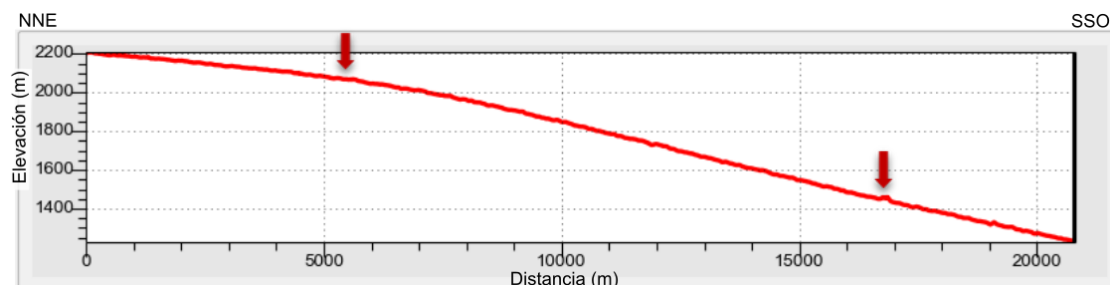


Figura 20. Perfil longitudinal del río La Cantera. Las flechas indican los *knickpoints* en el tramo superior e inferior del río.

CAPÍTULO 6 - ANÁLISIS DE LOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

Parámetros morfométricos básicos

Área de la cuenca de drenaje (A)

El área de una cuenca es probablemente la característica geomorfológica más importante para una caracterización fisiográfica. Este parámetro está definido como la proyección horizontal de toda el área de drenaje de un sistema de escorrentía dirigido directa o indirectamente a un mismo cauce natural. También se puede definir como el tamaño de la superficie de cada cuenca medida en km^2 . Se obtiene automáticamente a partir de la digitalización de las cuencas mediante el uso de un sistema de información geográfica (SIG).

El área de una cuenca en general, se encuentra relacionada con los procesos que en ella ocurren. También se ha comprobado que la relación del área con la longitud de la misma es proporcional y también que esta inversamente relacionada a aspectos como la densidad de drenaje y el relieve relativo.

La superficie de la cuenca del río Gualilán es de 370 km^2 por lo que puede ser clasificada según Villón (2002) como una cuenca grande ($>250 \text{ km}^2$). Por otro lado, la cuenca del río La Cantera posee 166 km^2 y es considerada una cuenca pequeña ($<250 \text{ km}^2$).

Longitud (L), perímetro (P) y ancho de la cuenca de drenaje (W)

La longitud, L, de la cuenca se define como la máxima distancia en línea recta dentro de la cuenca y es medida de forma paralela al cauce principal. La longitud de la cuenca del río Gualilán es $24,35 \text{ km}$ y la longitud de la cuenca del río de La Cantera es inferior, de $19,61 \text{ km}$.

El perímetro de la cuenca es un parámetro importante, pues en conexión con el área puede dar información sobre la forma de la cuenca. Usualmente este parámetro físico es simbolizado por la letra mayúscula P. La cuenca del río Gualilán posee un perímetro igual a $98,8 \text{ km}$ mientras que el perímetro de la cuenca del río La Cantera es menor, de $68,6 \text{ km}$.

El ancho medio se define como la relación entre el área (A) y la longitud de la cuenca (L) y se designa por la letra W (Villón, 2002):

$$w = \frac{A}{L}$$

Por lo tanto, el ancho medio de la cuenca del río Gualilán es 15,2 km y el de la cuenca del río La Cantera es notablemente inferior, de 8,43 km.

Parámetros de forma

Factor de forma (Ff)

Es uno de los índices más utilizados para medir la forma de la cuenca. Fue definido por Horton (1932) y viene expresado por:

$$Ff = \frac{A}{L^2}$$

El factor de forma (adimensional) obtenido para la cuenca del río Gualilán es aproximadamente 0,62; valor que revela que se trata de una cuenca ensanchada. El factor de forma de la cuenca del río La Cantera es 0,43 por lo tanto es ni alargada ni ensanchada según la clasificación de Pérez (1979) (Tabla 1).

Factor de forma (valores aproximados)	Forma de la cuenca
<0.22	Muy alargada
0.22 a 0.30	Alargada
0.30 a 0.37	Ligeramente alargada
0.37 a 0.45	Ni alargada ni ensanchada
0.45 a 0.60	Ligeramente ensanchada
0.60 a 0.80	Ensanchada
0.80 a 1.20	Muy ensanchada
>1.20	Rodeando el desagüe

Tabla 1. Clasificación de la cuenca según el factor de forma (Pérez, 1979)

Relación de elongación (Re)

Esta variable fue introducida por Schumm (1956) y relaciona el diámetro del círculo asociado con la longitud de la cuenca. Se determina a partir de la siguiente ecuación:

$$Re = \frac{\sqrt{4A/\pi}}{L}$$

Los valores de Re inferiores a 1, implican formas alargadas, y cuanto menor sea Re más alargada será la forma de la cuenca. Para el caso de la cuenca del río Gualilán, la relación de elongación es igual a 0,89 mientras que para la cuenca del río La Cantera, el valor obtenido fue 0,74.

Coefficiente de compacidad o de Gravelius (Kc)

Este coeficiente, designado por Kc y propuesto por Gravelius, compara la forma de la cuenca con la de una circunferencia, cuyo círculo inscrito tiene la misma área de la cuenca en estudio. Kc se define como la razón entre el perímetro de la cuenca y el perímetro de la circunferencia (Monsalve, 2000). La ecuación de este coeficiente corresponde a:

$$Kc = 0,28 \times \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Este valor adimensional, independiente del área estudiada, tiene por definición un valor de 1 para cuencas imaginarias de forma exactamente circular. Los valores de Kc nunca serán inferiores a 1. El grado de aproximación de este índice a la unidad indicará la tendencia a concentrar fuertes volúmenes de aguas de escurrimiento, siendo más acentuado cuando más cercano sea a la unidad, lo cual quiere decir que entre más bajo sea Kc mayor será la concentración de agua. Por contrapartida, cuando Kc se aleja más del valor unidad significa un mayor alargamiento en la forma de la cuenca.

Los valores obtenidos en el área de estudio fueron 1,45 para la cuenca del río Gualilán y 1,50 para la cuenca del río La Cantera. Por lo tanto, en la cuenca del río Gualilán será mayor la concentración de agua que en la cuenca del río La Cantera debido a que esta última es más alargada.

Parámetros relativos al relieve

Pendiente de la cuenca hidrográfica y pendiente del cauce principal

La pendiente de una cuenca es un parámetro fundamental en el estudio de todas las cuencas hidrográficas, tiene una relación importante y compleja con la infiltración del suelo, y la contribución del agua subterránea a la escorrentía. Es uno de los factores que controla el tiempo de escurrimiento y concentración de la lluvia en los canales de drenaje, y tiene una importancia directa en relación a las crecidas.

En la medida en que los valores de ambos parámetros (pendiente de la cuenca y del cauce principal) se incrementan, mayor será la posibilidad de generar crecidas, ya que la capacidad de arrastre de sedimentos y la velocidad de caudal en caso de tormenta se incrementa en aquellas cuencas que presentan valores altos de pendientes. Caso contrario ocurre cuando la pendiente media del cauce principal y la pendiente media de la cuenca presentan valores bajos, los cuales contribuyen a que los picos de crecida sean menos violentos.

La pendiente media obtenida para la cuenca del río Gualilán es 12,4% (Figura 21), por lo tanto se deduce que se trata de un terreno accidentado que presenta un río principal de pendiente igual a 1,8%. Por otro lado, la cuenca del río La Cantera presenta una pendiente media mayor que la anterior, con un valor de 20,55% (Figura 22), lo que evidencia un terreno fuertemente accidentado. En esta última cuenca, el río principal posee una pendiente de 4,7%.

En ambas cuencas estudiadas los mayores valores de pendiente corresponden al relieve montañoso mientras que los más bajos, representan las regiones deprimidas (valle del río Gualilán y valle del río La Cantera).

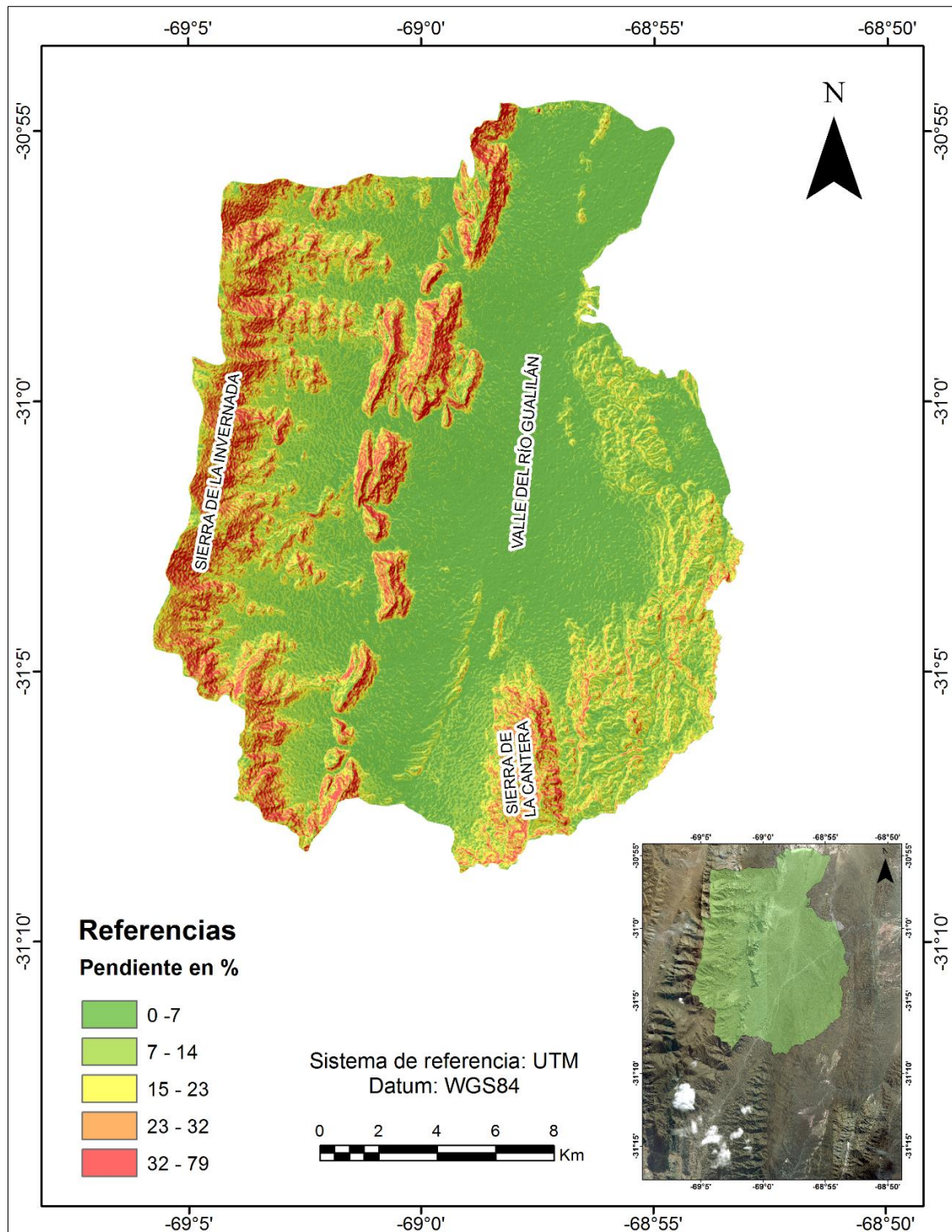


Figura 21. Pendiente en % de la cuenca del río Gualilán. Los mayores valores de pendiente están relacionados al relieve montañoso, siendo mínimos en la región deprimida.

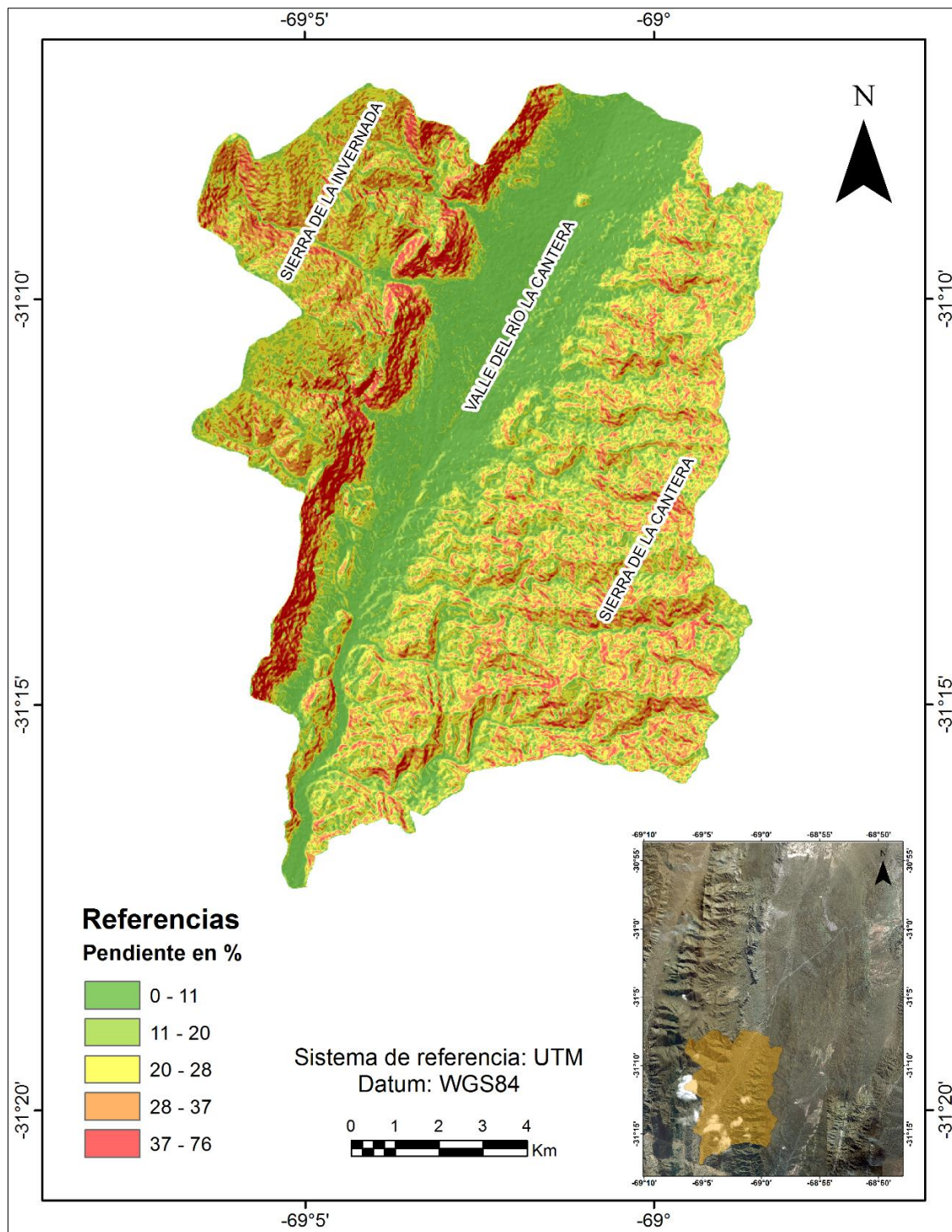


Figura 22. Pendiente en % de la cuenca del río La Cantera. De igual manera que en la cuenca del río Gualilán, los mayores valores de pendiente pertenecen al relieve montañoso.

Parámetros relativos al drenaje

Densidad de drenaje

Horton (1945) definió la densidad de drenaje de una cuenca como el cociente entre la longitud total de los cauces (Ltc) que conforman el sistema fluvial de la cuenca, expresados en kilómetros, y el área total de la cuenca (A) expresada en kilómetros cuadrados:

$$Dd = \frac{Ltc}{A}$$

Debiéndose interpretar el resultado como el número de cauces existentes por km².

La densidad de drenaje expresa las características geocológicas del territorio de la cuenca. Los factores que controlan la densidad de drenaje son:

- Litología del sustrato.
- Permeabilidad del suelo y capacidad de infiltración.
- Cobertura vegetal y tipo de la misma

La cuenca del río Gualilán presenta una densidad de drenaje igual a 2,39 km/km² y se clasifica como alta. La densidad de drenaje de la cuenca del río La Cantera es 1,87 km/km², por lo tanto es clasificada como moderada.

Curva hipsométrica

La curva hipsométrica (Strahler, 1964) permite conocer la distribución de masa en la cuenca desde arriba hacia abajo. Se obtiene colocando en las ordenadas los valores correspondientes a las diferentes alturas de la cuenca referidos a la máxima de la misma y, en las abscisas, los valores de área que se encuentran por encima de las alturas correspondientes, referidas al área total de la cuenca. De esta forma se utilizan valores relativos (porcentuales), lo que hace posible comparar curvas de diferentes cuencas, prescindiendo de las dimensiones absolutas (Racca, 2007).

Con la curva hipsométrica se determina el estado del relieve a partir del análisis individual de los drenajes y sus cuencas: Joven, Maduro o Viejo. El estado juvenil aparecerá representado por una curva cóncava hacia abajo con un área mayor bajo la curva respecto

a la madura. Si el estado de la cuenca es senil o viejo la concavidad será hacia arriba y tendrá una menor área bajo la curva. El estado maduro se representa por una curva intermedia entre las dos anteriores.

La siguiente ilustración (Figura 23) muestra tres curvas hipsométricas correspondientes a cuencas que tienen potenciales evolutivos distintos.

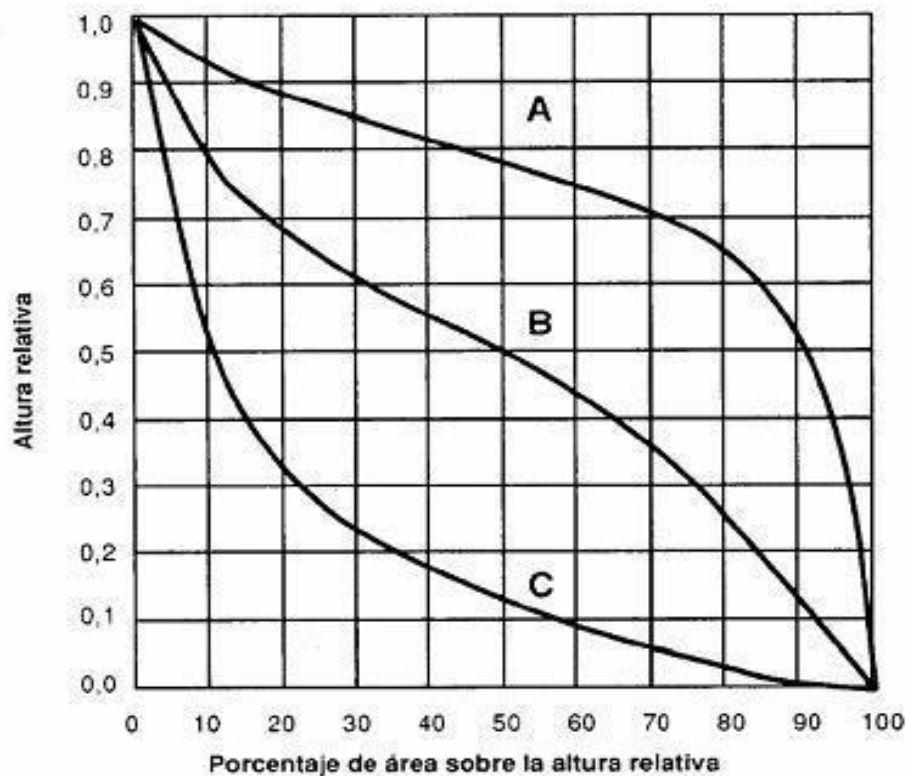


Figura 23. Curvas hipsométricas características del ciclo de erosión (Strahler, 1964)

La curva superior (A) refleja una cuenca con un gran potencial erosivo; la curva intermedia (B) es característica de una cuenca en equilibrio; y la curva inferior (C) es típica de una cuenca sedimentaria. Quedarían, así, representadas distintas fases de la vida de los ríos:

- Curva A: fase de juventud
- Curva B: fase de madurez
- Curva C: fase de vejez

Scheidegger (1987) rechazó esta clasificación aduciendo que el levantamiento (*uplifting*) tectónico es un proceso continuo y que, a lo largo de la historia de la cuenca, hay una tendencia a equilibrar las fuerzas antagónicas de construcción tectónica y degradación

por erosión u otros mecanismos. Si un paisaje muestra un carácter permanente, estos dos procesos opuestos están en equilibrio dinámico. El autor entonces atribuyó las diversas formas de la curva hipsométrica a los niveles de actividad de los procesos citados. Así, la curva A corresponde con una alta actividad, la curva B con una actividad media y la curva C con una actividad baja. El nivel de actividad no tiene por qué estar relacionado con la edad de la cuenca.

En cuanto a las curvas hipsométricas construidas para las cuencas en el área de estudio, se deduce que la cuenca del río Gualilán correspondería a la curva C del diagrama de Strahler (1964), (Figura 24), encontrándose en una posible fase de vejez o con baja actividad tectónica.

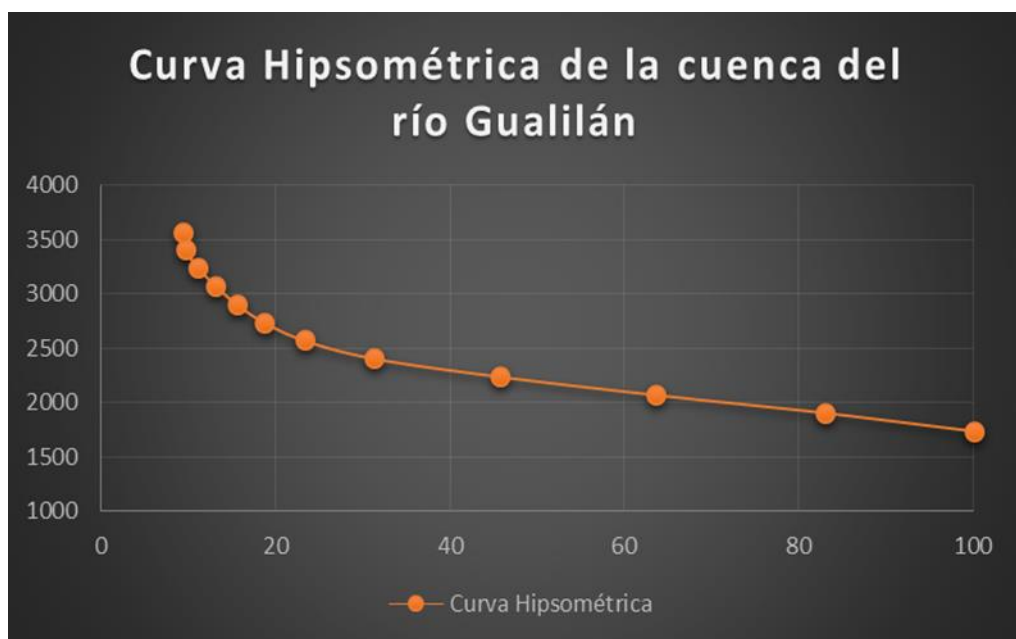


Figura 24. Curva hipsométrica de la cuenca del río Gualilán correspondiente a la curva C del ciclo de erosión de Strahler (1964).

Por otro lado, la cuenca del río La Cantera se puede asignar a un estadio medio entre una curva de tipo A y una curva de tipo B, presentando una actividad mayor (Figura 25).

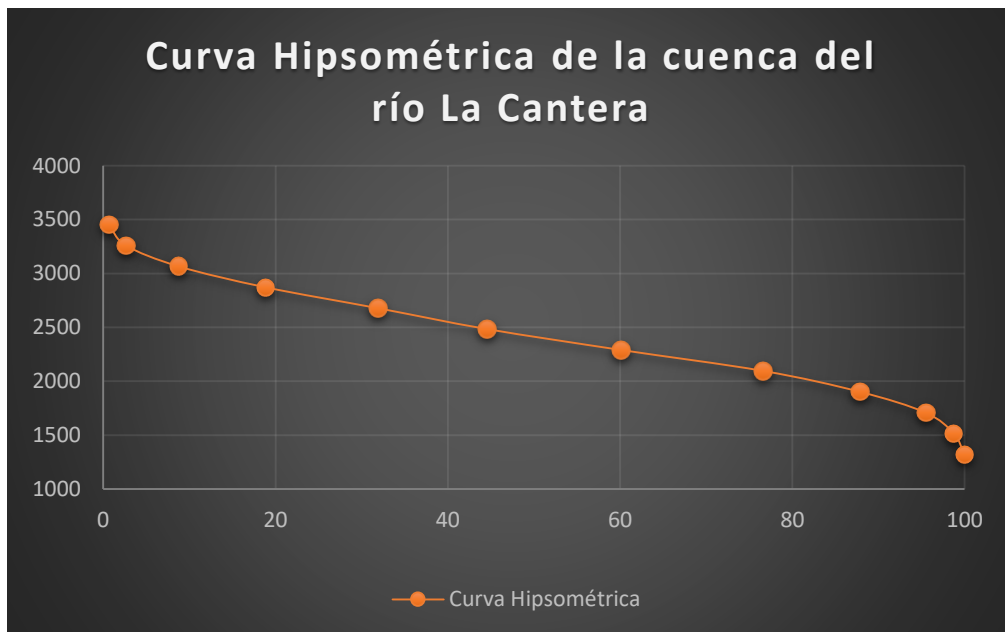


Figura 25. Curva hipsométrica de la cuenca del río La Cantera comprendida entre una curva A y B y que representa mayor actividad.

Número de Rugosidad de Melton (MRN)

La razón de Melton fue definida por Melton (1957) como el cociente entre el relieve y la raíz cuadrada del área de la subcuenca. Bovis y Jakob (1999) señalaron a la razón de Melton como una aproximación al valor de rugosidad de una subcuenca, esta rugosidad actúa como un sustituto de la inestabilidad de las subcuencas, enfatizando que cuencas altamente disectadas son más propensas a generar flujos de detritos durante eventos climáticos extremos. Además esta razón ha sido utilizada por autores como Jackson *et al.* (1987) para diferenciar subcuencas cuya rugosidad las hacen propensas a generar flujos de detritos en vez de flujos con bajo contenido de material detrítico.

El valor medio del número de rugosidad de Melton obtenido mediante el uso del software SAGA GIS para la cuenca del río Gualilán es 2,45 (Figura 26) y el de la cuenca del río La Cantera es 4,07 (Figura 27). Lo cual indica que ante la presencia de precipitaciones torrenciales, ambas cuencas son susceptibles a la ocurrencia de procesos de flujos de detritos. En los dos casos, los máximos valores corresponden a las laderas de los cordones montañosos que limitan ambas cuencas (principalmente en la sierra de La Invernada).

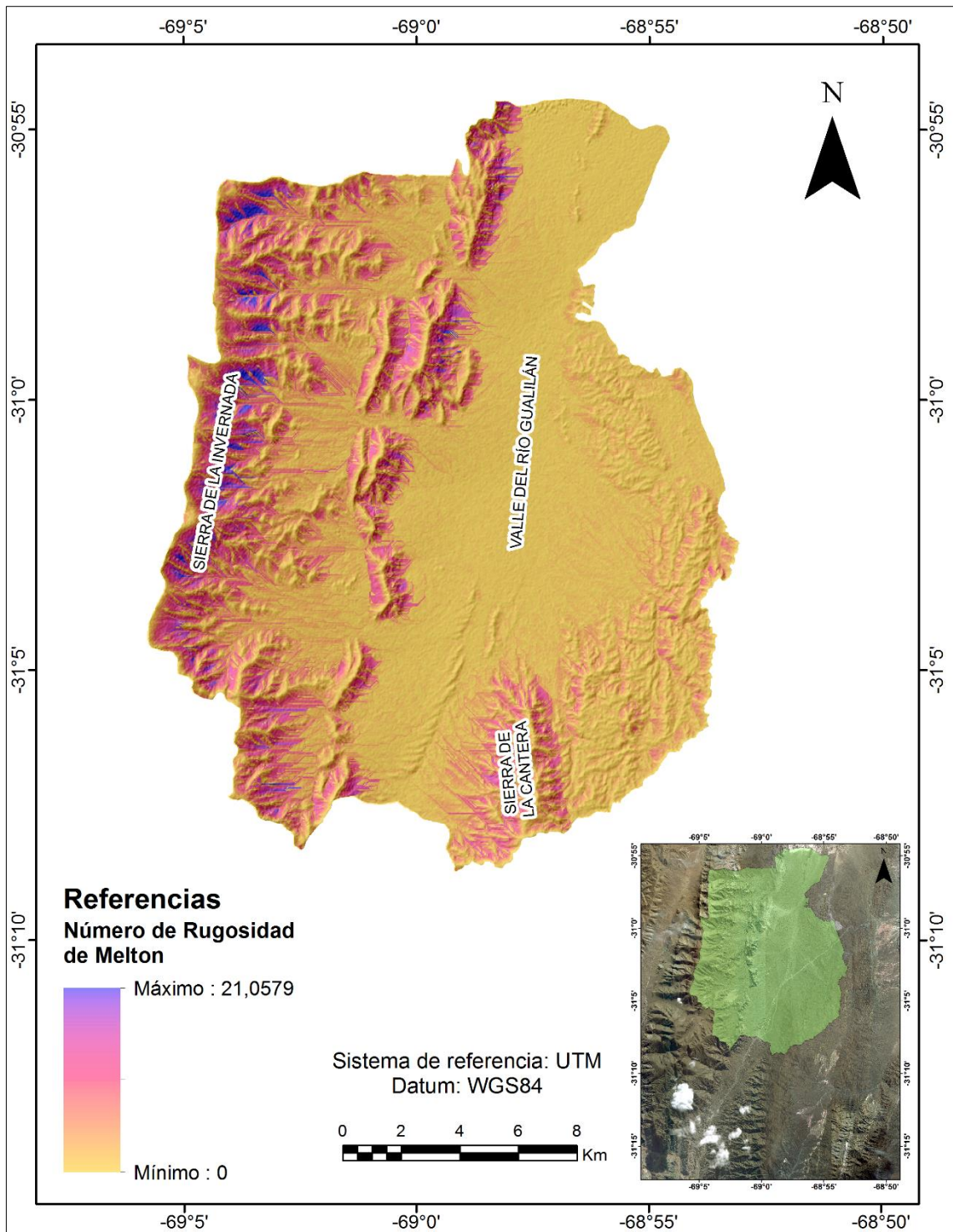


Figura 26. Número de Rugosidad de Melton para la cuenca del río Gualilán. Los valores más altos están asociados a las laderas de los cordones montañosos.

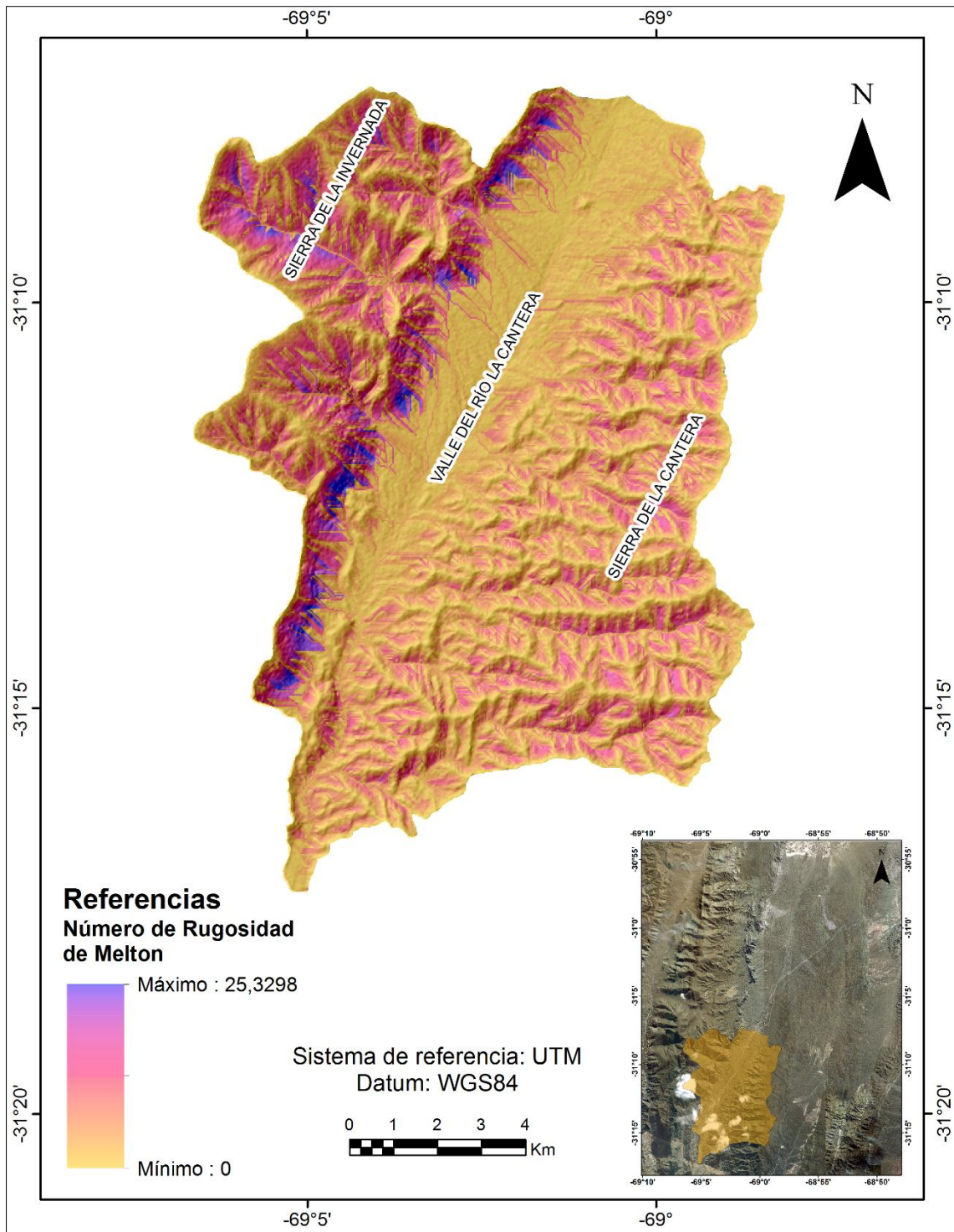


Figura 27. Número de Rugosidad de Melton para la cuenca del río La Cantera. Se observa claramente que los mayores valores de este número están asociados a la sierra de La Invernada.

Índice de la potencia de la corriente (Stream Power Index)

El índice de potencia de la corriente puede usarse para describir la erosión potencial del flujo en el punto dado de la superficie topográfica. A medida que aumentan las áreas de captación y el gradiente de pendiente, aumenta la cantidad de agua que es contribuida por las áreas ascendentes y la velocidad del flujo de agua, por lo que aumenta el riesgo de erosión y el índice de potencia de la corriente.

El índice medio de la potencia de la corriente obtenido para la cuenca del río Gualilán, utilizando el software SAGA GIS es de 235,45 (Figura 28), siendo éste menor que el obtenido para la cuenca del río La Cantera que es de 454,9 (Figura 29). Es importante destacar que el río principal de la cuenca de Gualilán posee un índice de potencia bajo (no se aprecia el cauce principal en la Figura 28) mientras que el río La Cantera tiene un índice mayor como puede observarse en la Figura 29, donde claramente se aprecia este río y sus principales tributarios con un color marrón más oscuro.

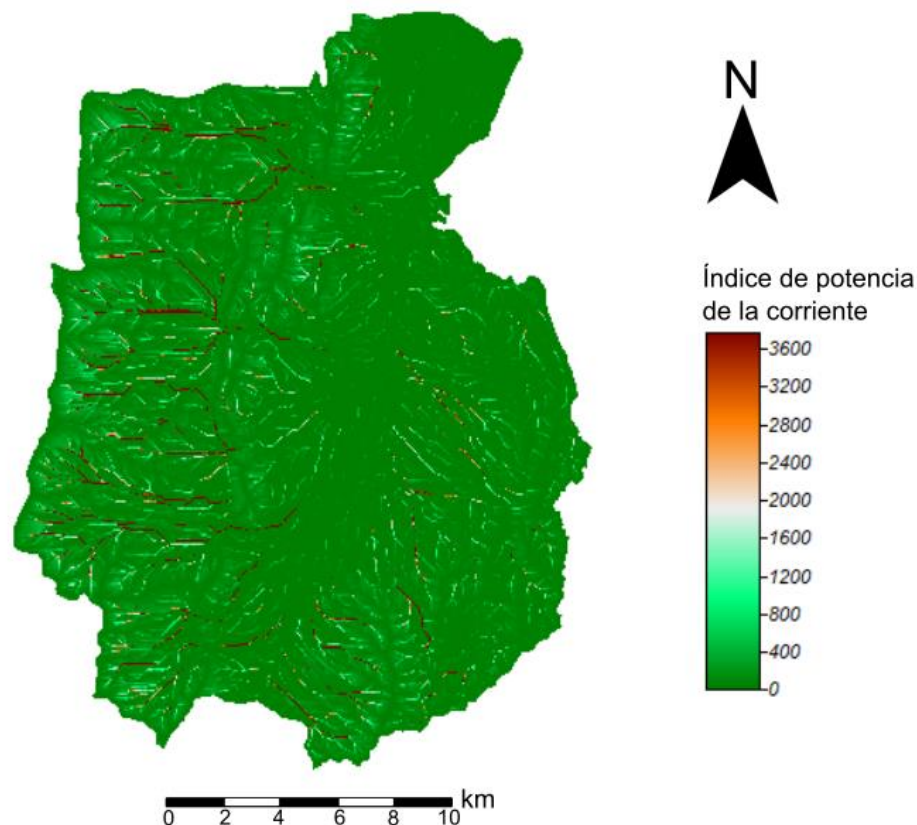


Figura 28. Índice de la potencia de la corriente para la cuenca del río Gualilán.

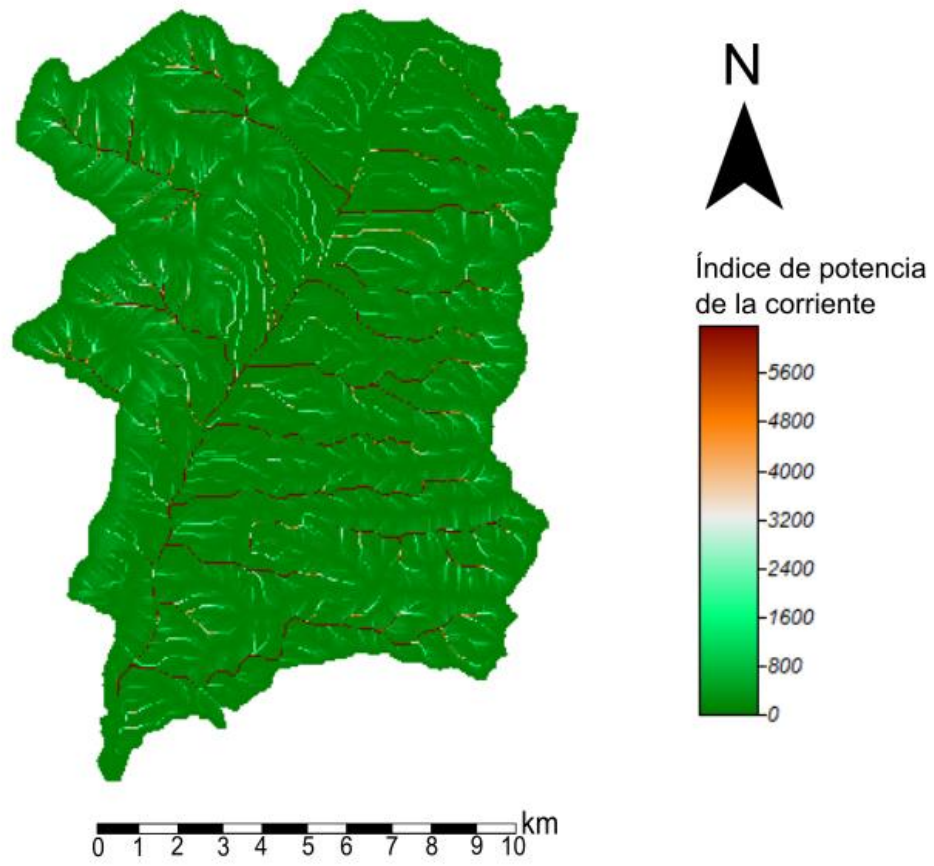


Figura 29. Índice de la potencia de la corriente para la cuenca del río La Cantera.

CAPÍTULO 7 - ANÁLISIS DE LOS ÍNDICES MORFOTECTÓNICOS

Sinuosidad del frente montañoso (J)

Definido como el índice que refleja el balance entre los procesos erosivos que tienden a formar abanicos o flujos sobre un frente montañoso, y los procesos tectónicos que tienden a formar frentes de montaña rectos coincidentes con bordes de falla activos (Keller y Pinter, 2002).

El valor numérico se obtiene por medio de la relación entre la longitud de la línea que sigue la topografía L_j y la longitud de la línea recta que une los dos extremos del frente montañoso L_s (Bull, 2007), por lo tanto:

$$J = \frac{L_j}{L_s}$$

Comúnmente este valor es menor de 3 y alcanza un mínimo de 1. Así, mientras más cercano esté J de 1, más expresión morfológica tendrá, puesto que será más recto y definido, indicando que los procesos tectónicos predominan sobre los erosivos.

La cuenca del río Gualilán presenta un índice de sinuosidad de frente montañoso para la sierra de La Invernada elevado, con un valor de 2,45, mientras que el índice J en la cuenca del río La Cantera para la misma sierra es igual a 1,17 indicando un frente montañoso rectilíneo (Figura 30).

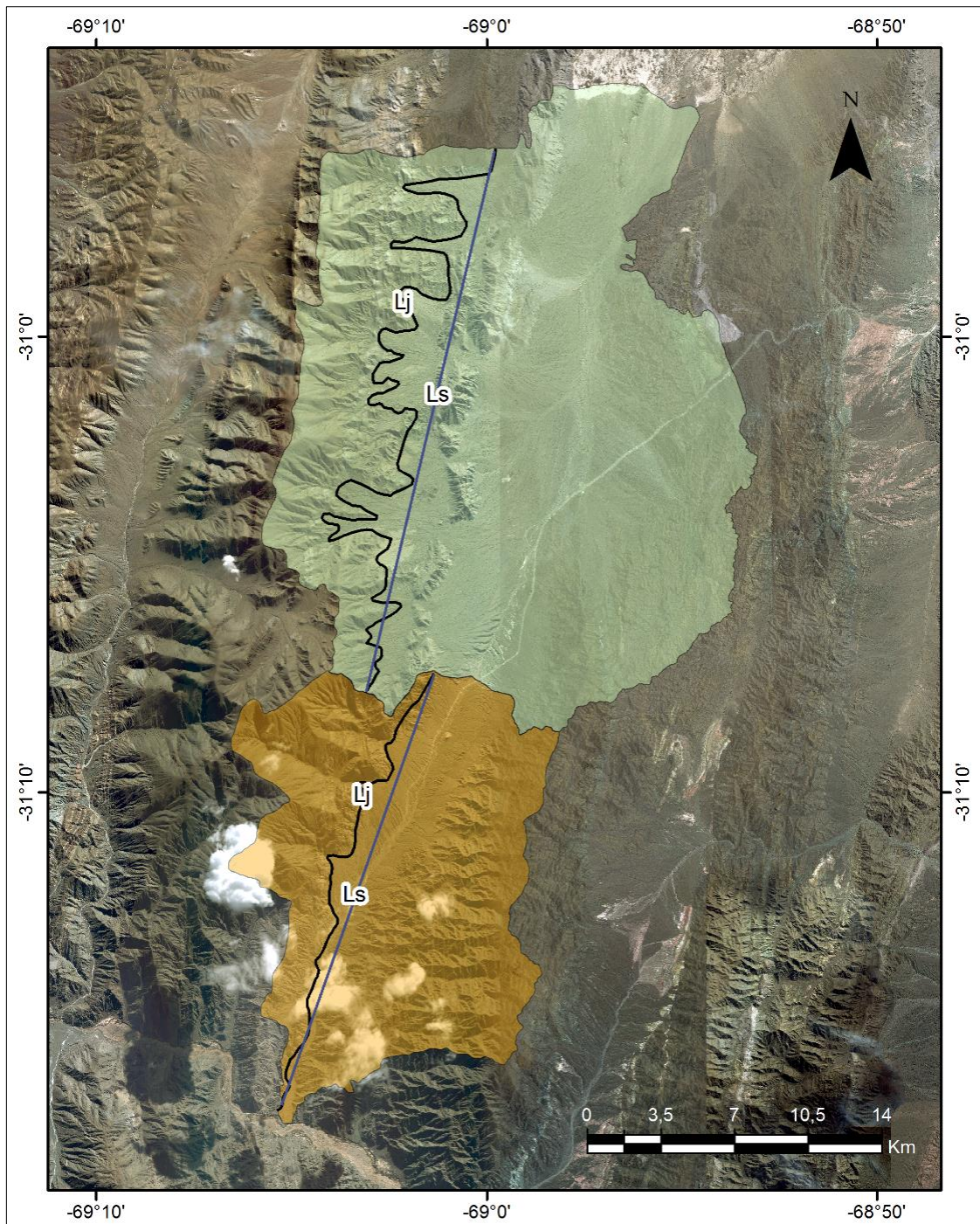


Figura 30. Sinuosidad del frente montañoso (J) para cada cuenca en estudio. Con negro la línea que sigue la topografía (Lj) y con azul la línea recta (Ls).

Índice de asimetría de la cuenca (AF)

Cuando sobre una cuenca de drenaje incide una deformación tectónica, el patrón o entramado de cauces que la caracterizan se verá afectado en mayor o menor medida según sea la intensidad de la deformación y la capacidad que posea la cuenca para absorberla: existencia o ausencia de directrices preferentes capaces de acomodar deformación,

existencia o ausencia de litologías plásticas capaces de absorber o amplificar la deformación, etc.

El índice de asimetría de la cuenca intenta cuantificar este comportamiento, sintetizable en la ausencia o existencia de basculamientos a escala de la cuenca de drenaje, mediante una relación porcentual sencilla entre las áreas ocupadas por las dos márgenes de un río. Así, la fórmula que permite tal relación adimensional es la siguiente:

$$AFD = \frac{AD}{AT} \times 100$$

Donde AFD es el valor del índice (porcentaje) calculado para la margen derecha del río aguas abajo del drenaje, AD es el área correspondiente a la margen derecha, y AT el área total de la cuenca de drenaje.

Cuanto más se aproxime éste al 50%, menor será la influencia de la actividad tectónica; cuanto más se diferencie del 50%, mayor influencia tuvo o tiene la incidencia de una actividad deformacional: es decir, una mayor intensidad de basculamiento. Lógicamente, pueden existir condicionantes geológicos diversos (estructuras de plegamiento, litologías con una resistencia a la erosión diferente, etc.) que obliguen a un entramado fluvial determinado que supongan valores de AF alejados del 50% y que no esté para nada relacionado con basculamientos debidos a la incidencia de una deformación tectónica (Rincón y Vegas, 2000).

Para el caso de la cuenca del río Gualilán, el valor del índice de asimetría obtenido es 35%, mientras que para la cuenca del río La Cantera el valor es 41% (Figura 31).

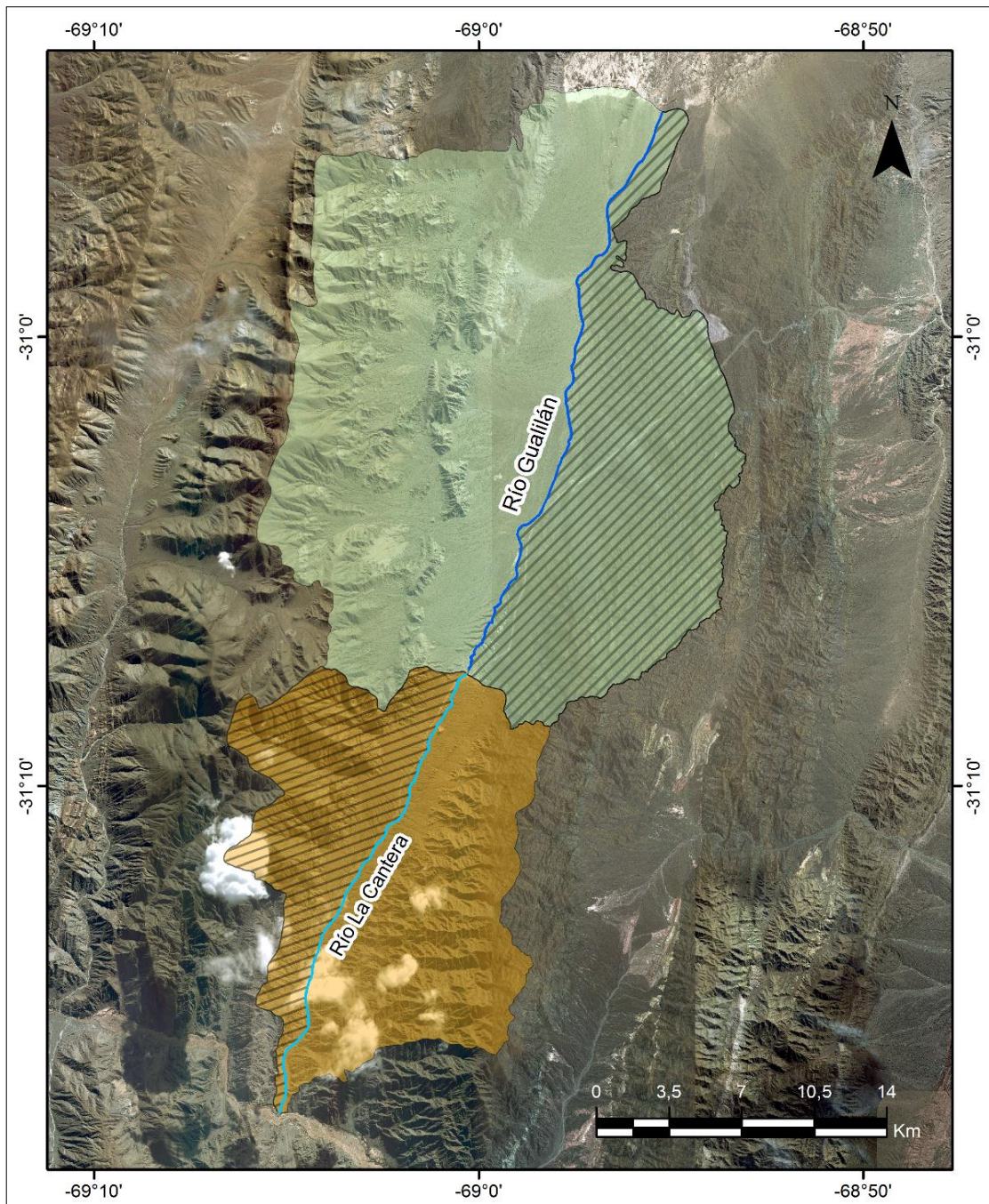


Figura 31. Índice de asimetría (AFD) calculado para la margen derecha de cada cuenca. Las líneas diagonales indican el área derecha aguas abajo del drenaje (AD).

Índice de gradiente de corriente (SL)

Los ríos que no son perturbados tectónicamente suelen desarrollar un perfil longitudinal cóncavo de cambio suave. Las desviaciones del gradiente del río a partir de esta forma lisa ideal pueden reflejar variaciones en la litología o en la tasa de elevación de la roca del lecho del río. Se predice que los ríos tectónicamente perturbados se acercan rápidamente a un perfil gradual una vez que cesa la perturbación (Snow y Slingerland,

1987). Así, las perturbaciones en los perfiles de los ríos, especialmente cuando no están correlacionadas con los contrastes litológicos, pueden interpretarse como respuestas al tectonismo activo.

Una manera de cuantificar las perturbaciones en los perfiles longitudinales se basa en definir los cambios en el índice de gradiente de la corriente a lo largo del curso del río.

Hack (1973) demostró que en ríos "ajustados", como los encontrados en los Apalaches, el poder de la corriente era casi constante a lo largo del curso del río. Mientras que la descarga es imposible de determinar sin mediciones en campo, muchos estudios han demostrado que existen relaciones predecibles entre la descarga, la zona de captación y la longitud del río (Leopold y Maddock, 1953).

Hack (1973) definió un índice de gradiente de corriente que se calcula mediante la ecuación:

$$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} \times L$$

Donde ΔH es la diferencia de altitud entre dos puntos del curso de agua, ΔL es la longitud de este tramo y L es la longitud total del canal, y que por lo tanto sirve como un indicador general de la potencia de corriente disponible. En una cuenca homogénea, el índice de gradiente de corriente de una corriente graduada permanecerá aproximadamente constante a lo largo de su longitud. Las variaciones en el índice de gradiente de corriente a lo largo de un río típicamente reflejan cambios que son atribuibles a controles litológicos (por ejemplo, rocas más resistentes que causan gradientes más pronunciados) o controles tectónicos (zonas de levantamiento diferencial o subsidencia).

Para una corriente gradual, un diagrama semi-logarítmico del perfil longitudinal dará una línea casi recta.

Comparando los perfiles de Hack obtenidos para cada cuenca, queda en evidencia que la cuenca del río La Cantera (Figura 32) presenta mayores variaciones en el índice de gradiente de la corriente a lo largo del curso principal. En cambio, la cuenca del río Gualilán (Figura 33) parece ser un poco más homogénea.

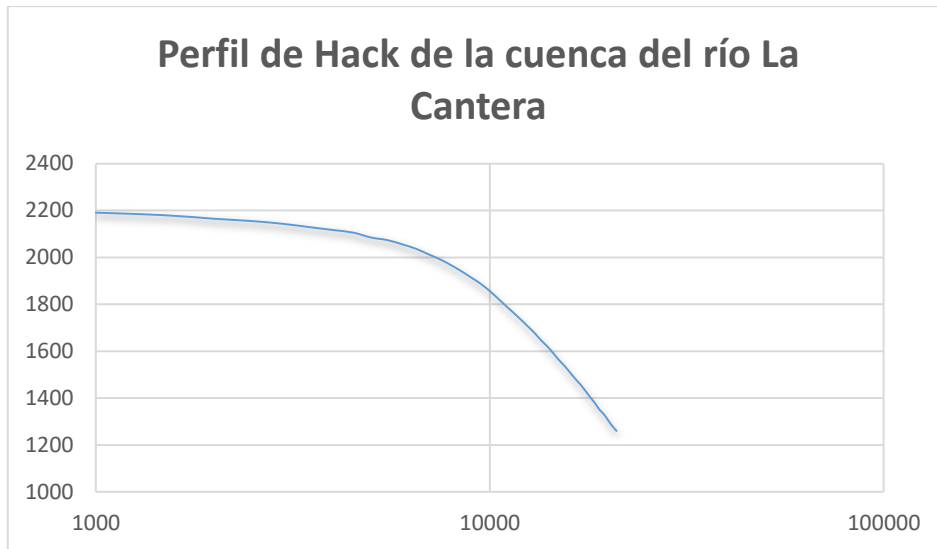


Figura 32. Perfil de Hack de la cuenca del río La Cantera que representa las grandes variaciones en el índice de gradiente de la corriente.

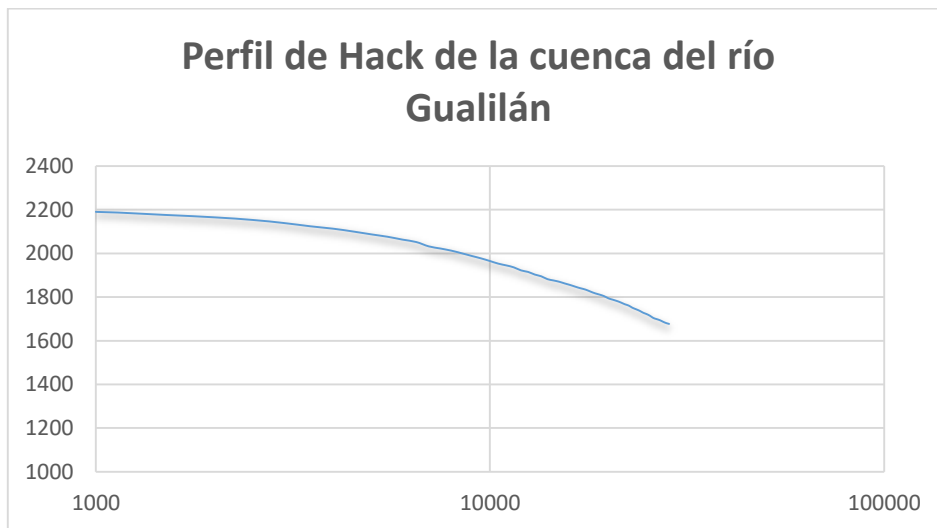


Figura 33. Perfil de Hack de la cuenca del río Gualilán. Existen variaciones en el índice de gradiente de la corriente pero parece ser más homogénea.

Perfiles en franja (Swath Profiles)

Según Scotti *et al.* (2014) a escala regional las características topográficas se pueden enfocar en una variación espacial de elevaciones mínimas, promedio y máximas. La máxima topografía es representada por una superficie conocida como la envolvente que conecta los picos y muestra una topografía sin incisión. La topografía mínima es descrita como una sub-envolvente que corresponde a las elevaciones del fondo de los valles, y el promedio de la topografía tiende a representar el patrón general del paisaje a escala regional.

El relieve local es calculado entre la sustracción de la topografía máxima y mínima y cuantifica la incisión fluvial en un área dada, en paisajes tectónicamente activos regiones con valores anómalamente altos del relieve local comúnmente coinciden con regiones de incisión por corrientes activas en respuesta a un levantamiento de roca (Molin *et al.*, 2004). La variación del relieve local en un área donde el clima es casi constante indica que los ríos responden a diferentes impulsos tectónicos (Scotti *et al.*, 2014).

Los perfiles en franja o *swath profiles* de las cuencas estudiadas, fueron realizados mediante el software SAGA GIS para los ríos principales utilizando un ancho de franja de 1 km.

Al analizar el perfil obtenido a lo largo del río Gualilán (Figura 34), se deduce que no hay grandes variaciones en el relieve local, producto de que la topografía máxima y la topografía mínima poseen valores similares. Por lo tanto las líneas se mantienen prácticamente juntas. Sólo en la zona de la cabecera del río (como lo indican las flechas en la figura de la izquierda y en el perfil), se hace más evidente una variación, debido a que se separan los valores de Z máximo y Z mínimo. Esto indicaría una mayor incisión en este sector, con respecto al resto del cauce. Como se mostró anteriormente, el perfil longitudinal del río es ligeramente cóncavo, representado un estadio de equilibrio.

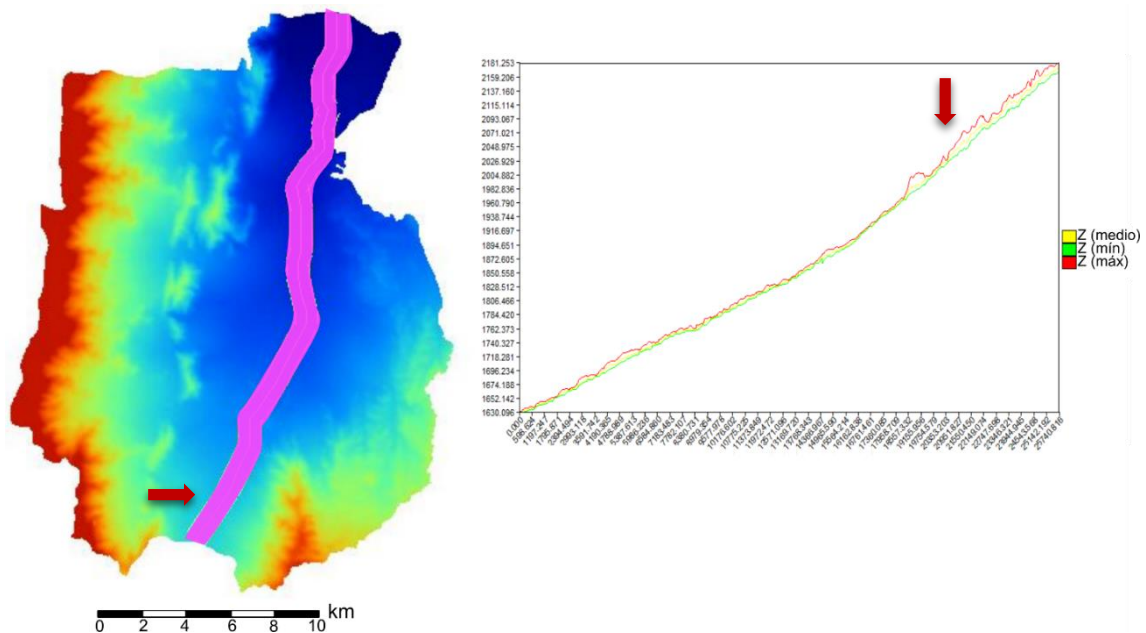


Figura 34. A la izquierda, con fucsia se indica el ancho de franja utilizado (1km). A la derecha, perfil de franja o *swath profile* obtenido a lo largo del río Gualilán (río principal). Las flechas señalan el sector con mayor incisión.

Por otro lado, el perfil de franja del río La Cantera (Figura 35), notoriamente convexo, demostró que la incisión fluvial es bastante mayor que la del río Gualilán a lo largo de todo el curso, principalmente en su cabecera y haciéndose todavía mayor en la desembocadura del río, tal como lo señalan las flechas ubicadas a la izquierda del perfil y en la desembocadura del río.

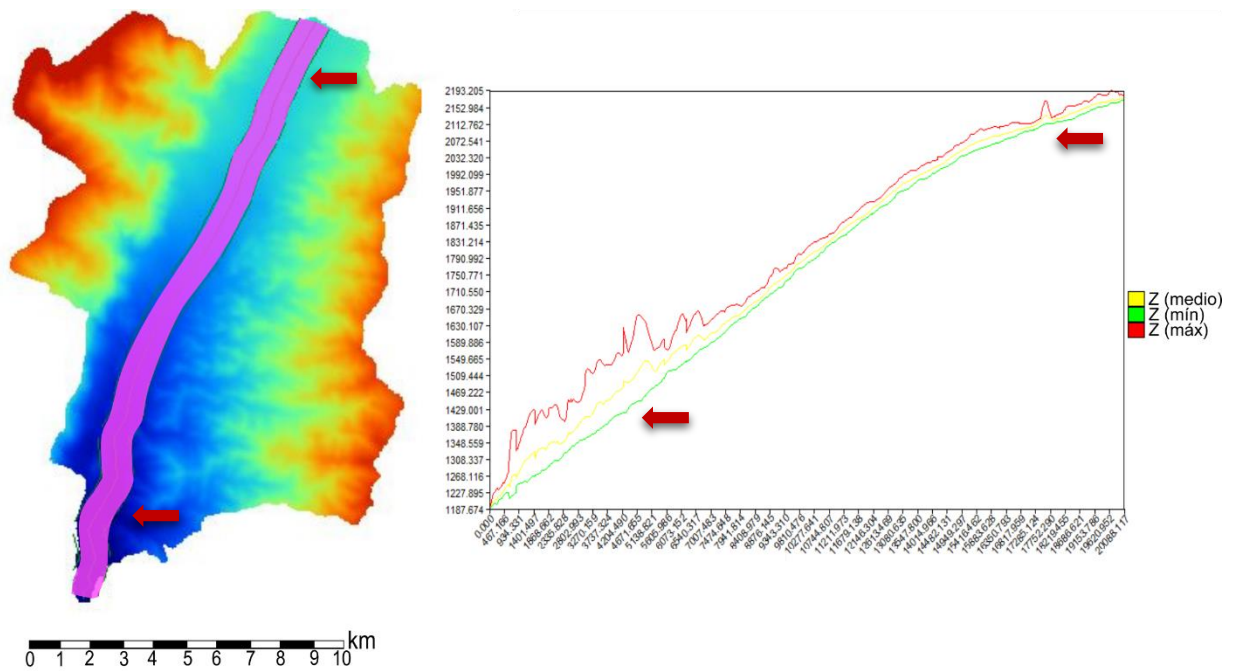


Figura 35. A la izquierda, con fucsia se indica el ancho de franja utilizado (1km). A la derecha, perfil de franja o swath profile obtenido a lo largo del río La Cantera (río principal). Las flechas señalan el sector con mayor incisión.

CAPÍTULO 8 - PROCESO DE CAPTURA FLUVIAL

La reorganización de la red de drenaje, es el término utilizado para definir la movilidad de los cauces fluviales a escala de tiempo geológico. Tal movilidad viene propiciada por la continua tendencia de los cauces fluviales a establecer su perfil en equilibrio, es decir, a alcanzar el trayecto menos energético desde sus cabeceras al nivel de base (Coleman, 1988; Smith *et al.*, 1989; Pastor, 2013).

La reorganización fluvial más característica y quizás también la más estudiada sucede en contextos subsidentes y agradacionales, es decir, en las zonas en que los ríos tienden a depositar sus sedimentos. Al agrandar su carga sedimentaria, el cauce de un río puede quedar topográficamente por encima de las zonas colindantes. Esta situación genera una inestabilidad debido a que en una eventual crecida del río, acompañada del desbordamiento del canal, el flujo desconfinado se dirige por gravedad hacia las zonas más deprimidas, desde donde probablemente buscará un nuevo recorrido hacia su nivel de base. A este fenómeno se le llama avulsión, término que describe el mecanismo por el cual un flujo sale de su canal confinado. La avulsión es frecuente en ambientes deposicionales y es causante, por ejemplo, de la movilidad del canal principal en un abanico aluvial, o del cambio del principal canal distributivo en un delta (Coleman, 1988; Smith *et al.*, 1989).

Sin embargo, en contextos geológicos sometidos a un levantamiento del terreno, la reorganización es menos común, pues los cauces tienden a incidir en el lecho y a formar valles profundos, evitando de este modo que pueda producirse avulsión hacia un zona deprimida colindante.

Es en estos contextos dominados por la incisión fluvial donde las capturas entre cauces actúan como un mecanismo eficaz de reorganización de la red de drenaje. ***Una captura fluvial ocurre cuando el flujo de un cuerpo de agua o cauce fluvial (cauce capturado) es desviado hacia otro cauce (cauce captor) con mayor potencial erosivo.*** De este modo, los cauces favorecidos por mayores pendientes, precipitaciones o condiciones de suelo logran expandir sus áreas de drenaje a costa de los menos favorecidos.

En la literatura se encuentran casos y ejemplos de capturas fluviales descritos en zonas del planeta sujetos a diferentes ambientes climáticos y geológicos (Bishop *et al.*, 2005; Calvache y Viseras, 1997; Garcia, 2006; Pastor *et al.*, 2012). Ciertas características morfológicas de algunos grandes ríos del continente africano se han atribuido a capturas fluviales ocurridas en el pasado. Éstas pueden ser identificadas por el rastro que dejan en el paisaje mediante criterios geomorfológicos (ej. Keller, 1999; citado Pastor *et al.*, 2012) y/o estratigráficos (ej. Mikasell *et al.*, 2009).

Los criterios geomorfológicos más comunes para el reconocimiento de capturas fluviales que ocurrieron en el pasado son los llamados “codos de captura” o los valles abandonados (*wind gaps*). Los valles abandonados corresponden al antiguo tramo inferior del cauce capturado, por donde ya no circula el río. Su característica principal es que presentan un desarrollo desproporcionado para haber sido formados por su cauce actual, lo que sugiere que en tiempos pasados fueron moldeados por un caudal mayor. Situado a la “cabecera” del valle abandonado es probable encontrar el “codo de captura”, es decir, un giro abrupto en el recorrido del cauce capturado hacia el cauce captor.

En la literatura se diferencian dos tipos de capturas fluviales (sin tener en cuenta las “capturas” por exageración de meandros) en función del mecanismo que produce la desviación del flujo: las capturas por erosión remontante o retrocedente y las capturas por desbordamiento. Las primeras ocurren porque las cuencas hidrográficas tienden a aumentar su área por la erosión remontante en las cabeceras de sus ríos, torrentes y barrancos, y esta expansión se produce a costa de las cuencas vecinas, que a su vez también tienden a expandirse. Se produce de este modo una competencia por incrementar el área drenada, favorable al cauce con mayor poder erosivo en la cabecera. El resultado es la redirección del flujo del río con menor potencial erosivo hacia el cauce del río con mayor potencial erosivo.

Las capturas por desbordamiento o por derrame son casos de avulsión de canal que pueden ocurrir en algunos ambientes erosivos (generalmente en piedemontes), en los que algunos ríos pueden agrandar sedimentos esporádicamente, aun encontrándose en un contexto incisivo a largo plazo.

Las capturas por erosión remontante son las más frecuentes y también las más descritas en la literatura. Sea cual sea el mecanismo que propicie la captura, lo cierto es que para que se produzca una captura fluvial es necesaria la intervención de dos cuencas hidrográficas cuyos cauces tengan un distinto potencial erosivo, de modo que pueda generarse una diferencia significativa de cotas entre dos cauces vecinos separados por una divisoria de aguas.

Para las cuencas analizadas en este trabajo, queda demostrado que el futuro proceso de captura sería debido a la acción remontante del río La Cantera, con mayor potencia de la corriente (*stream power*) respecto del Gualilán, descartándose el proceso de avulsión por desbordamiento o derrame (Figuras 36 a 39).

En la Figura 36, se muestra un perfil longitudinal de los ríos Gualilán y La Cantera y su divisoria de aguas. Es posible observar la mayor pendiente del río La Cantera, y el fuerte desnivel respecto del río Gualilán, con menor pendiente y mayor longitud de su cauce principal.

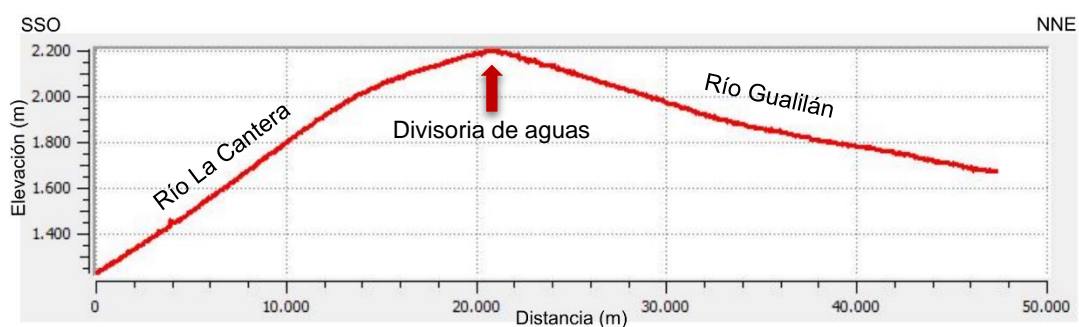


Figura 36. Detalle del sector de la futura captura. El perfil destaca la divisoria de aguas y las pendientes de ambos ríos. Es posible observar la fuerte pendiente del río La Cantera con respecto al río Gualilán y su perfil más convexo.

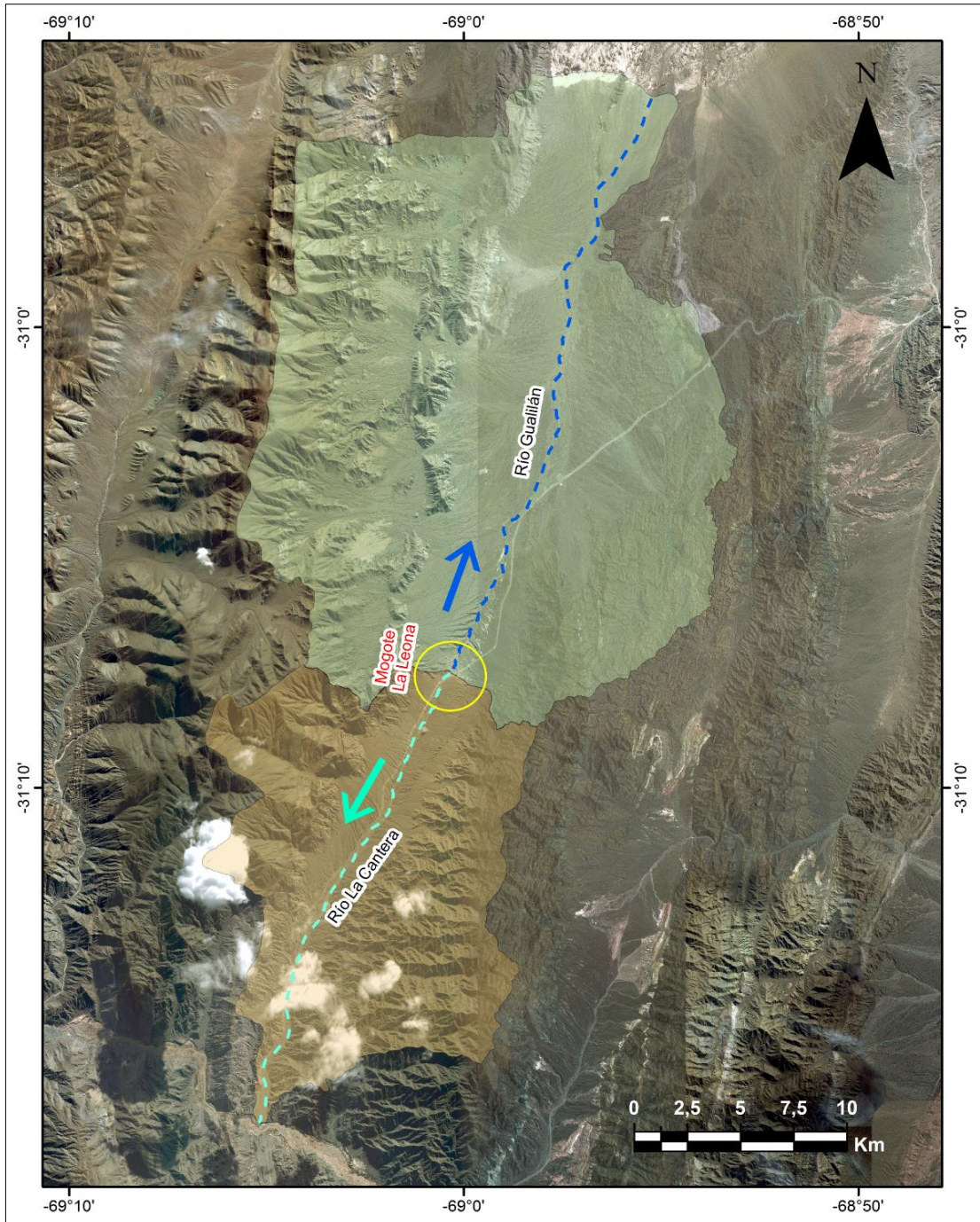


Figura 37. El círculo amarillo indica el sector de la captura del río Gualilán por erosión retrocedente del río La Cantera (captor) en el sector del mogote La Leona. Las flechas señalan el sentido de ambos drenajes.

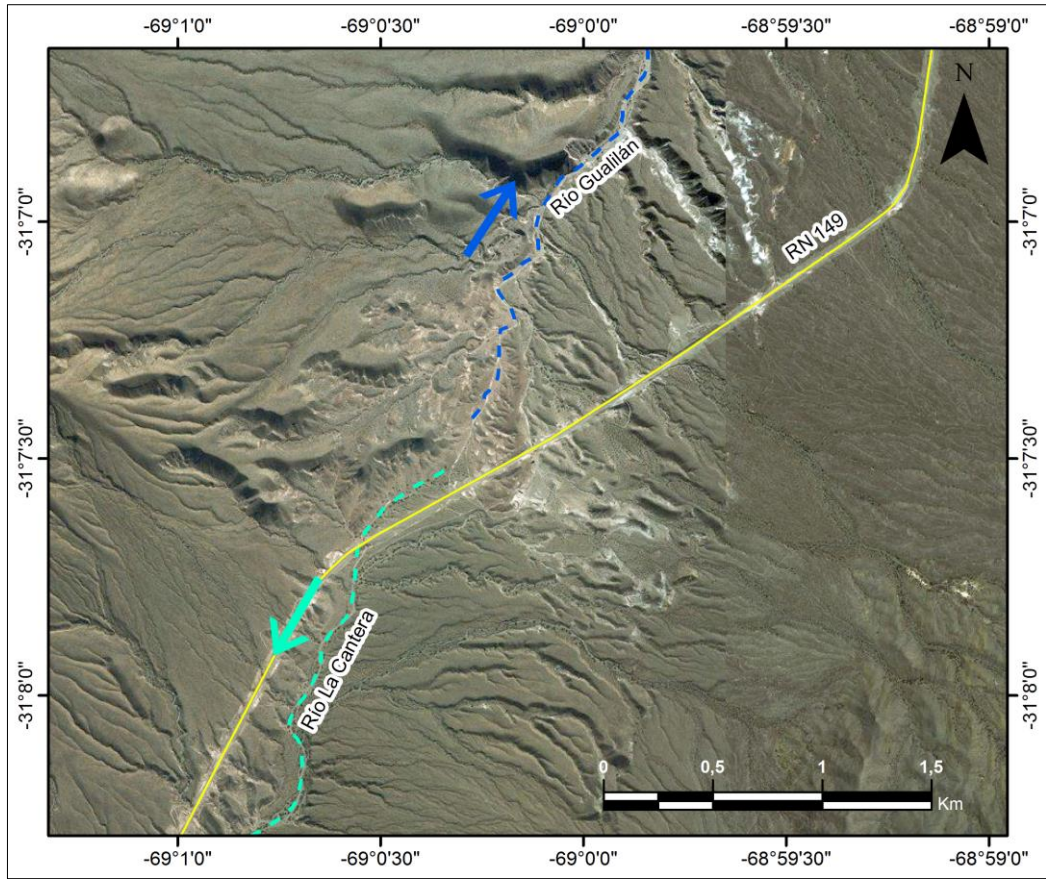


Figura 38. Detalle del sector de la captura.



Figura 39. Vista aérea oblicua hacia el noreste del sector de la captura

CAPÍTULO 9 - DISCUSIÓN

Del análisis de los perfiles de equilibrio obtenidos, se observa que el cambio en la pendiente de ambos perfiles no correspondería a un control litológico ya que ambas cuencas se desarrollan en forma paralela a las unidades litológicas ubicadas en el área de estudio. Esto es, principalmente calizas del Ordovícico, lutitas y areniscas del Devónico y las areniscas del Neógeno. Por lo tanto, se presume para las cuencas hidrográficas analizadas, un control estructural de las fallas pertenecientes al Sistema de Falla La Cantera, con actividad tectónica holocena, que se ubican en ambos piedemontes y que controlan las dos cuencas. No debe descartarse además un control por estructuras no aflorantes de rumbo E-O, NE o NW como otras posibles causantes de estos quiebres de pendiente y convexidades en los perfiles de equilibrio.

El perfil del río Gualilán muestra los quiebres de pendiente principalmente en su tramo superior, los cuales se interpretan en este trabajo como asociados al Sistema de Falla La Cantera. Por otro lado, el río La Cantera, muestra *knickpoints* también en su tramo superior, pero los mayores quiebres de pendiente han sido observados en su tramo inferior. En ambos casos se reconoció en las imágenes satelitales y en los perfiles de franja, que la traza del sistema de falla La Cantera estaría generando estas variaciones en la pendiente, producto del movimiento de esta estructura con actividad holocena.

Sobre la base del análisis de los índices morfométricos y morfotectónicos calculados, se puede deducir que:

En cuanto a los parámetros morfométricos básicos, la cuenca del río Gualilán es considerada una cuenca grande ya que alcanza una superficie de 370 km², casi el doble que la cuenca del río La Cantera (166 km²). Además, la primera, posee una longitud, perímetro y ancho medio, mucho mayores que la cuenca del río La Cantera.

Teniendo en cuenta el factor de forma (Ff), la relación de elongación (Re) y el coeficiente de compacidad o de Gravelius (Kc), la cuenca del río Gualilán es considerada ensanchada y tiene mayor tendencia a concentrar fuerte volúmenes de aguas de escurrimiento. Por otro lado, los valores obtenidos de estos parámetros para la cuenca del río La Cantera, permitieron clasificarla como una cuenca alargada, con una tendencia menor a concentrar grandes volúmenes de agua.

Es necesario destacar que la pendiente media obtenida para la cuenca del río La Cantera es de 20,55% cuyo río principal posee una pendiente de 4,7%. Ambos valores son notoriamente mayores que los obtenidos para la cuenca del río Gualilán (pendiente media igual a 12,4% y pendiente del río principal igual a 1,8%). Por lo tanto, mayor será la posibilidad de generar crecidas en la cuenca del río La Cantera.

La cuenca del río Gualilán se encontraría en una fase de vejez o con baja actividad tectónica como lo demuestra la curva hipsométrica cóncava hacia arriba (Curva C). Por el contrario, la cuenca del río La Cantera presentaría mayor actividad tectónica o se encontraría en una fase juvenil (o de rejuvenecimiento) a madura.

Los valores del número de rugosidad de Melton obtenidos, tanto para la cuenca del río Gualilán (2,45) y para la cuenca del río La Cantera (4,07), permiten afirmar que ambas cuencas son susceptibles a generar procesos de flujos de detritos en vez de flujos con bajo contenido de material detrítico.

A partir del índice de potencia de la corriente (*Stream Power Index*) y de los mapas obtenidos, queda en evidencia que el río La Cantera y sus tributarios poseen mayor potencial de erosión en prácticamente toda la cuenca. Sin embargo, no ocurre lo mismo con la cuenca del río Gualilán, en la que el río principal posee valores muy bajos de este índice, interpretándose un menor potencial de erosión.

El índice de sinuosidad del frente montañoso fue calculado en la sierra de La Invernada para ambas cuencas. Para la cuenca del río Gualilán, el valor obtenido fue 2,45 por lo que se deduce que en ese sector predominan los procesos erosivos sobre la actividad tectónica cuaternaria, que tienden a formar grandes abanicos o flujos sobre el frente montañoso que es marcadamente sinuoso. Por el contrario, el índice de la cuenca del río La Cantera es igual a 1,17, indicando que los procesos tectónicos activos que forman frentes de montañas rectos predominan sobre los procesos erosivos.

Los valores de índice de asimetría para la cuenca del río Gualilán muestran una cuenca fluvial más asimétrica (35 %) que la del río La Cantera (41%). Esto podría deberse al mayor acortamiento de Precordillera Central en el área de la cuenca del río La Cantera, debido a la presencia de bloques imbricados sobrecorridos y plegados con vergencia oriental y que implican una pila de sedimentos desde ordovícicos a neógenos e incluso cuaternarios en una distancia horizontal muy reducida (~3km). Por el contrario, para la

cuenca del río Gualilán, se aprecia un acortamiento menor, con un piedemonte de gran desarrollo e importantes abanicos aluviales provenientes de la sierra.

Las variaciones en el índice de gradiente a lo largo del curso principal, más pronunciadas en la cuenca del río La Cantera, serían producto de un control netamente tectónico asignado al Sistema de Falla La Cantera. Esto queda demostrado por la convexidad de los perfiles semi-logarítmicos de Hack en ambas cuencas y del análisis de imágenes satelitales en las que se observó que el Sistema de Falla La Cantera atraviesa el cauce del río.

Los perfiles de franja (*Swath Profiles*), permitieron identificar zonas localizadas de mayor incisión a lo largo del curso principal de las cuencas en estudio. Para el caso del río Gualilán, la zona de mayor incisión se da en el tramo superior del mismo. En el río La Cantera, estas zonas se desarrollan en mayor medida en el tramo inferior y también en el superior. Esto estaría asociado nuevamente al Sistema de Falla La Cantera que ejerce un fuerte control tectónico y no así a otros factores, como el clima o la litología del sustrato, que son homogéneos en ambas cuencas.

El desnivel entre el punto más alto de la cabecera en el portezuelo (2182 m) y el río San Juan (1188 m) es de 994 m. El elevado gradiente del cauce principal y el fuerte desnivel entre la cabecera y desembocadura del río La Cantera respecto del río Gualilán, es un factor que favorece directamente la erosión. Esta erosión retrocedente se ve además favorecida por desarrollarse en un ambiente de rocas fácilmente degradables (areniscas, limolitas y conglomerados del Neógeno). La erosión retrocedente activa en las cabeceras del río La Cantera orientada hacia la cuenca endorreica del río Gualilán culminaría en un futuro en un proceso de captura de un tramo de este último y el desvío de los caudales del tramo capturado hacia el captor, con la desembocadura en el nivel de base local (río San Juan), tal como se aprecia en las Figuras 36-39. Este proceso es frecuente en los valles tectónicos longitudinales de la Precordillera de San Juan cuya causa de su rejuvenecimiento se considera dinámica (tectónica).

CAPÍTULO 10 - CONCLUSIONES

- Las cuencas de los ríos La Cantera y Gualilán, desarrolladas en el ámbito de Precordillera Central presentan características morfométricas y morfotectónicas marcadamente diferentes.
- La Cuenca del río Gualilán corresponde a una cuenca con poca actividad tectónica o en etapa senil, mientras que la del río La Cantera posee actividad tectónica cuaternaria, encontrándose en una etapa juvenil (o de rejuvenecimiento) a madura.
- Por otro lado, la importancia del proceso de erosión remontante de la cuenca del río La Cantera, asociado con la actividad tectónica del Sistema de falla La Cantera, es confirmada por los resultados obtenidos del análisis de los índices morfométricos y morfotectónicos de la misma. La cuenca del río La Cantera es catalogada como remontante ya que la curva hipsométrica calculada está por debajo de la curva teórica, proceso que permite establecer que para esta cuenca hidrográfica aún se hace necesario compensar área para el cambio de altura que presenta en este momento y así nivelar el tope erosivo actual.
- De lo anteriormente expuesto, se concluye que los análisis morfométricos y morfotectónicos resultan de gran importancia en el estudio de las cuencas de drenaje en áreas tectónicamente activas, ya que se constituye un criterio para establecer la magnitud de los parámetros tectónicos e interpretar los fenómenos que ocurren en éstas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACEÑOLAZA, F.G. Y PERALTA, S.H. 1985. Análisis secuencial de los caracteres icnológicos del Silúrico de la Precordillera Argentina. (Sierra de Talacasto, San Juan, Argentina). Actas IV Congreso Geológico Chileno. : I: 591-598. Antofagasta.

AMOS, A. J. 1954. Estructura de las formaciones Paleozoicas de la Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9(1): 5-38.

ASTINI, R.A., PIOVANO, E.L. 1992. Facies de plataforma terrígena del Silúrico de la Precordillera sanjuanina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47: (1)99-110.

BALDIS, B.A. 1973. Variaciones de facies en la Formación Punta Negra (Devónico) de la Precordillera San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, 30 (1): 53-83. Buenos Aires.

BALDIS, B.A. 1975. El Devónico Inferior en la Precordillera Central. Parte I: Estratigrafía. Revista de la Asociación Geológica Argentina 30: 53-83.

BALDIS, B.A., CHEBLI, G. 1969. Estructura Profunda del Área Central de la Precordillera Sanjuanina. IV Jornadas geológicas Argentinas, Actas, 1:47-66. Buenos Aires.

BALDIS, B.A., ACEÑOLAZA, F.G. 1978. Trazas fósiles del Silúrico de la Precordillera de San Juan. Acta Geológica Lilloana (suplemento) 14: 101-104. Tucumán.

BALDIS, B., MARTÍNEZ, R., VILLEGAS, R., PEREYRA, M., PÉREZ, A. 1990. Estructura, Provincialismo Geológico y Unidades Tectonoestratigráficas de San Juan. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino. San Juan, Argentina.

BASTÍAS, H. 1986. Fallamiento Cuaternario en el área Sismotectónica de Precordillera: San Juan, Argentina, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad

Nacional de San Juan, Tesis Doctoral ,160 p. Inédita.

BENEDETTO, J.L., RACHEBOEUF, P.R., HERRERA, Z.A., BRUSSA, E.D. Y TORO, B.A. 1992. Brachiopodes et biostratigraphie de la Formación Los Espejos, Siluro-Devonien de la Precordillera (NW Argentine). *Geobios* 25: 599-637.

BILKRA L.H., NEMEC, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional process, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology* 45: 909-959.

BISHOP, P., HOEY, T. B., JANSEN, J. D., ARTZA, I. L. 2005. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland, *Earth Surface Processes and Landforms* 30:767-78.

BLAIR, T. C., MCPHERSON, J.C. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* A64 (3): 450-489.

BODENBENDER, G. 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y de las Sierras Centrales de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 18: 203-262.

BOVIS, M. J., JAKOB, M. 1999. The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surface Processes and Landforms, British Society for Geomorphology* 24: 1039-1054.

BRACACCINI, O. 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanino- Mendocina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 23 (258): 81-105; (260): 259-274; (261): 361-384; (262): 455-473; (263): 22-35; (264): 103-125 y (265): 171-192.

BRACACCINI, O. 1949. El perfil de Tambolar. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 4(3): 165-179.

BRACACCINI, O. 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. *Petrotecnica, Revista Instituto Argentino del Petróleo* 10(6): 57-69.

BRUSSA, E., TORO, B. 1989. Hallazgo del primer euryptérido silúrico de Argentina. *Ameghiniana*, 26 (2): 23-26.

BULL, W. 2007. *Tectonic Geomorphology of mountains: A new approach to paleoseismology*. Blackwell publishing. Oxford, UK. pp. 117 - 164.

BULL, W.B., MCFADDEN, L. 1977. Tectonic Geomorphology of North and South of the Garlock Fault, California. In: Dohring, D.O., Ed., *Geomorphology in Arid Regions*, Publ. in Geomorphology, State University of New York, Binghamton, 115-138.

BURMEISTER, H. 1876. *Description physique de la République Argentine, d'après des observations personnelles et étrangères*. F. Sav y I: 1-395, París.

BUSTOS C, A. A. 2012. Análisis Neotectónico del tramo central de la Falla La Cantera, Precordillera Central, Provincia de San Juan. Tesis de Licenciatura. UNSJ. Inédito.

CALVACHE, M. L., VISERAS, C. 1997. Long-term Control Mechanisms of Stream Piracy Processes in Southeast Spain, *Earth Surface Processes and Landforms* 22:93-105.

CASTELLARO, H. 1959. Braquiópodos gotlándicos de la Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 41- 65.

CEVALLOS, M.F., MILANA, J. P. 1992. Sedimentología de un desierto eólico Terciario (San Juan, Argentina). I Reunión Argentina de Sedimentología, Actas III: pp121-128. La Plata, Argentina.

CHAVEZ, I. J., 2004. Estratigrafía y estructura del Silúrico y Devónico de la Quebrada de Los Bretes, flanco oriental de la Sierra de la Invernada, Precordillera de San Juan. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional de San Juan. Inédito.

CIGUEL, H. J., PERALTA, S. 1990. Tentaculitoideos del Silúrico de la Precordillera de San Juan, República Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, 2: 203-206.

COLEMAN, J. M. 1988. Dynamic changes and processes in the Mississippi River delta, Geological Society of America Bulletin 100:999-1015.

CUERDA, A. J. 1969. Sobre las graptofaunas del Silúrico de San Juan, Argentina. Ameghiniana, VI (3):222-235. Buenos Aires.

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: doi: 10.1029/2003JF000086. issn: 0148-0227.

FRENGUELLI, J. 1951. Floras devónicas de la Precordillera de San Juan (nota preliminar). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 6(2): 83-94.

FRENGUELLI, J. 1952. "Haplostigma furquei" n. sp., del Devónico de la Precordillera de San Juan. Revista Asociación Geológica Argentina, 7 (1): 5-10.

FURQUE, G., CUERDA, A. J. 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1:455-522. Córdoba.

FURQUE, G., CABALLE, M. F., 1985. Descripción de la Sierra de la Invernada, San Juan. Inédito. Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires.

GARCIA, A. F. 2006. Thresholds of strath génesis deduced from landscape response to stream piracy by Pancho Rico creek in the coast ranges of central California, American Journal of Science 306:655-81.

GARDNER, T. W. 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive homogeneous material, Geol. Soc. Am. Bull., 5, 664-672.

GOLDRICK, G., BISHOP, P. 2007. Regional analysis of bedrock stream long profiles: Evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). Earth Surface Processes and Landforms, 32, 649-671.

HACK, J. T. 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geological Survey Professional Paper, 294-B, 45-97.

HACK, J.T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index: U.S. Geological Survey. Journal Research, v. 1, n. 4, p. 421-429.

HERRERA, Z.A. 1993. Nuevas precisiones sobre la edad de la Formación Talacasto (Precordillera Argentina) en base a su fauna de braquiópodos. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 289-295, Mendoza.

HORTON, R. 1932. Drainage Basin Characteristics. Transactions, American Geophysical Union, 13, 350-361.

HORTON, R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Bulletin of the Geological Society of America 56, 2 75-3 70.

HOVIUS, N. 2000. Macro-scale process systems of mountain belt erosion. En Geomorphology and Global Tectonics, M.A. Summerfield (ed.), John Wiley and Sons, Chichester, pp. 77-105.

HOWARD, A.D., DIETRICH, W.E., SEIDL, M.A. 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. Journal of Geophysical Research-Solid Earth 99, 13971-13986.

HÜNICKEN, M., SARMIENTO, G. N. 1986. Conodontes ludlovianos de la Formación Los Espejos, Talacasto, Provincia de San Juan, R. Argentina. Actas, 4°Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 3:225-233.

INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICAS Y CENSOS. 2012. Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas 2010: Censo del Bicentenario: Resultados definitivos Serie B N° 2. Buenos Aires: Autor.

JACKSON, L., KOSTASCHUK, R., MACDONALD, G. 1987. A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental Engineering Geosciences* 7(3), p.221-238.

JORDAN, T.E., ISACKS, B., RAMOS, V.A, ALLMENDINGER, R. W. 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes* 1983 (3): 20-26.

JORDAN, D. L., FRANS, R.E., MCCLELLAND, M.R. 1993. Interactions of DPX-PE350 with fluazifop-P, sethoxydim, clethodim, and quizalofop-P. *Weed Technol* 7:605–610.

KAY, S.M., MAKSAEV, V., MOSCOSO, R., MPODOZIS, C., NASI, C., GORDILLO, C.E. 1987. Tertiary and Andean magmatism in Chile and Argentina Between 28°S and 33°S: correlation and magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal South American Earth Sciences* 1(1): 21-38, South Carolina.

KEIDEL, J. 1921. Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan- Mendoza. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geológica, Mineralogía y Minería, *Anales* 15(2): 1-103.

KELLER M., BORDONARO, O. 1993. Arrecifes de estromatoporoideos en el Ordovícico inferior del Oeste argentino y sus implicancias paleogeográficas. *Revista Española de Paleontología* 8 (2): 165-169. Madrid.

KELLER, E. A., GURROLA, L., TIERNEY, T. E. 1999. Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding, *Geology* 27:515-8.

KELLER, E., PINTER, N. 2002. *Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape*. Prentice Hall, Inc. Segunda edición. Upper Saddle River, N.J, 362 P.

KOBAYASHI, T. 1937. The Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. *Journal of Faculty of Science, University of Tokio*, 2(5): 369-522.

KÖEPPEN, W. 1931. Climatología. Fondo de Cultura Económica. México DF, México.

LEVERATTO, M. A. 1968. Geología de la zona del oeste de Ullum-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires 31(1):53-58.

LEOPOLD, L. B., MADDOCK, T. J. 1953. Hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U. S. Geological Survey Professional Paper 252, 55 p.

LIOTTA, M. 2000. Los suelos en los valles de Tulúm, Ullúm y Zonda” INTA EEA San Juan. San Juan.

MASRAMON, E. 1986. Geología de las sedimentitas meso-cenozoicas del área del Palque de Pachaco, Departamento Zonda, Provincia de San Juan. Trabajo final de Licenciatura. FCEFN-UNSJ. Inédito.

MELTON, M.A. 1957. An Analysis of the Relation among Elements of Climate, Surface Properties and Geomorphology. Tech. Rep. No. 11, Dept. of Geology, Columbia University, New York.

MIKESELL, L. R., WEISSMANN, G. S., KARACHEWSKI, J. A. 2009. Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata, *Geomorphology* 115:267-77.

MILANA, J. P., CEVALLOS, M.F, ZAVATTIERI, A. M., PRAMPANO, M Y., PAPU, H.O. 1993. La secuencia terciaria de Pachaco: sedimentología, edad, correlación y significado paleogeográfico. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas TI: 226-234.

MILLÁN, J. L. 2010. Análisis Neotectónico del sector norte de la Falla La Cantera en la Quebrada de Las Burras, Departamento Ullum, Provincia de San Juan. Tesis de Licenciatura. Inédito.

MINGORANCE, F. 1994. Distribution of the active faulting in the Central Precordillera of San Juan-Argentina, revealed by Low-Sun-Angle Aerial Photography. 29° International geological congress, Kyoto, Japan, 3:pp923.

MINGORANCE, F. 1998. Evidencias de Paleoterremotos en la falla activa La Cantera-Cinturón de empuje de la Precordillera, San Juan, Argentina: X Congreso Latinoamericano de Geología Actas, v. II, p. 161-166.

MOLIN, P., PAZZAGLIA, F.J., DRAMIS, F. 2004. Rapidly-deforming forearc, sila massif, Calabria, southern Italy. American Journal of Science, Vol 304, 559 – 589.

MONSALVE, G. 2000. Hidrología en la Ingeniería. Escuela Colombiana de Ingeniería. Santafé de Bogotá – Colombia. 382 p.

ONORATO, M. R. 2013. Análisis Neotectónico del tramo sur de la Falla La Cantera. Precordillera de San Juan, Argentina. Tesis de Licenciatura. Inédito.

ORTIZ, A., J. ZAMBRANO. 1981. La provincia geológica de Precordillera Oriental. VIII Congreso Geológico Argentino. San Luis, Argentina.

PASTOR, A., BABAUULT, J., TEIXELL, A., ARBOLEYA, M.L. 2012. Intrinsic stream-capture control of stepped fan pediments in the High Atlas piedmont of Ouarzazate (Morocco), Geomorphology 173-174:88-103.

PASTOR, A. 2013. Las capturas fluviales: contextos, causas y consecuencias. Una explicación de los procesos de captura fluvial en distintos contextos geológicos. Rev. Geogr. Espacios Vol. 3, No5: 27-41.

PERALTA, S. H. 1990. Silúrico de la Provincia de San Juan- Argentina. Relatorio XI Congreso Geológico Argentino: 48-65. San Juan.

PERALTA, S. H. 1994. Discontinuidades estratigráficas en la sucesión marino – clásica eopaleozoica de la Precordillera de Cuyo: Análisis y correlaciones. V Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 193 – 198. San Miguel de Tucumán.

PERALTA, S. H, LEÓN, L.I. 1993. Estratigrafía, sedimentología y correlación de los depósitos silúricos de Pachaco, Precordillera Central Sanjuanina. Actas XII Congreso Geológico Argentino, I: 142-147.

PERALTA, S. H, LEON, L., CARTER, C. 1995. Estratigrafía de las sedimentitas del Eopaleozóico-Terciario de Pachaco, Precordillera Central Sanjuanina, Argentina. Revista de Ciencias UNSJ N°6.p41-55.

PERALTA, S.H., PÖTHE DE BALDIS, E.D., ACEÑOLAZA, F.G. 1997. Elementos de correlación estratigráfica del Silúrico de la Precordillera Central de San Juan, Argentina. Actas de las Segundas Jornadas sobre Geología de Precordillera: 49-53. San Juan.

PEREZ, J. 1979. Fundamentos del ciclo hidrológico. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería Departamento de Meteorología e Hidrología. Caracas, Venezuela. PP 38.

PERUCCA, L., ONORATO, M.R., MILLÁN, J., BUSTOS, A. VARGAS, N. 2014. Variación del estilo de deformación a lo largo del Sistema de falla la cantera, Precordillera Central, San Juan, Argentina. Revista de la Sociedad Geológica de España 27 (2), 69-79, 2014.

PÖTHE DE BALDIS, E.D. 1997a. Acritarcas del Llandoveryano inferior-medio de la Formación Don Braulio, Precordillera Oriental, provincia de San Juan, Argentina. Revista Española de Micropaleontología. 30 (1) Madrid.

PÖTHE DE BALDIS, E.D. 1997b. Acritarcas y prasinofíceas del Llandoveryano temprano -medio de la Formación La Chilca, Quebrada de Talacasto, provincia de San Juan, Argentina. Ameghiniana 34 (4): 461-480. Argentina.

RACCA J.M.G. 2007. Análisis hipsométrico, frecuencia altimétrica y pendientes medias a partir de modelos digitales del terreno. Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología 77(1-2): 31-38. Rosario, 01-10-2007. ISSN 1666-115X.

RAGONA, D., ANSELMI, G., GONZÁLEZ, P., Y VUJOVICH, G. 1995. Mapa Geológico de la Provincia de San Juan. Escala 1:500.000. SEGEMAR, Buenos Aires.

RAMOS, V.A., DALLMEYER, M. D., VUJOVICH, G.I. 1996. The Laurentia derived Precordillera Terrane of Argentina: Constraints on the amalgamation. Geological Society of America South- Central Section, Annual Meeting, 28(1): 59, Austin.

RINCÓN, P.J., VEGAS, R. 2000. Aplicación de índices geomorfológicos de actividad tectónica reciente en el antepaís Bético: Geogaceta, 27, 139-141.

ROLLERI, E.O. 1969. Rasgos tectónicos generales del valle Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí, Provincia de San Juan, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 24 (4): 408-412.

SÁNCHEZ, T.M., WAISFELD, B.G., CARRERA, M.G. AND TÓFFOLO, S. 1993. Comunidades bentónicas en facies carbonáticas del Ordovícico temprano de la Precordillera Argentina. Coloquios de Paleontología 45: 139-162.

SARMIENTO, G. 1986. La biozona de *Amorphognathus variabilis*-*Eoplacognathus pseudoplanus* (conodonta) Llanvirniano inferior, en el flanco oriental de la sierra de Villicum. 1° Jornadas Geología de Precordillera, Actas: 119-123.

SCHEIDEGGER, A.E. 1987. The fundamental principles of landscape evolution. Catena Supplement 10, 199-210.

SCHEIDEGGER, E. 2004. Morphotectonics. Department of Geodesy and Geophysics. Springer. Vienna –Austria, 135.

SCHUMM, S.A. 1956. The evolution of drainage systems and slopes in bad lands at Perth, Amboi, New Jersey. Geol. Soc. Ame. Bull. 67 (5), pp. 597-646.

SCHWARTZ, D. P., COPPERSMITH, K. 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas fault zones, J. Geophys. Res., 89 5681-5698.

SCOTTI, V.N., MOLIN, P., FACCENNA, C., SOLIGO, M., CASAS-SAINZ, A. 2014. The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): Quantitative geomorphological analysis. *Geomorphology* 206, 37 – 57.

SMITH, N. D., CROSS, T. A., DUFFICY, J. P. & CLOUGH, S.R. 1989. Anatomy of an avulsion, *Sedimentology* 36:1-23.

SNOW, R. S., SLINGERLAND R.L. 1987. Mathematical modelling of graded river profiles, *J. Geol.*, 95, 15-33.

STAPPENBECK, R. 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geológica, Mineralogía y Minería, *Anales* 4(3): 1-187.

STELZNER, A. 1876. Geologie der Argentinischen Republik. En: Napp, R., *Die Argentinischen Republik*, 71 ff. Buenos Aires.

STRAHLER, A. N. 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In Chow, V.T. (ed.) *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York. pp 439-476.

SUESS, E. 1909. *Das Antlitz der Erde* (versión francesa). Tomo III: 1-335, París.

SUMAY, C. 1980. Geología de las sedimentitas asignadas al mesozoico de la Quebrada del Palque de Pachaco, Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura (Inédito). UNSJ, FCFN, Argentina.

SURIANO, J., LIMARINO, C.O. 2005. Depósitos de endicamiento en la sección superior del Río Jáchal, quebradas de La Tranca y Caracol (Precordillera de San Juan), 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), *Actas* 3: 223-230.

SURIANO, J., LIMARINO, C.O. 2006. Modelo para la generación de valles incisos en cuencas intermontanas: controles climáticos y subsidencia, 4° Congreso Latinoamericano de Geología y 11° Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 218.

SURIANO, J., LIMARINO, C.O. 2009. Sedimentación pedemontana las naciente del Río Jáchal y Pampa de Gualilán, Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65, 516-532.

SURIANO, J., LIMARINO, C.O., TEDESCO A.M., Y ALONSO, M. S. 2014. Sedimentation model of piggyback basins: Cenozoic examples of San Juan Precordillera, Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 399, 221-244.

ULIARTE, E., PEREZ, M. A. 1985. Desplazamiento de rumbo en el sistema de fallamiento El Tigre, borde occidental de Precordillera. I° Jorn. Prec.:221-225, San Juan.

VACCARI, E. 1993. El género *Annamitella* Mansuy 1920 en el Ordovícico de la Precordillera. *Ameghiniana*, 30 (4): 395-405.

VILLON, M. 2002. Hidrología. Instituto Tecnológico de Costa Rica. Facultad de Ingeniería Agrícola. 2° Edic. Ediciones Villon. Lima, Perú. p. 15 -64.

WAISFELD, B.G., TORO, B.A., BRUSSA, E.D. 1988. Trilobites silúricos de la Formación Los Espejos, sector occidental del cerro Del Fuerte, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 25, 305-320.

WELLS, D., COPPERSMITH, K. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84 (4), 974–1002.

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

WHIPPLE, K. X., TUCKER, G.E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *J. Geophys. Res.*, 104, 17,661 – 17,674, doi: 10.1029/1999JB900120.

WHITTAKER, A.C., COWIE, P.A., ATTAL, M., TUCKER, G.E., ROBERTS, G.P. 2007. Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates. *Geology*, 35(2), 103-106.