

Caracterización morfotectónica de la Cuenca del Río Talacasto, Precordillera Central, San Juan, Argentina

Morphometric characterization of the Talacasto river basin, Central Precordillera, San Juan, Argentina

Carla E. **Ginesta Torcivia**^{1,2,*}, Natalia N. **Rios**^{1,2,*}, María Yanina **Esper Angillieri**¹

¹ CONICET Gabinete de Neotectónica y Geomorfología, CIGEOBIO, Universidad Nacional de San Juan, Av. José I. de la Roza y Meglioli, 5400. Rivadavia, San Juan, Argentina.

² Gabinete de Neotectónica y Geomorfología (INGEO). Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Argentina.

* Autores para correspondencia: (C.E. Ginesta Torcivia) ginestageo@gmail.com (N. Rios) natalia_noemi_rios@hotmail.com

Cómo citar este artículo:

Ginesta Torcivia, C.E., Rios, N.N., Esper Angillieri, M.Y., 2022, Caracterización morfotectónica de la Cuenca del Río Talacasto, Precordillera Central, San Juan, Argentina: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 74 (1), A300921. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2022v74n1a300921>

Manuscrito recibido: 3 de Marzo de 2021
Manuscrito corregido: 8 de Septiembre de 2021
Manuscrito aceptado: 30 de Septiembre de 2021

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

RESUMEN

Se presenta una caracterización morfotectónica de la cuenca del río Talacasto, ubicada en el ámbito de Precordillera Central, provincia de San Juan, Argentina, con el propósito de identificar las principales expresiones morfotectónicas del relieve, y así contribuir a la caracterización sismotectónica regional de esta área. Para esto, se emplea un modelo de elevación digital de 12.5 m de resolución espacial y bajo el criterio de Strahler, se subdivide la cuenca del río Talacasto en siete subcuencas de orden cuatro. Asimismo, se determinan sus parámetros básicos y derivados, perfiles longitudinales de los cauces principales y *knickpoints*. Los resultados indican que los índices difieren de una subcuenca a otra de manera sustancial. Se infiere a partir de los resultados y el diseño de las mismas, la influencia de la actividad tectónica cuaternaria para la región. La misma se refleja en los diseños de las redes de drenaje analizadas individualmente, siendo en este sentido las más afectadas las subcuencas ubicadas al oeste del área de estudio.

Palabras clave: neotectónica, índices morfotectónicos, cuenca del río Talacasto, *knickpoints*.

ABSTRACT

A morphotectonic characterization of the Talacasto River basin, located in the area of Precordillera Central, province of San Juan, Argentina, is presented to identify the main morphotectonic expressions of the relief, for the contribution to the regional seismotectonic characterization. A 12.5 meters' high resolution digital elevation model is used. The Talacasto River basin is defined under the Strahler criteria, into seven subbasins of fourth order. In this way, the necessary data for the characterization of their basic and derived parameters, longitudinal profiles of the main courses and *knickpoints* were obtained. The results indicate that the indices substantially differ from one sub-basin to another. The influence of Quaternary tectonic activity for the region is inferred from these results and analyzed individually river patterns, being the sub-basins located in the west of the study area the most affected.

Keywords: neotectonics, morphotectonic indexes, Talacasto River basin, *knickpoints*.

1. Introducción

La neotectónica tiene un dominio significativo en la evolución de un sistema fluvial, influyendo en la forma de las cuencas, controlando el patrón de drenaje, la erosión y la morfología de los valles (Keller y Pinter, 2002). Incluso puede conducir a la captura de los ríos e inversión del relieve. De esta manera, la longitud y morfología de los cauces y sus cuencas asociadas, a menudo pueden proporcionar evidencia sobre la deformación tectónica en un área (Burbank y Anderson, 2001). La geometría plana de una red fluvial actual, puede permitir la identificación de las características de drenaje pasadas que permiten mejorar la reconstrucción de diferentes eventos de deformación que han determinado el crecimiento topográfico de una región montañosa (Burbank *et al.*, 1999; Giletycz *et al.*, 2015). La comprensión de los ríos es esencial para el estudio de las interacciones potenciales entre el clima, tectónica, topografía y erosión (Whipple, 2004, 2009; Willett, 1999). Las distorsiones locales o rupturas de pendiente en el perfil longitudinal de un río pueden reflejar la presencia de *knickpoints*, estas anomalías indican un desequilibrio de la corriente (Bishop *et al.*, 2005). Pueden resultar de una litología más resistente, un incremento en el esfuerzo cortante o por un levantamiento de la superficie que produce una caída en el nivel de base (Castillo y Lugo-Hubp, 2011). Según Capó y García (2014), su existencia se debe a la respuesta del río ante perturbaciones tales como estructuras geológicas que provocan una heterogeneidad en el levantamiento local de la superficie, diferentes litologías que generen un contraste en las tasas de erosión, la existencia de fenómenos de captura fluvial que provocan un aumento repentino del área de drenaje, y por último los movimientos relativos del nivel del mar, o bien cambios eustáticos.

Resulta de gran utilidad e importancia el uso de los índices morfotectónicos tales como asimetría, elongación, factor de forma, *stream power index*, perfiles longitudinales, *knickpoints*, entre otros, para evaluar el comportamiento del sistema hidrológico

de las áreas de una cuenca. Además, y en este sentido, estos índices ayudan a elaborar una hipótesis acertada predictiva del funcionamiento aproximado de la cuenca en el momento de los posibles desencadenantes como son los sismos o lluvias torrenciales. También sirven de base para el diseño correcto e implementación de estructuras y obras, y para la mitigación de los efectos de los procesos de remoción en masa que comúnmente afectan dichas obras civiles (Ginesta y Ríos, 2020).

En varios artículos se menciona la importancia del estudio de la morfotectónica para un análisis y caracterización adecuada de una cuenca, (e.g., Bull y McFadden, 1977; Keller y Pinter, 1996; Londoño *et al.*, 2013; Vargas *et al.*, 2020). En los Andes Centrales de San Juan, Argentina, se pueden mencionar los trabajos de Esper Angillieri y Perucca (2014) y Perucca *et al.* (2018), entre otros.

El presente trabajo tiene como objetivo el estudio morfotectónico, a través del cálculo en ambiente SIG (Sistema de Información Geográfica), de la cuenca del río Talacasto. Además, aporta información sobre la respuesta de la red de drenaje al control de las estructuras, con base en parámetros morfométricos y morfotectónicos básicos tales como los indicados en la Tabla 2.

Este trabajo surge de la necesidad de aportar nuevos datos sobre el tema en la cuenca del río Talacasto en el área de Precordillera, ya que, si bien existen estudios neotectónicos, geofísicos y de la red de drenaje previos en la zona y áreas aledañas (e.g. Ginesta, 2017; Ocaña y Flores, 2017; Perucca *et al.*, 2017; Tejada *et al.*, 2018; Ocaña *et al.*, 2020), éstos no aportan una caracterización morfotectónica del comportamiento específico de la cuenca en cuestión. Además, por su ubicación geográfica, resulta ineludible este tipo de estudios, debido al tránsito principalmente comercial (accesos a proyectos mineros) que circula por la zona.

2. Área de estudio

La cuenca del río Talacasto se ubica en el departamento de Ullum, en el centro oeste de la provincia de San Juan (Figura 1). El área abarca unos

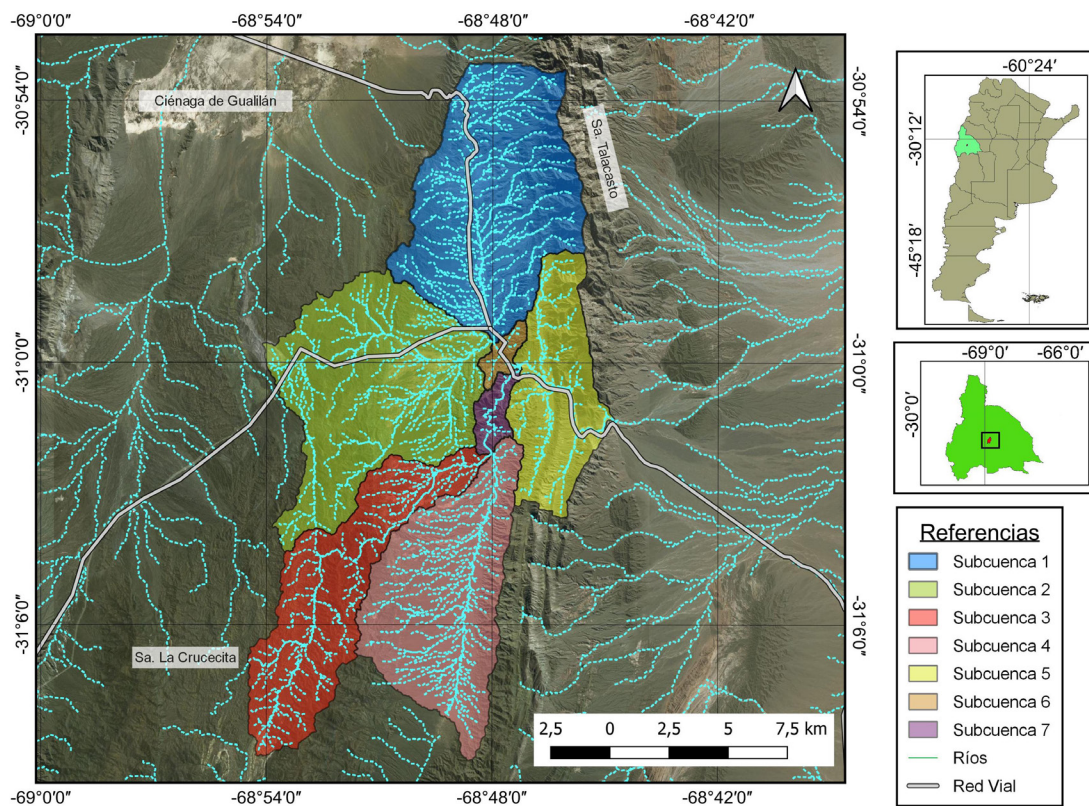


Figura 1 Área de estudio. Ubicación en contexto geográfico en Argentina y en San Juan. El polígono de color negro representa el contorno de la cuenca del río Talacasto. Clasificación de las siete subcuencas distinguidas por diferentes colores. Imagen satelital de fondo proveniente de Google Earth®.

300 km², entre las coordenadas 31°0'19.37"S y 68°49'47.26"O. La temperatura media anual en la región es de 17° C con una máxima de 42.4° C en verano y una mínima de -12.6° C en invierno. Las precipitaciones pluviales tienen un régimen estival y no superan los 100 mm anuales. Ocurren durante breves períodos y con alta intensidad, en forma torrencial. En invierno las lluvias son menos frecuentes, de menor intensidad y con una duración relativa mayor que las de verano (Pereyra, 1993).

2.1. MARCO GEOLÓGICO

La provincia geológica Precordillera es un orógeno paleozoico que muestra diferentes estilos estructurales, los cuales fueron agrupados por Ortiz y Zambrano (1981) en la Precordillera Occidental, Central y Oriental. La Precordillera Central está

constituida por cordones montañosos de orientación meridional que se extienden a lo largo de toda la provincia de San Juan. Corresponde a una faja plegada y corrida, con un estilo estructural tipo piel delgada (*thin-skinned*), con pliegues de vergencia oriental (Rolleri, 1969; Ramos, 1999).

Este sector está afectado por la subducción subhorizontal de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana, característica que determina la migración hacia el este del frente orogénico, la ausencia de volcanismo, la intensa sismicidad de intraplaca y la notable actividad neotectónica ubicada principalmente en el frente orogénico (Ramos *et al.*, 1986).

La cuenca del río Talacasto se desarrolla en el ámbito de Precordillera Central, la que se corresponde con los depósitos de una plataforma calcárea ordovícica asignados a la Formación San Juan (Ramos, 1999). En discordancia se apoyan

depósitos principalmente pelíticos del Silúrico pertenecientes a la Formación La Chilca y areniscas del Devónico inferior depositadas en ambientes someros (Formación Talacasto) (Figura 2). Los depósitos de la Formación Punta Negra, marinos turbidíticos correspondientes a la cuenca de antepaís del Devónico inferior a medio desarrollan un frente deltaico que prograda desde el este al oeste (Ramos, 1999). En aparente concordancia se apoyan las sedimentitas neopaleozoicas correspondientes a depósitos continentales y marinos someros (Ramos, 1999). La Formación Cuculí aflora en el área y se dispone mediante fallas inversas sobre rocas del Paleozoico, además estos depósitos han sido involucrados en los plegamientos y cabalgamientos del frente orogénico de la Precordillera. La mayor parte de las estructuras andinas han sido consideradas reactivaciones de estructuras antiguas originadas durante el Carbonífero-Pérmico (Alonso *et al.*, 2005). La deformación andina ha sido asignada al Mioceno - reciente, con el avance del frente orogénico desde el oeste hacia el este (Jordan *et al.*, 1993). Allmendinger *et al.* (1990) y Von Gosen (1992) caracterizaron a la Precordillera Central por su tectónica epidérmica y su marcada vergencia hacia el este. Estructuralmente es un cinturón de pliegues y fallas de piel fina constituido por cabalgamientos con niveles de despegue principalmente en las secuencias cambro-ordovícicas (Alonso *et al.*, 2005).

Se considera que el desarrollo de la depresión de Talacasto se produjo coetáneamente con el acortamiento andino inicial y la elevación de Cordillera Frontal (Levina *et al.*, 2014). El área de estudio está delimitada al oeste por la falla regional Las Crucecitas y al este por la falla Talacasto. En la zona central, se encuentran fallas y estructuras con rumbo norte-sur, incluyendo la falla Vertientes, de rumbo NE (Figura 2).

En el extremo norte del piedemonte oriental de la Sierra de La Crucecita se ubica la falla Las Crucecitas, con azimuth 210° y buzamiento 40° O, y hacia el sur posee un azimuth 200°, con movimiento vertical inverso y con componente horizontal sinistral (Perucca y Vargas, 2014). Hacia

la porción centro y sur del piedemonte, Perucca *et al.* (2017) describieron una falla con el bloque hundido al este, con azimuth promedio 24° con una inflexión en el tramo sur a 11°, a la que denominaron falla Vertientes, inversa y con vergencia al este. En el piedemonte occidental de la sierra de Talacasto, se identificó el sistema de falla Talacasto Occidental, con un azimuth de aproximadamente 25° y ángulo de buzamiento de 74°O.

Perucca *et al.* (2017) señalaron a través de la identificación de marcadores geomorfológicos

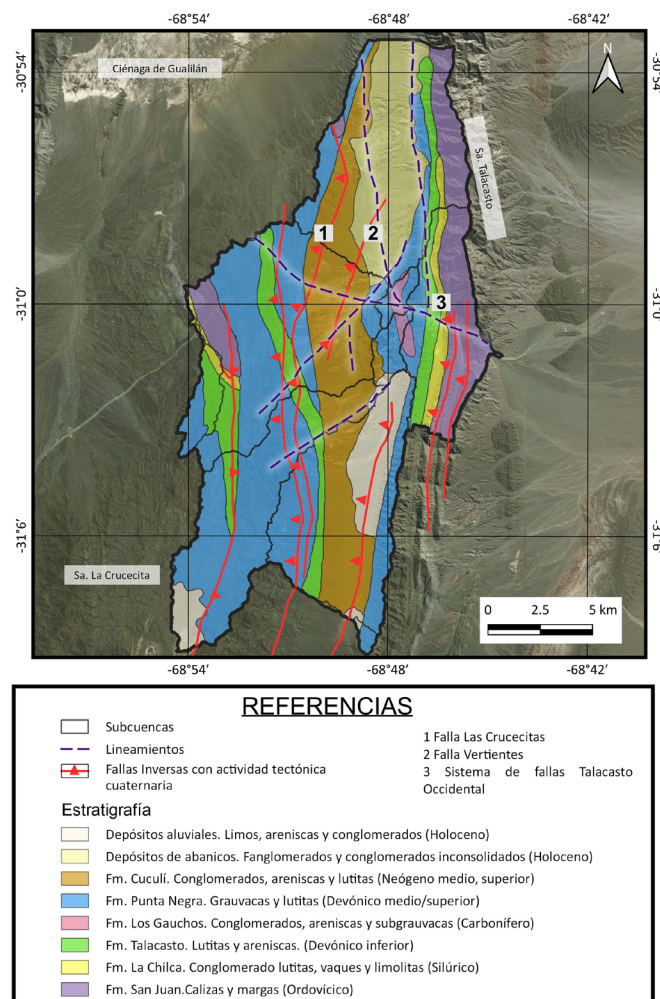


Figura 2 Mapa geológico de la zona de estudio. Se muestra la estratigrafía y las estructuras cuaternarias presentes de la zona. Imagen satelital de fondo proveniente de Google Earth®.

tales como ríos desviados, escarpas, alineación de vertientes, entre otros, la existencia de deformación cuaternaria en ambos piedemontes.

Estas estructuras activas poseen una orientación preferencial N-S a excepción la falla Vertientes de rumbo N30°O y se consideran fuentes sismogénicas potenciales en la región precordillerana (Perucca y Vargas, 2014; Perucca *et al.*, 2017)

La falla Las Crucecitas y el plegamiento asociado, impreso en las rocas terciarias constituyen el exponente estructural de un frente orogénico activo, que habría generado el desplazamiento y deformación del bloque de la Sierra de La Crucecita hacia el este (Ginesta, 2017 (Figura 2).

3. Metodología

Para el estudio morfotectónico y morfométrico de la cuenca del río Talacasto se emplearon datos de un Modelo Digital de Elevación (en adelante MDE), de 12.5 m de resolución espacial, obtenido de la plataforma *ALOS-PALSAR* además, las observaciones se complementaron con imágenes satelitales obtenidas en *Google Earth*®.

La cuenca fue delimitada automáticamente en ambiente SIG (Sistema de Información Geográfica) con los programas *SAGA 2.2.1*, *QGIS 2.18.5* y *ARCGIS 10.3*, se utilizaron los algoritmos de dirección del flujo y acumulación de flujo. Las direcciones de flujo se calcularon a partir del MDE y usando el modelo de flujo de dirección ocho (D8) (O'Callaghan y Mark, 1984). La cuenca del río Talacasto fue dividida en siete subcuencas, tomando como base el concepto de orden cuatro (4) de cauces, según Strahler (1964), debido a que cada una de ellas se comporta y presenta características diferentes entre sí. Posteriormente, a cada una de las subcuencas definidas se les realizó el cálculo y análisis de los índices morfométricos y morfotectónicos.

En cuanto a los índices, se dividieron en básicos y derivados para cada una de las subcuencas:

Los parámetros básicos analizados fueron: área (*A*), perímetro (*P*), orden de la cuenca (*N_n*)

longitud (*L*), y longitud del cauce principal (*Mcl*). Estas dos últimas se calcularon de acuerdo con Schumm (1956). Los parámetros derivados (Tabla 1) incluyen: factor de forma (*F_f*), razón de elongación (*Re*), asimetría de cuenca de drenaje (*AF*), densidad de drenaje (*Dd*) y curvas hipsométricas (*IH*). Además, la forma de la cuenca ha sido comparada con diferentes formas ideales, algunas con más éxito que otras. Se determinó el índice de compacidad de Gravelius (1914) y el índice de circularidad de Miller (1953). También se efectuaron perfiles longitudinales de forma automatizada, de manera manual con ArcGis (ESRI), de los cauces principales, se consideran los criterios topográficos y de longitud (Senciales González, 1999) y el máximo orden jerárquico (Strahler, 1964) de cada una de las subcuencas. Los *knickpoints* más significativos se determinaron utilizando *Knickpoint Finder* (Etchebehere, 2006), un script en lenguaje *Python* integrado en *ArcGis ArcToolbox*, el cual genera un mapa de puntos de anomalías del índice de pendiente extensión relativa (RDE, sigla en inglés) a partir del MDE, basándose en la metodología propuesta por Etchebehere (2006). Los puntos generados representan rupturas en el relieve a lo largo de los perfiles de drenaje, los mismos se corroboran a partir de imágenes satelitales y mapas de pendiente.

Para los parámetros derivados analizados se tienen en cuenta los siguientes conceptos:

Factor de forma, que se define como la razón entre el diámetro de un círculo con la misma área que la cuenca y la longitud de su cauce principal (Schumm, 1956).

La razón de elongación es la relación entre el diámetro de un círculo con igual área que la de la cuenca y la longitud máxima de la misma.

El factor de asimetría fue desarrollado para detectar basculamientos tectónicos sobre cuencas de drenaje en áreas extensas, de acuerdo a Keller y Pinter (2002).

La densidad de drenaje está referida a kilómetros de cauces por unidad de superficie en km². Revela el estado erosivo de una red hidrográfica (López Bermúdez, 1988).

Tabla 1. Parámetros derivados y sus fórmulas.

Parámetro	Fórmula
Factor de Forma (Schumm, 1956)	$Ff \frac{A}{L^2}$
Razón de Elongación (Schumm, 1956)	$Re = 1.129 \frac{\sqrt{A}}{L}$
Factor de Asimetría (Keller y Pinter, 1996)	$AF = 100 (Ar/At)$
Densidad de Drenaje (Strahler, 1964)	$D = Lk / Ak$
Integral Hipsométrica (Pike y Wilson, 1971)	$Hi = (Zmed - Zmin) / (Zmax - Zmin)$
Índice de Compacidad (Gravelius, 1914)	$Ic = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}}$
Índice de Circularidad de Miller (1953)	$Rc = 4\pi A / P^2$
SPI (Moore <i>et al.</i> , 1991)	$As * \tan \beta$

El valor de las integrales hipsométricas (H_i), (Strahler, 1952) se obtuvo para las siete subcuencas analizadas, en este trabajo se utilizó la fórmula de Pike y Wilson (1971). La curva hipsométrica describe en una cuenca de drenaje la distribución de las elevaciones a través de un área de terreno. Esta curva presenta la relación para la proporción entre el área de la superficie dentro de la cuenca por encima de una elevación dada (a) y el área total de la cuenca (A) y la proporción entre la altura relacionada a la superficie (h) y la altura total de la cuenca (H), (Strahler, 1957; Keller y Pinter, 1996).

El Coeficiente de Compacidad (C_c) o Índice de Gravelius (1914), se define como la relación entre el perímetro (P) de la cuenca y el de una circunferencia (S).

El índice de circularidad de Miller (1953) compara el área de la cuenca con el área de un círculo (A) cuya circunferencia es igual al perímetro de la cuenca (P), es decir, lo contrario al índice de Gravelius (1914).

Una de las técnicas existentes para cuantificar los procesos de erosión sobre cuencas es mediante la determinación de los índices de erosión SPI (*Stream Power Index*), miden las tasas de erosión en unidades de potencia (vatio). Wilson y Lorang (1999) señalaron que este índice mide el poder erosivo (en vatios) del flujo del agua, considerando que el caudal de un río es proporcional al área de captación específica (m^2). El mismo predice la erosión neta en áreas de perfil convexo y de convexidad tangencial (zonas de convergencia y de aceleración de flujo), así como la depositación neta de sedimentos en áreas de perfil cóncavo, que son las zonas donde disminuye la velocidad del flujo.

El SPI 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. Los valores

Tabla 2. Resultados obtenidos de los parámetros básicos y derivados analizados.

Índices	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7
Área (A) (km ²)	63.7	65.03	44.34	50.15	30.50	27.91	41.54
Perímetro (P) (km)	47.55	59.59	58	47.05	38.38	12.10	14.68
Orden la Cuenca (Nn)	4	4	4	4	4	4	4
Longitud (L) (km)	12	14.14	17.21	11.48	5.52	1.58	3.89
Longitud del cauce principal (Lcp) (km)	14.26	18.32	21.15	12.49	6.90	1.57	5.68
Ancho (km)	5.34	4.60	2.58	4.37	5.53	17.66	10.68
Factor de forma (Ff)	0.45	0.33	0.15	0.38	1	11.18	2.74
Razón de elongación (Re)	0.75	0.64	0.44	0.70	1.13	3.77	1.87
Factor de Asimetría (AF) (%)	64.28	63.91	46.27	31.60	50.36	5.18	4.78
Densidad de drenaje (Dd)	0.22	0.28	0.48	0.25	0.23	0.06	0.14
Índice de Gravelius (Ic)	1.95	2.12	2.15	1.94	1.75	0.98	1.08
Índice de Miller (Rc)	0.35	0.26	0.17	0.28	0.26	2.40	2.42

elevados corresponden a zonas montañosas de alta pendiente donde existe una mayor incisión. Los valores bajos sugieren zonas de baja pendiente, llanuras aluviales o áreas de lenta subsidencia (Finnegan *et al.*, 2007).

Según Goudie (2004), el término *knickpoint* se aplica en secciones repentinamente empinadas en el perfil longitudinal de un curso de agua, comúnmente también llamado ruptura de talud. Castillo y Lugo-Hubp (2011) propusieron el uso del término *knickpoint* para denotar una expresión del desequilibrio del lecho fluvial y formularon una clasificación que incluye el proceso generador y su origen.

En este trabajo se toma como base para el análisis de la red de drenaje y su vinculación con la actividad tectónica propuesta se los antecedentes

y estudios neotectónicos efectuados por diversos autores (e.g. Perucca y Vargas, 2014, Perucca *et al.*, 2017), además se efectúa una interpretación y mapeo de posibles fallas y lineamientos a partir de imágenes satelitales del programa libre *Google Earth*®. La interpretación se realiza con base en los patrones de drenaje propuestos por Howard (1967).

4. Resultados y discusión

Los resultados de los parámetros básicos y parámetros derivados analizados en este estudio se resumen en la Tabla 2. Las subcuencas S1 y S2 presentan un valor de área similar del orden de los 63 km², siendo las de mayor área. Las subcuencas

S3 y S7 tienen un valor de área análogo del orden de los 40 km², mientras que S5 y S6 son las de menor área (~30 km²). Finalmente, la subcuenca S4 tiene un área de ~50 km² (Tabla 2). Respecto a la longitud del cauce principal, los valores varían entre 1.57 para la S6 a 21.15 para la S3. En tanto el perímetro y la longitud de cuenca, muestran para las subcuencas S6 y S7 los valores más bajos, mientras que, para el ancho de cuenca, los más altos.

Con respecto al factor de forma, las subcuencas S1, S2, S3 y S4 poseen formas alargadas. Las subcuencas S5 y S7 arrojan un valor cercano a la unidad aproximándose la forma de la cuenca al círculo. Ocaña y Flores (2017), obtuvieron resultados similares para éstas últimas. Los valores obtenidos para la subcuenca S6 no han sido considerados, ya que son muy elevados y podrían llevar a una incorrecta interpretación. Esto se debe a la corta longitud del cauce principal y su relación con el área de la subcuenca.

Según Senciales González (1995), las cuencas elongadas presentan un claro retardo de la concentración de la escorrentía a causa de la gran longitud del cauce principal, y con ello, mayor brusquedad de la crecida, una vez concentradas las aguas. Puede observarse que las subcuencas S6 y S7, proporcionan un alto grado de achataamiento y la presencia de un río principal corto, con tendencia a concentrar el escurrimiento de una lluvia intensa formando fácilmente grandes crecidas. Desde el punto de vista tectónico, ambas responden a un escenario tectónicamente activo, ya que el valor de asimetría se aleja del promedio (50%). Las subcuencas S1, S2, S3, y S4 responden a un ambiente tectónicamente más estable y con menos posibilidad de concentrar el escurrimiento. Los valores cercanos a 50 indican condiciones de estabilidad y valores mayores o menores a 50 podrían ser asignados a la acción de tectónica activa, control litológico, erosión diferencial, etc. La subcuenca S5 presenta una forma simétrica sugiriendo una baja actividad tectónica en este punto, en contraposición a lo que describen Ocaña y Flores (2017) para un área colindante.

De acuerdo a la razón de elongación, Ocaña y Flores (2017), obtuvieron para una cuenca situada al este de la Sierra de Talacasto, un valor de 1.17, siendo este valor similar al obtenido para la subcuenca S5 en este trabajo. Se compararon las subcuencas utilizando la clasificación de Pérez (1979), y se determinó que las de la margen occidental (S1, S2, S3 y S4) responden a una forma “ni alargada ni ensanchada”, la subcuenca S2 se clasifica como “alargada” y la subcuenca S3 “muy alargada”. Finalmente, las subcuencas de la margen oriental (S5, S6 y S7) caen dentro del concepto “muy ensanchada” y “rodeando el desagüe” respectivamente. Con base en estos resultados se concluye que las subcuencas S1, S2, S3 y S4, podrían interpretarse como una zona de retardo de la concentración de la escorrentía a causa de la gran longitud del cauce principal, y con ello, mayor brusquedad de la crecida, una vez concentrada las aguas. Según Sala y Gay (1981), la existencia de distintos valores puede interpretarse como un indicio de dos etapas erosivas en una misma cuenca. Con frecuencia las cuencas con mayor elongación se desarrollan sobre litologías más resistentes o más impermeables. Los índices bajos obtenidos indican cuencas poco circulares y corresponden a cuencas de montaña, escarpadas y alargadas (Jardí, 1985; Senciales González, 1999), sugiriendo un paisaje juvenil o relieve tectónicamente activo. A diferencia de los anteriores índices analizados, la razón de elongación atiende a la relación del área con el cauce principal que la drena. Sin embargo, la denominación de cauce principal es variable y muy subjetiva, en casos en los que no se dan fundamentos ni de ángulo, ni de tamaño, ni de cotas, que diferencien una subcuenca de otra, especialmente en bajos órdenes jerárquicos (Senciales González, 1999).

En relación al parámetro asimetría de cuenca de drenaje (AF), los valores obtenidos son: 64.27 % para S1 (Tabla 2), para S2 63.91 % mientras que S3 arroja el 46.26 % y S4, S5, S6 y S7 presentan el 31.6%, 50.35%, 5.18 % y 4.78% respectivamente. Esto sugiere que la cuenca en términos generales tiene tres comportamientos distintos. En

el sector occidental (subcuencas S1, S2, S3 y S4) habría un leve basculamiento al este producto del ascenso de la Sierra La Crucecita mientras que la zona oriental podría sugerir cierta estabilidad tectónica (subcuenca S5), ya que se interpreta como simétrica. Finalmente, la porción central (subcuencas S6 y S7) muestra valores de asimetría que se alejan considerablemente del 50% por lo que indicaría un área afectada por actividad tectónica cuaternaria. Los resultados de las subcuencas occidentales y centrales, hidrológicamente, suponen un basculamiento de la red, posible resultado de la deformación asociada a la actividad de la falla Las Crucecitas y estructuras presentes en el área. Ocaña *et al.* (2020), obtienen resultados de este índice para la zona de la Sierra de la Dehesa ubicada al suroeste de la zona de estudio, que varían entre 35 y 69, que respaldan lo antes mencionado. Tejada *et al.* (2018), ponen de manifiesto un resultado similar al este del área de estudio, en el piedemonte oriental de la Sierra de Talacasto.

Tomando como base la clasificación propuesta por Campos (1992), para el Índice de Compacidad, se determinó para las subcuencas S6 y S7 una forma casi redonda a oval-redonda interpretándose como más “compactas” desde el punto de vista de este parámetro, y para el resto de las subcuencas los datos arrojaron valores que las clasifican como ovales-oblongas a rectangulares-oblongas.

Según la clasificación de Miller (1953), las subcuencas S1, S2, S3, S4 y S5 presentan valores cercanos a cero, indicando formas alargadas. En las subcuencas S6 y S7 este parámetro no está considerado, ya que los valores obtenidos son mayores al límite máximo (1) estipulado por el autor de esta clasificación.

Con respecto a la Densidad de Drenaje, la mayoría de las subcuencas poseen, según Ibal (2009), una densidad de drenaje moderada, mientras que las subcuencas S6 y S7, se interpretan como pobremente drenadas, ya que presentan valores bajos. La Densidad de Drenaje es controlada por la litología, por la facilidad con la que se infiltra el agua de lluvia bajo la superficie del

terreno hasta alcanzar el nivel freático y por la presencia o ausencia de cobertura vegetal (Strahler, 1974). En cuanto a los resultados para esta zona, indican “densidad de drenaje muy baja”, reflejando un área pobremente drenada con respuesta hidrológica muy lenta, la que podría deberse a las estructuras y / o al tipo de litología presente en la zona, en contraposición a Ocaña y Flores (2017) que sugieren una red de drenaje eficiente. El material descrito en la zona se encuentra fuertemente en diaclasas y la vegetación es escasa, generando una permeabilidad secundaria alta, lo que favorecería a una mayor infiltración. Esto puede traducirse en una contribución directa a la permeabilidad del suelo, jugando un papel muy importante en términos de escurrimiento en épocas de avenidas fuertes.

Con los resultados obtenidos en las curvas hipsométricas e integrales hipsométricas (H_i), tomando como base a las modificadas por Keller y Pinter (2002), se puede observar que los cauces principales de las subcuencas S3 y S7 se encuentran en una etapa juvenil o en desequilibrio. A su vez, puede destacarse que la subcuenca S3 presenta un punto de inflexión entre los valores 40 y 80 que puede relacionarse con controles tectónicos o litológicos (Strahler 1952). Los ríos de las subcuencas S2 y S6 se consideran en un estado de equilibrio; mientras que los cauces de las subcuencas S1, S4 y S5 se encontrarían en una etapa senil.

A través del análisis de las curvas hipsométricas, se pudo determinar que el estado evolutivo de las subcuencas difiere una de otra. Es posible afirmar que las subcuencas S3, S6 y S7, cuyos valores de H_i son mayores a 0.5 asociados a curvas convexas poseen un gran potencial erosivo, lo que implicaría la existencia de un relieve accidentado debido a la alta tasa de actividad tectónica que podría conducir a un rejuvenecimiento continuo. Estas subcuencas hidrográficas relativamente jóvenes, son más dinámicas y activas por la acción de procesos erosivos producto de la actividad neotectónica de las estructuras presentes en el área. Además, las tasas de

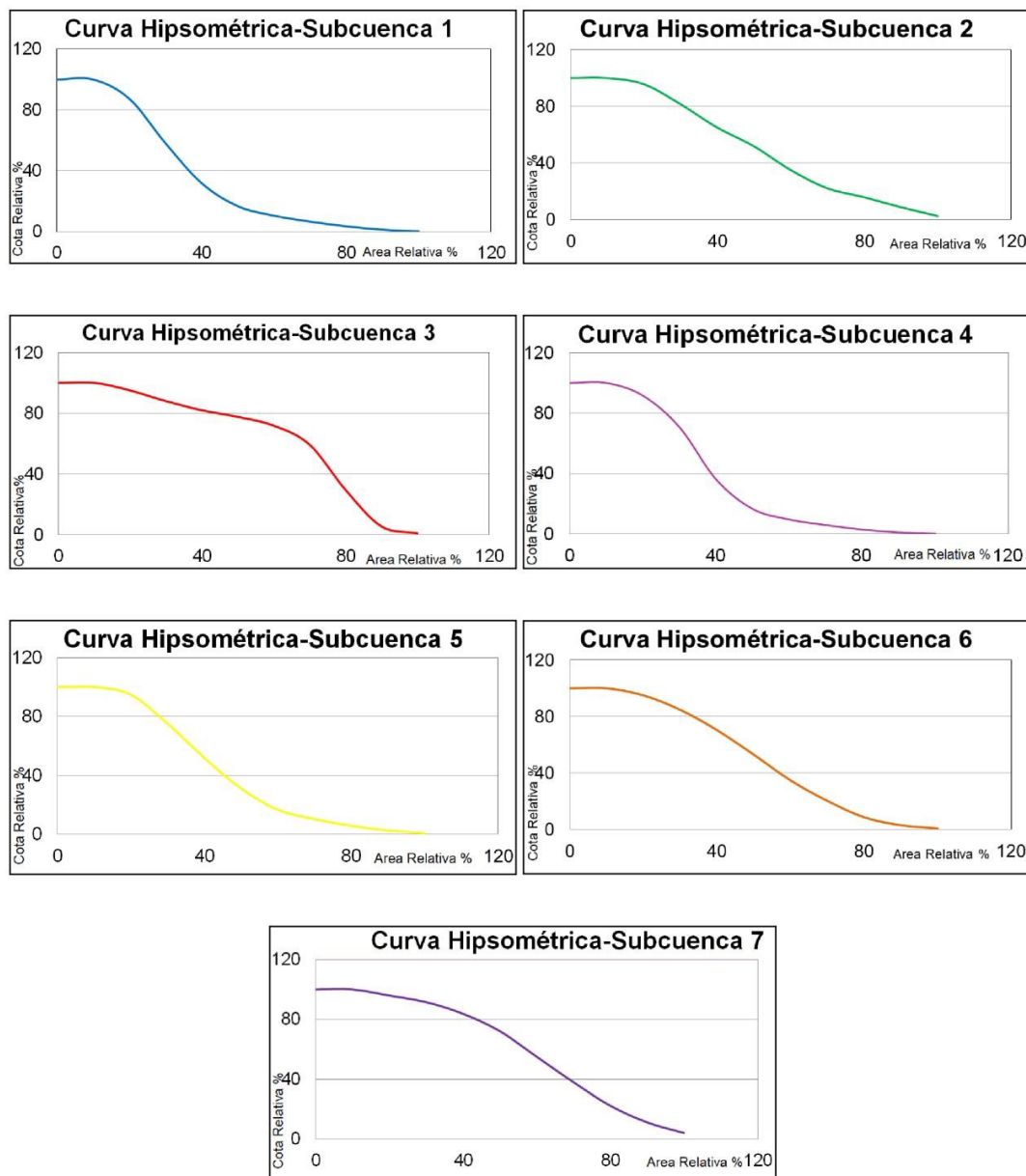


Figura 3 Curvas hipsométricas calculadas para cada una de las subcuencas de estudio.

erosión son más lentas a medida que avanzan hacia la etapa de madurez, tal como lo señalan Ritter *et al.* (2011). Las subcuencas S1, S4 y S5 se encuentran en una etapa de madurez (H_i menores a 0.5), donde los diversos procesos geomorfológicos operan cerca del equilibrio e indicarían una menor participación de la variable tectónica. Por último, la subcuenca S2 ($H_i = 0.47$) sugiere una etapa de equilibrio respecto al proceso de sedimentación-erosión, lo que podría deberse a la baja

actividad tectónica, sugiriendo una etapa senil que se distingue por un paisaje cerca de su nivel base con relieve muy redondeado y suave. Resultados e interpretaciones similares obtuvieron Ocaña *et al.* (2020), en la zona de Matagusanos, ubicada al este de la zona de este trabajo, al igual que Tejada *et al.* (2018), quienes estudiaron las cuencas colindantes al noreste de la zona de estudio, obteniendo resultados similares, determinando un estadio de evolución juvenil a maduro.

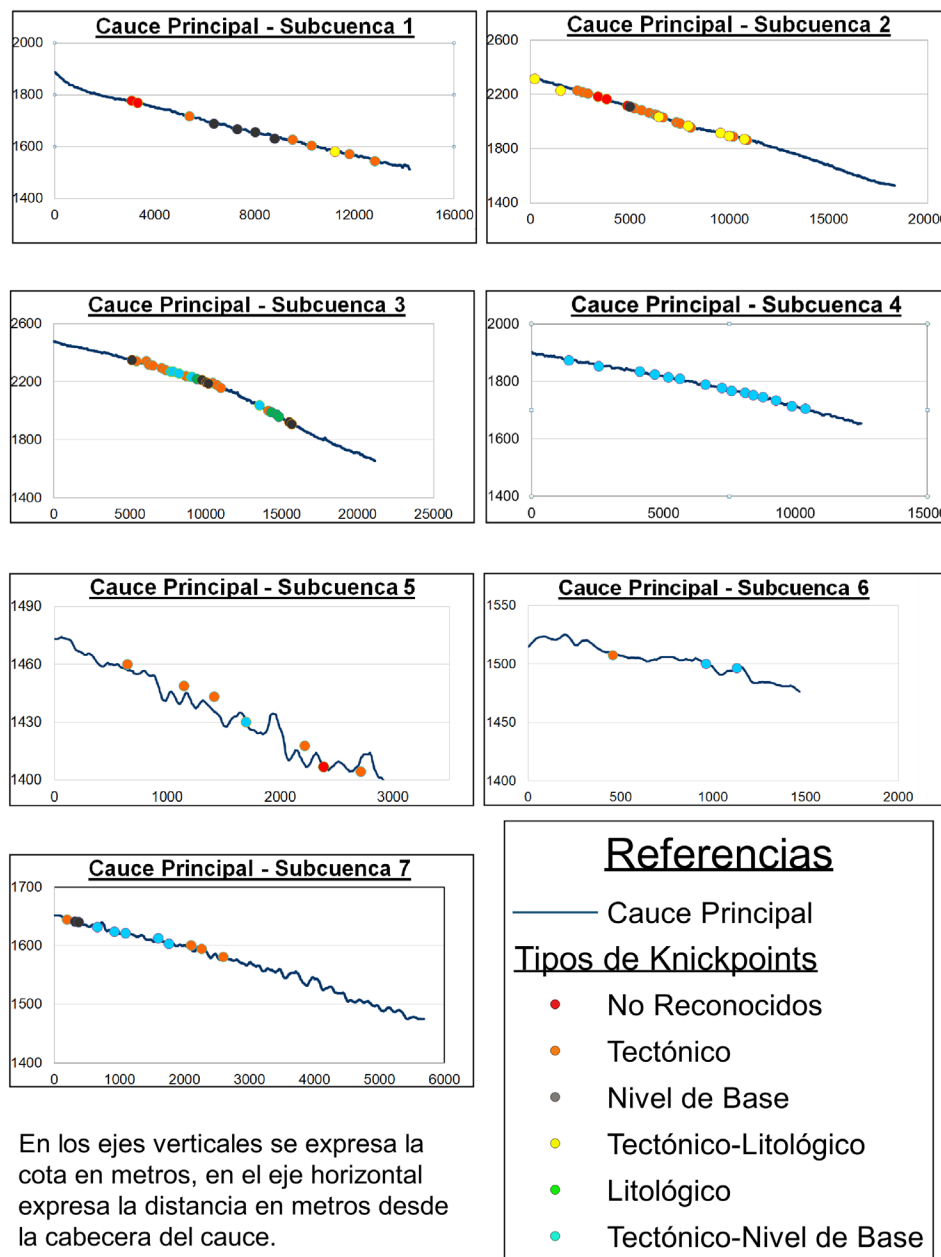


Figura 4 Perfiles topográficos longitudinales de los ríos principales mostrando los *knickpoints*. En los ejes verticales se expresa la cota en metros, mientras que en los horizontales queda representada la distancia en metros desde la cabecera.

A través del análisis e interpretación de los perfiles topográficos longitudinales de los ríos principales y utilizando los MDEs, en la zona de estudio se han podido determinar un total de 109 *knickpoints* (Figuras 4 y 5), de los cuales, considerando la clasificación presentada por Castillo y Lugo-Huip (2011) y Subiela (2017), se infiere que el 40% de los *knickpoints* son de origen tectónico, 29% se asignaría a un origen tectónico-nivel base, un

13% al nivel base, el 11% se ajusta al tipo tectónico-litológico, solo el 1% es litológico y en el restante 6% no se ha logrado estimar su origen. Además, para corroborar la interpretación de los mismos, se tomó como base el mapa geológico de la zona, donde se puede observar que la mayoría de los *knickpoints* están conectados a estructuras relacionadas a su vez a procesos tectónicos activos locales. En cuanto a los *knickpoints* litológicos, éstos

podrían deberse a variaciones en la competencia entre estratos y a los contactos entre las diferentes litologías aflorantes en el área (Figura 5).

En relación al análisis del diseño de las redes de drenaje (Figura. 6), la subcuenca S1 responde a un diseño dendrítico, y su cauce principal coincide con una estructura inferida, de rumbo norte-sur, ubicada en este sector de la cuenca.

La subcuenca S2 presenta un diseño en general subparalelo a las estructuras presentes, y hacia el norte el diseño de la red es rectangular. En el sector occidental, el cauce principal es paralelo a una falla con rumbo norte-sur, mientras que, en el sector norte, el cauce principal gira 90° al este, para tomar un rumbo este-oeste (Figura 6).

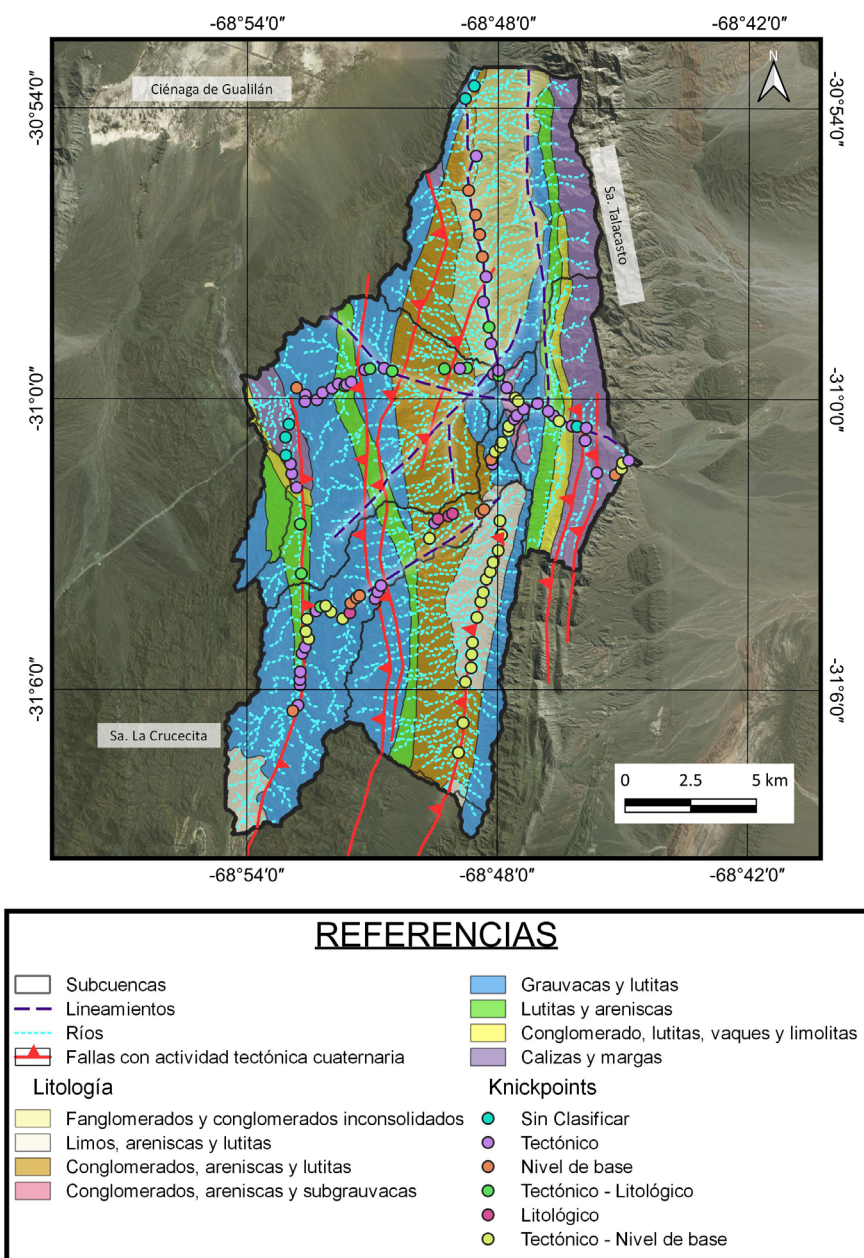


Figura 5 Mapa litológico con la distribución de los knickpoints obtenidos en el análisis.

En la subcuenca S3, la red posee un diseño rectangular, controlado por la falla Las Crucecitas que atraviesa la subcuenca en el margen occidental de la misma. Hacia el noreste, sobre el Neógeno, la red es subparalela, acomodándose a una estructura de rumbo noreste-suroeste.

En la subcuenca S4, la red de drenaje presenta un diseño subparalelo y el cauce principal está

controlado por una estructura de rumbo norte-sur, ubicada al este.

En las subcuencas S5, S6 y S7 la red de drenaje tiene un diseño rectangular y subparalelo y sus cauces principales se adaptan en su totalidad a las estructuras presentes en el área.

En forma subordinada, se puede observar una caída en el nivel base local de los ríos debido a

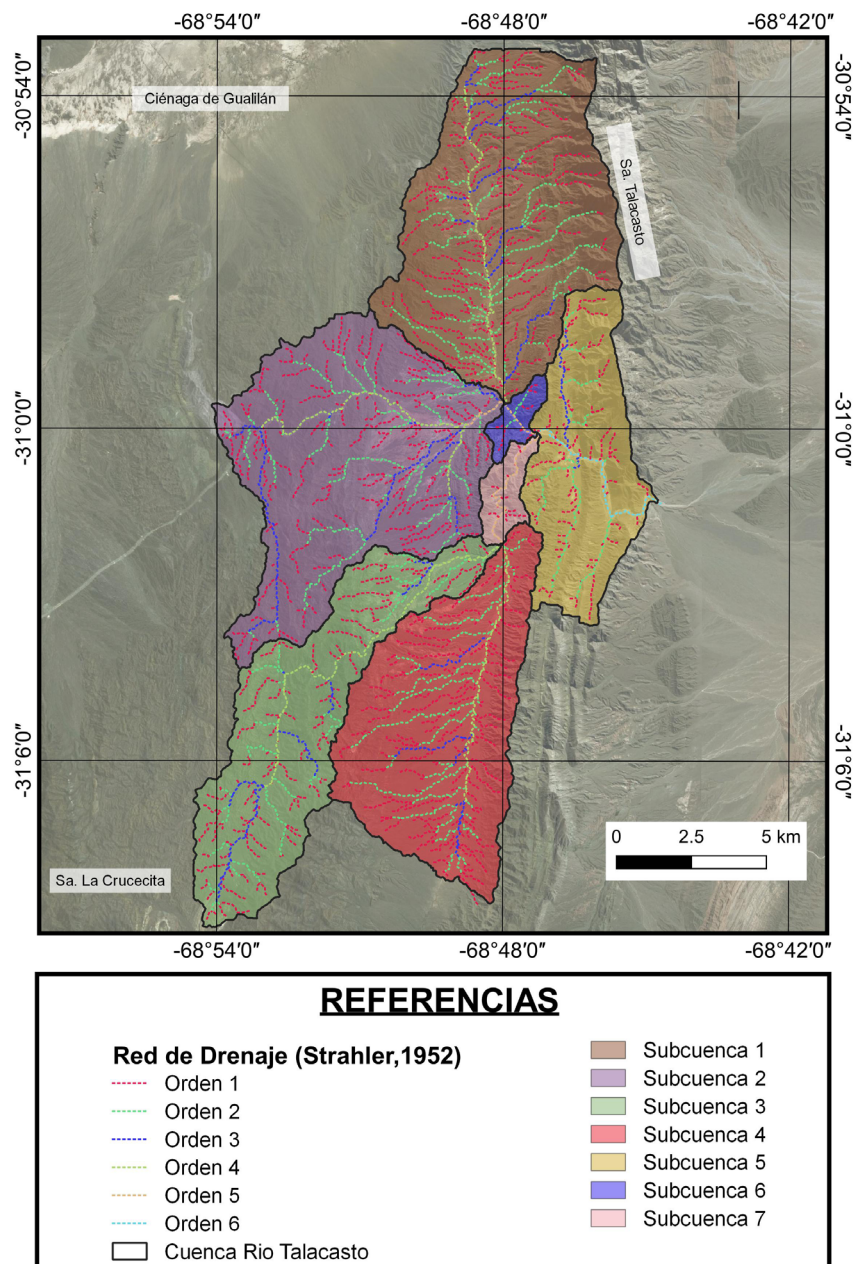


Figura 6 Subcuencas con su red de drenaje según los órdenes de Strahler (1952), siendo los cauces principales, los de mayor orden de cada Subcuenca. Imagen satelital de fondo obtenida de Google Earth.

diferentes factores; erosión, agradación y diferencia de pendientes de algún tributario importante sobre el cauce principal.

Los mayores valores obtenidos de SPI, se corresponden con los ríos tributarios de menor orden para todas las subcuencas, ubicándose en sectores montañosos de mayor pendiente y en piedemontes de las sierras afectadas por la actividad tectónica, demarcando un mayor potencial erosivo e incisión de cauces. Los ríos principales de cada subcuenca muestran valores bajos. Dichos resultados se asocian a las zonas con actividad tectónica cuaternaria, consistentes con los resultados de los índices mencionados anteriormente.

Finalmente, del análisis efectuado, se puede inferir que el comportamiento hidrológico de la cuenca responde a un control tectónico y en

menor medida a un componente litológico. En este estudio debe tenerse en cuenta que no se considera el factor climático, asumiendo que en esta región el régimen de lluvias es el mismo para toda el área.

5. Conclusiones

En el presente trabajo se realizó un análisis morfotectónico de la cuenca del río Talacasto, a partir del cual se infiere que el diseño de su red de drenaje estaría controlado por el estilo estructural del área y su actividad tectónica cuaternaria.

Con base a las diferentes características de la red se diferencian tres zonas: Hacia el oeste o zona occidental, correspondiente al piedemonte de la Sierra de La Crucecita, se observa un relieve juvenil, con

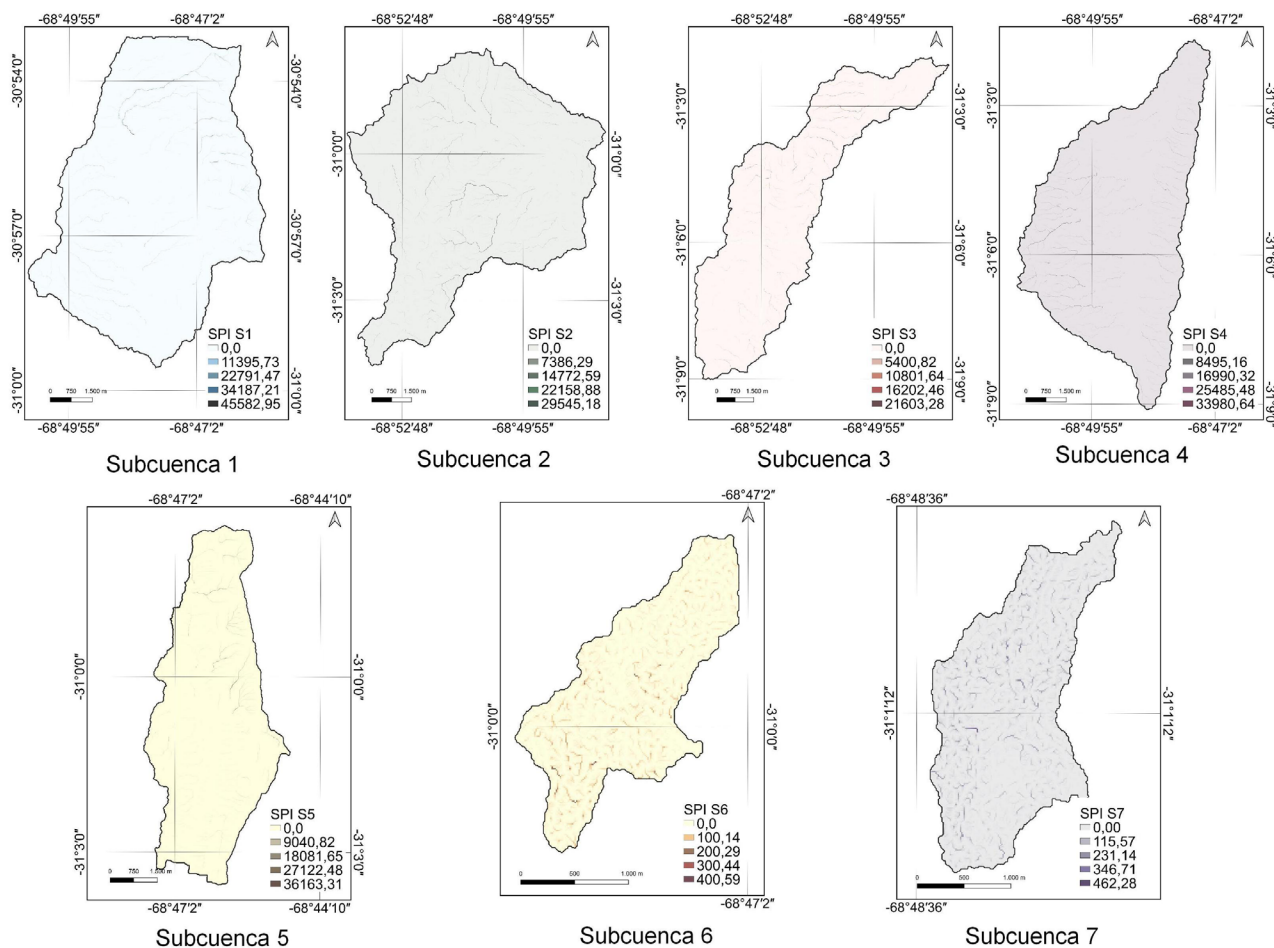


Figura 7 Cálculo del índice SPI para las distintas subcuencas.

pendientes escarpadas, donde la red presenta un diseño en general subparalelo y evidencia el basculamiento producto del ascenso de dicha sierra debido a la actividad tectónica cuaternaria de la falla Las Crucecitas. En la parte central, representada por la zona deprimida intermontana, la red de drenaje tiende a ser rectangular y revela mayor pendiente, implicando mayor susceptibilidad a concentrar las crecidas continuas particularmente en la zona donde se ubican las rutas que atraviesan el sector. En este sector, la red de drenaje está afectada por el basculamiento desde el este, producto del ascenso de la Sierra de Talacasto. También la zona oriental, en el piedemonte de la Sierra de Talacasto, está afectada por el basculamiento producto del levantamiento de la misma sierra debido a la actividad tectónica cuaternaria.

Finalmente, es necesario realizar estudios de mayor detalle para determinar tasas de levantamiento y erosión, a fin de determinar la influencia de la tectónica cuaternaria y los posibles cambios del nivel de base del río Talacasto.

Contribuciones de los autores

A continuación se detalla la contribución específica de los autores Carla E. Ginesta Torcivia (C.E.G.T), Natalia N. Ríos (N.N.R.) y María Yanina Esper Angillieri (M.Y.E.A.): (1) Conceptualización: C.E.G.T, N.N.R., M.Y.E.A. (2) Análisis o adquisición de datos, C.E.G.T, N.N.R., M.Y.E.A. (3) Desarrollo metodológico/técnico, N.N.R., C.E.G.T, M.Y.E.A. (4) Redacción del manuscrito original, C.E.G.T, N.N.R., M.Y.E.A. (5) Redacción del manuscrito corregido y editado, N.N.R., C.E.G.T, M.Y.E.A. (6) Diseño gráfico, C.E.G.T, N.N.R., M.Y.E.A. (7) Trabajo de campo, (8) Interpretación, C.E.G.T, N.N.R. y M.Y.E.A.

Agradecimientos

Las autoras agradecen a CIGEOBIO por proporcionar la licencia de ArcGis 10.3, y a la Dra.

Laura P. Perucca por sus comentarios y aportes a este trabajo. Finalmente, las autoras agradecen a los revisores por sus aportes.

Financiamiento

Universidad Nacional de San Juan, en el marco del proyecto CICITCA E1034.

Conflictos de Interés

Las autoras no aprecian conflictos de interés alguno.

Referencias

- Abraham, E., Soria, D., 2000, Catálogo de recursos humanos e información relacionada con la temática ambiental en la región andina argentina: Buenos Aires, Argentina: IADIZA/GTZ.
- Allmendinger, R., Figueraeroa D., Zinder, E., Beer, J., Mpodozis, C., Isacks, B. L., 1990, Oreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30° latitude: Tectonics, 9(4), 789-809. <https://doi.org/10.1029/TC009i004p00789>
- Alonso, J.L., Rodríguez Fernández, L.R., García-Sansegundo, J., Heredia, N., Farias, P., Gallastegui, J., 2005, Gondwanic and Andean structure in the Argentine Central Precordillera: the Río San Juan section revisited: International Symposium on Andean Geodynamics, 6, 36-39.
- Bishop, P., Hoey, T. B., Jansen, J. D., Artza, I. L., 2005, Knickpoint recession rates and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland: Earth Surface Processes and Landforms, 30, 767-778. <https://doi.org/10.1002/esp.1191>
- Bull, W.B., McFadden, L.D., 1977, Tectonic geomorphology north and south of the

- Garlock Fault; California, Geomorphology in arid regions: Proceedings of Eighth Annual Geomorphology Symposium, 1, 115–138. <https://doi.org/10.4324/9780429299230-5>
- Burbank, D. W., Anderson, R. S., 2001, Tectonic geomorphology: Oxford, Blackwell Scientific, 270p.
- Burbank, D. W., McLean, J. K., Bullen, M., Abdrakhmatov, K. Y., Miller, M. M., 1999, Partitioning of intermontane basins by thrust related folding. Tien Shan, Kyrgyzstan: Basin Research, 11(1), 75–92. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1999.00086.x>
- Campos, A., 1992, Procesos del ciclo hidrológico: México, Universidad Autónoma de San Luis, Facultad de Ingeniería, 550p.
- Capó, A., García, C., 2014, Análisis e interpretación de los perfiles longitudinales en la red fluvial del sur y sureste de Mallorca: Cuadernos de Investigación Geográfica/ Geographical Research Letters, 40 (1), 147–168. <https://doi.org/10.18172/cig.2528>
- Castillo, M., Lugo-Hubp, J., 2011, Estado actual del conocimiento; clasificación y propuesta de inclusión del término knickpoint en el léxico geológico-geomorfológico del español: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63(2), 353–364. <https://doi.org/10.18268/bsgm2011v63n2a15>
- Esper Angillieri, M. Y., Perucca, L. P., 2014, Geomorphology and morphometry of the de La Flecha river basin, San Juan, Argentina: Environmental Earth Sciences, 72, 3227–3237. <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-014-3227-4>
- Etchebehere, M.L.C., Saad, A.R., Santoni, G., Casado, F.C., Fulfaro, V.J., 2006, Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declivida-de Extensão) em segmentos de drenagem: Revista Geociências, 25(3), 271–289.
- Finnegan, N.J., Sklar, L., Fuller, T.K., 2007, Interplay of sediment supply, river incision, and channel morphology revealed by the transient evolution of an experimental bedrock channel: Journal of Geophysical Research, 112, F03S11. <https://doi.org/10.1029/2006jf000569>
- Giletycz, S., Loget, N., Chang, C., Mouthereau, F., 2015, Transient fluvial landscape and preservation of low relief terrains in an emerging orogen: Example from Hengchun Peninsula, Taiwan: Geomorphology, 231, 169–181. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.11.026>
- Gravelius, H., 1914, Flussskunde. Goschen Verlagshan dlug Berlin, en Zavoianu, I. (ed.), Morphometry of Drainage Bassins: Amsterdam, Elsevier, 235 p.
- Ginesta T. C. E., 2017, Análisis morfométrico preliminar de la cuenca del Río Talacasto, San Juan, Argentina, en Séptimo Simposio-Congreso Geológico Argentino, 20, 68–69.
- Ginesta, T. C. E., Rios, N. N., 2020, Preliminary morphometric analysis: Río Talacasto Basin, Central Precordillera of San Juan, Argentina, in Collantes, M.M., Perucca, L., Niz, A., Rabassa, J., (Eds.), Advances in Geomorphology and Quaternary Studies in Argentina: Nueva Zelanda, Springer, 158–168. https://doi.org/10.1007/978-3-030-22621-3_8
- Goudie, A.S., 2004, Encyclopedia of Geomorphology, Vol.1, New York, Routledge, 1200p.
- Howard, A.D., 1967, Drainage analysis in geologic interpretation: A summation: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 51(11), 2246–2259. <https://doi.org/10.1306/5D25C26D-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Ibal, S.A., 2009, Plan de ordenación y manejo ambiental de la microcuenca de las Quebradas Las Panelas y La Balsa: Colombia, CORTOLIMA, Empresa Ibaguereña de Acueducto y Alcantarillado.
- Jardí, M., 1985, Forma de una cuenca de drenaje. Análisis de las variables morfométricas que

- nos la definen: *Revista de Geografía*, 19(1), 41-68.
- JAXA/METI ALOS PALSAR ALPSRP146026560; ALPSRP146026550. 21 October 2008. Accessed through ASF DAAC September; 2015. <https://asf.alaska.edu/data-sets/sar-data-sets/alos-palsar/>
- Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Damanti, J. F., Drake, R. E., 1993, Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31 S, Andes Mountains: *The Journal of Geology*, 101(2), 135-156. <https://doi.org/10.1086/648213>
- Keller, E. A., Pinter, N., 1996, *Active tectonics, Upper Saddle River: New Jersey*, Prentice Hall, 362p.
- Keller, E. A., Pinter, N., 2002, *Active tectonics. Earthquakes; uplift; and landscape (2nd Ed.)*: New Jersey, Prentice Hall, 384p.
- Levina, M., Horton, B., Fuentes, F., Stockli, D., 2014, Cenozoic sedimentation and exhumation of the foreland basin system preserved in the Precordillera thrust belt (31–32°S); southern central Andes, Argentina: *Tectonics*, 33(9), 1659-1680. <https://doi.org/10.1002/2013TC003424>
- Londoño, S. N., Acosta, J. H. C., Rivera, A. D. J. R., 2013, Estudio morfotectónico de un tramo del río Herradura entre Frontino y Abriaquí, Cordillera Occidental de Colombia: *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 33, 71-84.
- López Bermúdez, F., Navarro Hervás, F., Romero Díaz, M. A., Conesa García, C., Castillo Sánchez, V., Martínez Fernández, J., García Alarcón, C., 1988, *Geometría de cuencas fluviales: las redes de drenaje del alto Guadalentín*: Madrid, ICONA, 225p.
- Miller, V. C., 1953, *A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area. Technical Report 3*: New York, Columbia University, 30p.
- Moore, I.D., Grayson, R.B., Ladson, A.R., 1991, Digital terrain modeling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications: *Hydrological Processes*, 5(1), 3–30. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360050103>.
- Ocaña E, Flores, D., 2017, Tiempo de concentración de flujos hídricos de una cuenca de precordillera central. Análisis morfométricos aplicado a estudios de prevención de riesgos, en Congreso Binacional de Investigación científica: Argentina, San Juan, 1-5.
- Ocaña, R. E., Flores, D. G., Pittaluga, M. A., Cortez Taillant, V. S., 2020, Aplicación de índices geomorfométricos, para el análisis del sistema erosivo fluvial de la cuenca Matagusanos. *Precordillera de San Juan: Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 77(1), 174-191.
- O'Callaghan, J.F., Mark, D.A., 1984, The extraction of the drainage networks from digital elevation data: *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*, 28(3), 323-344. [http://dx.doi.org/10.1016/S0734-189X\(84\)80011-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0734-189X(84)80011-0).
- Ortiz, A., Zambrano, J., 1981, La provincia geológica de Precordillera Oriental, en 8° Congreso Geológico Argentino San Luis, 59-74.
- Pereyra, B.R., 1993, *Clima de San Juan: Argentina*, Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales.
- Pérez, J., 1979, *Fundamentos del ciclo hidrológico: Venezuela*, Universidad Central de Venezuela.
- Perucca, L. P., Vargas, H., 2014, Neotectónica de la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(2), 291–304. <https://doi.org/10.18268/bsgm2014v66n2a6>
- Perucca, L. P., Vargas, H., Rothis, M., Allis, C., 2017, Morfotectónica en la Quebrada de la Burra Precordillera Central de San Juan. Argentina, en el Séptimo Simposio Congreso Geológico Argentino, 20, 118-120.
- Perucca, L. P., Espejo, K., Angillieri, M. Y. E., Rothis, M., Tejada, F., Vargas, M., 2018, Neotectonic controls and stream piracy on the

- evolution of a river catchment: a case study in the Agua de la Peña River basin; Western Pampean Ranges, Argentina: *Journal of Iberian Geology*, 44(2), 207-224. <https://doi.org/10.1007/s41513-018-0052-8>
- Pike, R., Wilson, S. 1971, Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis: *Geological Society of America Bulletin*, 82(4), 1079-1084. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[1079:ERHIAG\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[1079:ERHIAG]2.0.CO;2)
- Ramos, V. A., 1999, Plate tectonic setting of the Andean Cordillera: *Episodes*, 22(3), 183-190. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1999/v22i3/005>
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J., Palma M., 1986, Paleozoic terranes of the central Argentine Chilean Andes: *Tectonics*, 5(6), 855-880. <https://doi.org/10.1029/TC005i006p00855>
- Ritter, D., Kochel, R., Miller, J. 2011, *Process Geomorphology*. 5th: Long Grove, IL, Waveland Pr Inc., 652p.
- Rolleri, E. O., 1969, Rasgos tectónicos generales del valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí, Provincia de San Juan, República Argentina: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24(4), 408-412.
- Sala, M., Gay, R., 1981, Algunos datos morfométricos de la cuenca del Isábena: *Notes de Geografía Física*, 4, 41-65.
- Schumm, S. A., 1956, Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Ambos, New Jersey: *Geological Society of America Bulletin*, 67(5), 597-646. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1956\)67\[597:EOSAS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1956)67[597:EOSAS]2.0.CO;2)
- Senciales González, J. M., 1995, La cuenca del río Vélez. Estudio hidrográfico: España, Universidad de Málaga, Tesis Doctoral.
- Senciales González, J. M., 1999, Redes fluviales. Metodología de análisis, Estudios y ensayos 34: España, Universidad de Málaga, 337p.
- Strahler, A. N., 1952, Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography: *Geological Society of America Bulletin*, 63(11), 1117-1142. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1952\)63\[1117:HAAOET\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[1117:HAAOET]2.0.CO;2)
- Strahler, A. N., 1957, Quantitative analysis of watershed morphology: *Transactions of the American Geophysical Union*, 38(6), 913-920. <https://doi.org/10.1029/tr038i006p00913>
- Strahler, A.N., 1964, Quantitative geomorphology of drainage basin and channel networks, En Chow, V.T. (ed.), *Handbook of applied hydrology*: New York, McGraw Hill, 4-39.
- Strahler, A.N., 1974, *Geografía física*: Barcelona, Omega, 550p.
- Subiela B., G. B., 2017, Evaluación del índice SL para la identificación de movimientos de ladera que afectan a la red de drenaje: España, Universidad de Barcelona, Tesis de Maestría, 25p.
- Tejada R., F. E. T., Onorato, M. R., Fernández, G., 2018, Aplicación de índices para el análisis morfotectónico y evolutivo del paisaje en el piedemonte oriental de la Sierra de Talacasto y lomas de Jayampes, San Juan, en Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología.
- Vargas, M., Rothis, M., Esper-Angillieri, M.Y., Perucca, L. Vargas, N., 2020, Análisis morfométrico y morfotectónico de dos cuencas fluviales intermontanas colineales y opuestas de la Precordillera, Andes Centrales de Argentina: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72 (1), A111019. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2020v72n1a111019>
- Von Gosen, W., 1992, Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Río San Juan section: *Journal of Structural Geology*, 14, (6), 643-667. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90124-F](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90124-F)
- Whipple, K., 2009, The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts:

- Nature Geoscience, 2, 97–104. <https://doi.org/10.1038/ngeo413>
- Whipple, K. X., 2004, Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 32, 151-185. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120356>
- Willett, S. D., 1999, Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts: Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 104(B12), 28957-28981. <http://dx.doi.org/10.1029/1999JB900248>
- Wilson, J.P., Lorang, M.S., 1999, Spatial models of soil erosion and GIS, in Fotheringham, A.S., Wegener, M. (eds.), Spatial Models and GIS: New potential and new models: London, Taylor and Francis, 83-108.