



# Aplicación de índices geomorfométricos, para el análisis del sistema erosivo fluvial de la cuenca Matagusanos, Precordillera de San Juan

**Raúl Emmanuel OCAÑA<sup>1,2</sup>, Daniel Germán FLORES<sup>1,2</sup>, María Alejandra PITTALUGA<sup>2</sup> y Valeria Sofia CORTEZ TAILLANT<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>CONICET-CIGEOBIO (Centro de Investigaciones de la Geósfera y la Biósfera).

<sup>2</sup>Universidad Nacional de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Instituto de Geología: Gabinete de Geología Ambiental, Departamento de Geología.

Email: emma\_geol@hotmail.com

**Editores invitados:** Adriana Mehl, Francisco Córdoba y Andrés Bilmes

Recibido: 7 junio, 2019

Aceptado: 17 octubre, 2019

## RESUMEN

En este trabajo se llevó a cabo un análisis del relieve, mediante la elaboración de un mapa geomorfológico y la aplicación de índices geomorfométricos de las subcuencas y principales arroyos del área de Matagusanos, para comprender la movilidad y estabilidad de las geoformas cuando son perturbadas por actividad tectónica. Como principal herramienta se usaron modelos digitales de elevación (MDE) y Sistemas de Información Geográfica (SIG). Se evaluaron las 13 subcuencas más importantes de la cuenca de Matagusanos y sus arroyos principales, ubicados al norte de la ciudad de San Juan, Argentina. Se aplicó una metodología que contempla diferentes etapas: primero, el mapeo de unidades geomorfológicas cuaternarias utilizando un sistema de clasificación morfogenética (erosional-exhumado por tectónica, fluvial-aluvial, poligénica, lacustre y remoción en masa). Segundo, la clasificación de las unidades geomorfológicas de acuerdo con la posición relativa al sistema de fallamiento inverso los Blanquitos y Villicum-Zonda. Y en la tercera etapa, a partir de los arroyos extraídos de los MDE, se seleccionaron aquellos de mayor orden para analizar sus perfiles longitudinales, el gradiente del perfil longitudinal del cauce ( $SL$ ), y *knickpoints* ( $SL_{max} = 1520$ ) provocados por actividad tectónica. El factor de asimetría indica que las subcuencas que basculan al sur lo hacen con mayor inclinación que las subcuencas que basculan al norte. El análisis hipsométrico indica que hay subcuencas altamente erosionadas (subcuenca 5,  $Hi = 23$ ) y otras relativamente jóvenes (subcuenca 9,  $Hi = 53$ ) que son más dinámicas y activas por procesos erosivos, como resultado de la actividad neotectónica.

**Palabras clave:** *Índices geomorfométricos, San Juan, Geoformas, Fallas cuaternarias.*

## ABSTRACT

*Application of geomorphometric indices for the analysis of the erosive river system in the Matagusanos basin, San Juan Precordillera.* In this work, we were carried out an analysis of the relief, by means of the realization of a geomorphological map and the application of geomorphometric indexes of the sub-basins and main streams of the area of Matagusanos, to understand the mobility and stability of the geoforms when they are disturbed by activity Tectonics. Digital Elevation Models (DEM) and Geographic Information Systems (GIS) were used as the main tool. The 13 most important sub-basins of the Matagusanos basin and its main streams, located north of the San Juan city, Argentina, were evaluated. A methodology that includes different stages was applied: first, the mapping of quaternary geomorphological units using a morphogenetic classification system (erosional-exhumed by tectonics, fluvial-alluvial, polygenic, lacustrine and landslide). Second, the classification of geomorphological units according to the position relative to the inverse fault system Los Blanquitos and Villicum-Zonda. And in the third stage, from the streams extracted from the DEM, those of greater order were selected to analyze their longitudinal profiles, the stream length-gradient index ( $SL$ ), and knickpoints ( $SL_{max} = 1520$ ) caused by tectonic activity. The asymmetry factor indicates that the sub-basins that tilt to the south do so with greater inclination than the sub-basins that

tilt to the north. The hypsometric analysis indicates that there are highly eroded sub-basins (sub-basin 5,  $Hi = 23$ ) and other relatively young ones (sub-basin 9,  $Hi = 53$ ) that are more dynamic and active due to erosive processes, as a result of neotectonic activity.

**Key words:** *Geomorphometric indexes, San Juan, Geoforms, Quaternary faults.*

## INTRODUCCIÓN

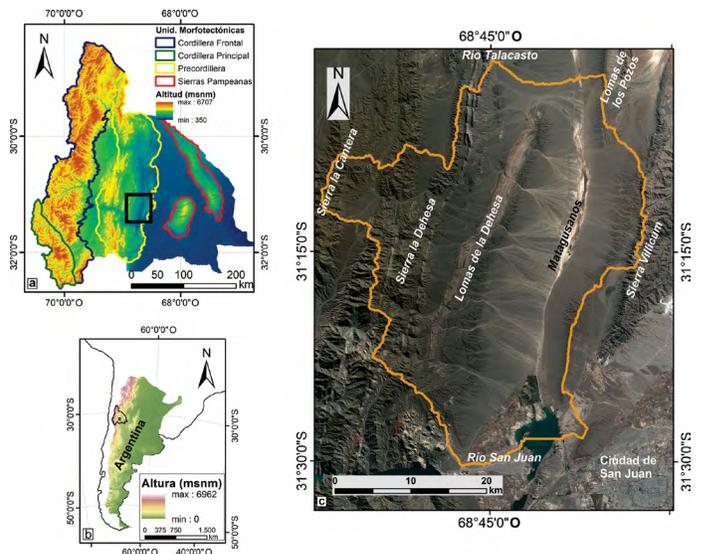
La geomorfometría es la ciencia de análisis cuantitativo de la superficie terrestre (Pike et al. 2009). Esta moderna ciencia utiliza los sistemas de información geográfica (SIG), los cuales han permitido el avance de nuevos enfoques para procesar, manipular grandes cantidades de datos en corto tiempo, visualizar gráficamente las formas del relieve y posterior toma de decisiones (Vitek et al. 1996). Además, se considera que la combinación de SIG y trabajo de campo tiene un gran potencial en el análisis de sistemas complejos y es particularmente apropiado para el estudio de sistemas geomorfológicos activos (Gustavsson et al. 2006). Si bien los mapas geomorfológicos proporcionan una imagen instantánea de sistemas geomorfológicos complejos y dinámicos, generalmente son insuficientes para representar satisfactoriamente entornos dinámicos como las cuencas torrenciales de zonas áridas (Esper Angillieri 2012, Ocaña y Suvires 2018), especialmente porque sus geoformas (canales temporales, abanicos aluviales, llanuras de inundación, terrazas, barrancos, etc.) pueden cambiar muy rápidamente en una escala temporal y espacial (Bonnet-Staub 2001, Theler y Reynard 2008, Flores et al. 2019). Precisamente el conocimiento geomorfológico es la base para otros estudios aplicados tales como, distribución físico-espacial de suelos, aptitudes de tierras y terrenos, estudios de impacto ambiental, toxicidad de suelos y de napa freática, entre otros. Además, para prevenir o mitigar daños producidos por peligros naturales, principalmente por inundaciones y sismos.

Las fallas inversas han sido ampliamente estudiadas en las últimas décadas en la provincia de San Juan por autores como: Jordan et al. (1993), Von Gosen (1992), Zapata y Allmendiger (1996), Cristallini y Ramos (2000), Alvarado y Beck (2006), Perucca et al. (2015). Estos trabajos citados contribuyeron a un mejor entendimiento de las diferentes unidades morfoestructurales existentes en el territorio sanjuanino (Fig. 1a). El conocimiento de las estructuras y la dinámica geomorfológica nos lleva a una mejor comprensión de la evolución del relieve. El valle de Matagusanos es la región propuesta, allí existen trabajos vinculados al análisis de tectónica, estratigrafía y geomorfología principalmente (Paredes et al. 1997, Paredes y Perucca 2000, Perucca et al. 2013, Ocaña et al. 2017). Diversas técnicas geofísicas han sido utilizadas para

analizar las propiedades de las cuencas subterráneas constituidas por niveles aluviales cuaternarios (Villarroel et al. 2018) y conocer de forma más detallada el flujo y quimismo del agua (Rodríguez et al. 2018,).

Las geoformas sufren modificaciones (erosión, variaciones de la pendiente, altura, entre otras) cuando son afectadas por esfuerzos tectónicos, es por ello que en este trabajo el objetivo fue analizar el relieve, mediante la realización de un mapa geomorfológico y la aplicación de índices geomorfológicos de las subcuencas y principales arroyos del área de Matagusanos, para comprender la movilidad y estabilidad de las geoformas cuando son perturbadas por actividad tectónica. En este trabajo se han aplicado varios índices geomorfológicos que son de gran utilidad para demostrar como la actividad tectónica de los frentes montañosos y pedemontanos inciden en las geoformas presentes (Keller y Pinter 2002). El análisis de los perfiles longitudinales de los arroyos, resulta interesante para estudiar la actividad tectónica y erosiva de las geoformas, ya que estos responden a forzamientos tectónicos o cambios de gradiente por acumulación de materiales (Kirby y Whipple 2012).

## Área de estudio



**Figura 1.** Área de estudio: a) Ubicación de la provincia de San Juan en contexto geográfico regional; b) Mapa de elevaciones y unidades morfoestructurales de la provincia de San Juan; c) Combinación de bandas 432 (color natural) de la imagen Sentinel 2A, para el sitio de estudio, el polígono color naranja representa a la cuenca hidrográfica Matagusanos.

El sitio de estudio es la depresión tectónica de Matagusanos, localizada en el sector central de la provincia de San Juan (Fig. 1a), en el oeste de Argentina (Fig. 1b). Esta depresión geográficamente se ubica en la intersección de los 31°15' de latitud sur y 68°40' de longitud oeste (Fig. 1c), con una superficie aproximada de 1338 km<sup>2</sup>. La mayor cantidad de sedimentos es provista desde el flanco occidental del semibolsón de Matagusanos, el cual se encuentra en el sector central de la cuenca dispuesto de modo longitudinal en sentido norte-sur.

Poblete y Minetti (1989), caracterizaron el clima de la provincia de San Juan, utilizando la clasificación climática de Köppen (1923), como seco de desierto con vegetación xerófila, escasas precipitaciones con media anual de 90.7 mm/año de tipo torrencial, corta duración, elevada intensidad y reducida área de cobertura (Poblete y Minetti 1989). Los datos climáticos están disponibles en el sitio web <https://www.smn.gob.ar/> para el periodo 1981-2010 de la región. La Temperatura promedio es de 17.9 °C y la velocidad del viento de 12.7 km/h. La evapotranspiración potencial supera ampliamente los valores de precipitación y se han estimado en 1600 mm/año.

Evidencias paleoecológicas y geológicas sugieren que las condiciones climáticas actuales en el desierto del Monte se desarrollaron en los últimos 3000 a 4000 años (Mancini et al. 2005, Markgraf 1993, Muhs y Zarate 2001). Las condiciones climáticas durante el último máximo glacial (21000 AP) sugieren que el clima fue muy frío, seco y ventoso (Labraga y Villalba 2009). Los registros paleoclimáticos indican que las latitudes medias en el hemisferio sur eran más frías y secas durante el último máximo glacial y el período glacial tardío (Kutzbach et al. 1993, Otto-Bliesner et al. 2006).

Suvires (2014), estudio los grandes abanicos aluviales del río San Juan, llegando a la conclusión de que se habrían originado en el periodo anterior a los 24000 AP. Estos abanicos aluviales indican condiciones más frías y húmedas en comparación con las condiciones áridas y secas actuales.

La convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana, originan una de las regiones de mayor actividad sísmica en la zona andina de retroarco, aproximadamente a los 31°S (Alvarado et al. 2012). Varios estudios sismológicos realizados a escala global y regional han permitido obtener una imagen de la geometría de la placa de Nazca subducida por debajo de Sudamérica (Barazangi e Isacks 1976, Cahill e Isacks 1992). Durante la deformación compresiva del Neógeno-Cuaternario se produjo la reactivación contraccional de fallas eo- y neo-paleozoicas orientadas favorablemente con respecto a los esfuerzos ándicos (Folguera et al. 2004, Alonso et al. 2005), y una reactivación de fallas permo-triásicas (Cortés et al. 2006, Terrizzano et al. 2008).

Las estribaciones de Precordillera poseen una dirección norte-sur y se ubican en la porción central de la provincia de San Juan. Sobre la base de sus características litológicas y estructurales, esta unidad fue dividida en tres subunidades: Occidental, Central y Oriental (Ortiz y Zambrano 1981). Estructuralmente la Precordillera Occidental y Central, están caracterizadas por una faja epidérmica plegada y corrida con vergencia oriental. Por otro lado, la Precordillera Oriental corresponde a una faja plegada y corrida de piel gruesa con vergencia occidental, donde se involucra el basamento (Zapata y Allmendinger 1996).

En el piedemonte occidental de la Precordillera Oriental se destaca la falla regional Villicum-Zonda-Pederal (Baldis et al. 1979), posee una longitud de 145 km y un rumbo N20°E (Fig. 2).

En el piedemonte oriental de la sierra de Talacasto-La Dehesa se ubica la falla La Dehesa (Fig. 3a), de vergencia oriental (Bastías 1986) y una longitud aproximada de 20 km. La falla afecta los niveles aluviales cuaternarios provenientes de estas serranías, con escarpa al este y coloca sedimentitas neógenas sobre depósitos aluviales con barniz del desierto asignados al Pleistoceno. Por el flanco occidental de las Lomas de la Dehesa (Fig. 2), se ubica el sistema de fallamiento Los Blanquitos de vergencia occidental (Paredes et al. 1996), con fallas subparalelas de rumbo sub-meridiano que afectan los abanicos aluviales provenientes del sector oeste (Perucca y Vargas 2014). Paredes y Perucca (2000), dataron mediante <sup>14</sup>C, un nivel de travertino ubicado en el plano de la falla y arrojó una edad de 28422 ± 1335 AP, encontrando evidencias de reactivaciones posteriores al establecimiento de este banco, lo que sugiere actividad durante el Pleistoceno tardío. De modo paralelo, ligeramente hacia el oeste se ubica la falla La Araña (Fig. 2), con el bloque oriental elevado y escarpa a contrapendiente.

La litología de la región está conformada por rocas de edad cámbrico-ordovícicas (Bordonaro 1980) de plataforma carbonática (calizas y dolomías principalmente) que afloran en la sierra Villicum (Precordillera Oriental) en el borde oriental de la depresión de Matagusanos y en las Sierras de la Dehesa y la Cantera en el sector occidental (Precordillera Central). Las rocas pelíticas y areniscas (Bracacini 1949, Heim 1952, Padua et al. 1967) de edad silúrico-devónicas y rocas conglomerádicas y areniscas rojizas de ambiente continental de edad Carbonífero (Cuerda y Furque 1984) se localizan en las serranías de Precordillera Central (Fig. 2).

La depresión de Matagusanos se encuentra emplazada entre los ambientes de Precordillera Oriental hacia el este y Precordillera Central por el oeste, siguiendo los criterios es-

tablecidos por autores como: Heim (1952), Baldis y Chebli (1969) y Ortiz y Zambrano (1981), entre otros.

En las cercanías al semibolsón de Matagusanos, se distribuyen heterogéneamente lomadas constituidas por conglomerados, areniscas y pelitas del Neógeno, correspondientes a las Formaciones Mogna y Albarracín (Kelly 1962, Leveratto 1968, Serafini et al. 1986). La depresión tectónica está conformada en la parte baja por sedimentos finos del semibolsón de Matagusanos, que actúa como nivel de base regional. Las gravas y bloques polimícticas constituyen las geoformas de abanicos coluviales, conos talud y abanicos aluviales pedemontanos (Ramos y Vujovich 2000) originados por el aporte de material proveniente desde Precordillera Central-Oriental (Fig. 3).

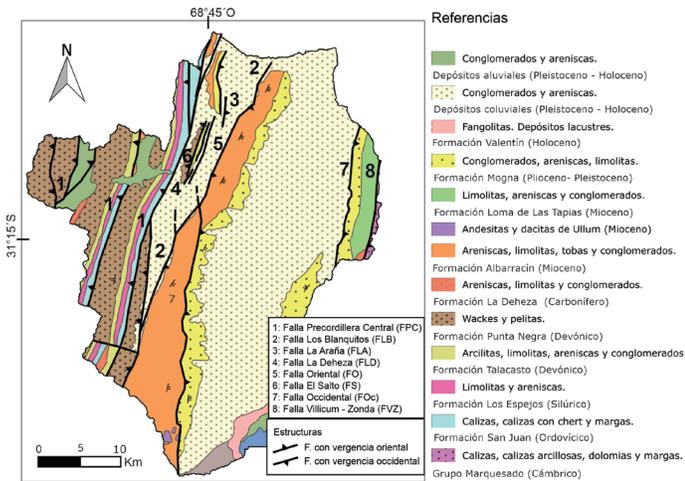


Figura 2. Mapa geológico de la cuenca Matagusanos. Tomado de Ramos y Vujovich (2000).

Sobre la depresión tectónica de Matagusanos (Fig. 2) los procesos fluviales principalmente, actuaron erosionando el relieve y dando origen a la cuenca hidrográfica Matagusanos. Está drenada longitudinalmente por el río de la Travesía, que corre hacia el sur y desemboca en el lago de Ullum del río San Juan.

## METODOLOGÍA

Para la identificación y análisis de las unidades geomorfológicas se usaron imágenes satelitales Sentinel 2A, descargadas a partir de 2016 de forma gratuita desde la página de la Agencia Espacial Europea (<https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>), estas imágenes fueron procesadas mediante ArcGIS v9.2 para obtener una clasificación general del relieve. La utilización del software Google Earth®, permitió digita-

lizar las unidades geomorfológicas, mediante la herramienta de polígonos. Se obtuvieron Modelos Digitales de Elevación (MDE) ALOS PALSAR de 12.5 m de resolución espacial (<https://www.asf.alaska.edu>) para el análisis geomorfométrico. SAGA GIS v2.2 (Conrad et al. 2015) fue usado para el procesamiento del MDE mediante la herramienta *terrain analysis*. El modelado final de los archivos raster y vectoriales se realizó con el software ArcGIS v9.2 para obtener el mapa geomorfológico final.

Las características sedimentológicas y geomorfológicas de los depósitos no consolidados son un elemento clave en el proceso de clasificación, ya que permitió identificar distintas superficies geomórficas. Desde el punto de vista morfogenético, se clasificaron las formas de relieve siguiendo el sistema de Enschede's ITC (Verstappen y van Zuidam 1968, van Zuidam 1976). Los análisis previos permitieron obtener 5 grandes unidades morfogenéticas (erosionales-exhumadas por tectónica, fluviales-Aluviales, lacustres, poligénicas y remoción en masa) las que a su vez son divididas en 36 tipos de geoformas. Las geoformas erosionales-exhumadas por tectónica son aquellas que fueron expuestas en superficie por procesos tectónicos, son grandes geoformas constituidas por unidades rocosas precuaternarias. Las geoformas fluvio-Aluviales, son construidas por procesos fluvio-aluviales cuando se produce transporte y deposición de material disponible en cualquier sector de la cuenca. Las geoformas lacustres son el producto de depresiones cerradas donde precipitan materiales finos, las geoformas poligénicas se refieren niveles de glacis que han sido cubiertos por rodados cuaternarios. Y por último las geoformas de remoción en masa que representan la acumulación detrítica por procesos gravitacionales.

Estas unidades geomorfológicas fueron ubicadas en orden cronológico relativo debido a la falta de dataciones absolutas (Bull 1991). Para ello se tuvo en cuenta el grado de erosión, características morfométricas, altura respecto a la red de canales locales, propiedades y espesor de depósitos cuaternarios, grado de desarrollo del pavimento del desierto, intensidad del barniz del desierto.

La afectación del relieve por la actividad tectónica (Paredes y Perucca 2000), motivó la desagregación en tres bloques, dos bloques de pisos o proximales al frente montañoso paleozoico y un bloque de techo. Desde el oeste hacia el este (Fig. 4), el primer bloque está integrado por las sierras de la Dehesa y su piedemonte (bloque de piso), el segundo bloque está compuesto por las Lomas de la Dehesa y su bajada pedemontana (bloque de techo) y el tercer bloque se conforma por el piedemonte occidental de la sierra Villicum (bloque de piso). Las principales estructuras que se tuvieron en cuenta

para considerar a los bloques antes expuestos son las fallas Los Blanquitos y Villicum-Zonda (Fig. 4).

Los niveles de abanicos aluviales de los sectores pedemontanos fueron diferenciados de acuerdo a la posición topográfica de depositación. Aquellos que fueron depositados inmediatamente a los pies de los frentes montañosos son considerados abanicos con aporte autóctono y aquellos que tienen un origen en algún lugar de la cuenca aguas arriba, fueron transportados y depositados posteriormente aguas abajo, son considerados como abanicos con aporte alóctono. Con ello también se estableció una cronología relativa de 3 niveles aluviales con aporte autóctonos y 3 niveles aluviales con aporte alóctonos para cada bloque, desde el nivel I (más antiguo) al nivel III (más reciente) (Fig. 3). Cabe aclarar que la evolución superficial de las geoformas ocasionó algunas dificultades en las correlaciones a lo largo del área de estudio. En resumen, cualquiera de los niveles aluviales ubicados en la cuenca de Matagusanos, están clasificados dependiendo del bloque sobre el cual se encuentren (bloques de techo o piso), del origen que a su vez depende de la distancia de transporte del depósito (alóctonos o autóctonos) y de la edad relativa de cada uno de ellos (Fig. 3).

A continuación, se describen de forma detallada 3 índices fundamentales para el análisis de anomalías en la red de drenaje producidas por tectónica, remoción en masa y/o propiedades litológicas. Estos índices son: gradiente del perfil longitudinal del cauce (*SL*), integral hipsométrica (*Hi*) y factor de asimetría (*AF*).

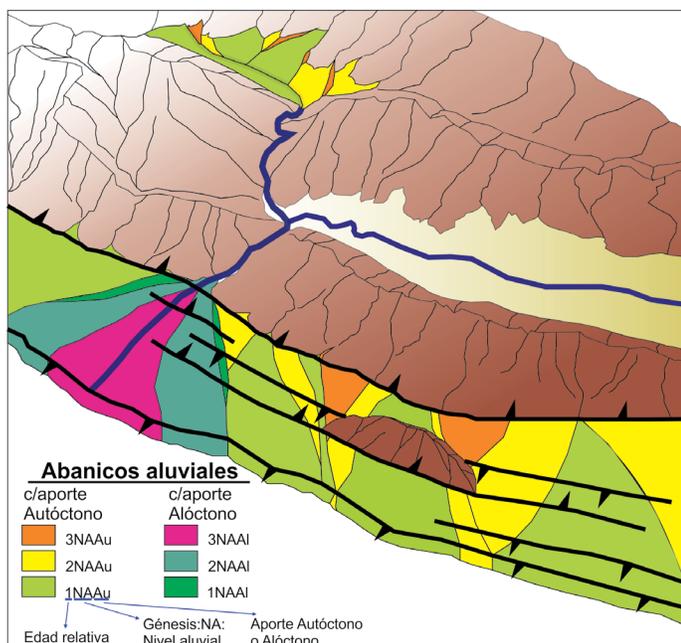


Figura 3. Esquema explicativo de la distribución de las geoformas aluviales pedemontanas dependiendo del origen y sitio de depositación.

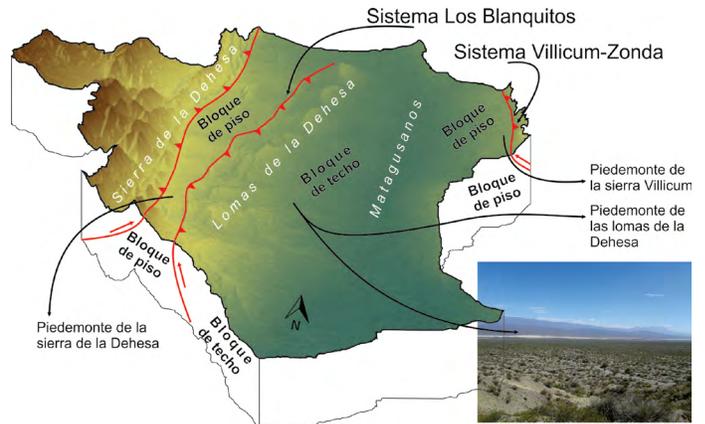


Figura 4. Diagrama donde se muestra el bloque de piso y bloque de techo del área occidental de la zona de trabajo, estos bloques están definidos a partir de la falla Los Blanquitos.

### Índices geomorfométricos

Los *knickpoints* son sitios que pueden ser detectados a lo largo del perfil longitudinal de un río, mediante los cambios bruscos en la pendiente del lecho (von Engel 1940). Los *knickpoints* son elementos dinámicos del relieve que representan a procesos tectónicos, geomorfológicos y climáticos a través de la erosión fluvial. La formación y propagación de los mismos, mediante la erosión del sistema fluvial, es el mecanismo al cual debe someterse el sistema para mantenerse en equilibrio (Whipple y Tucker 1999). Se usa el término *knickzone* cuando la convexidad abarca un tramo importante del perfil longitudinal.

**Gradiente del perfil longitudinal del cauce (*SL*):** mediante procesamiento digital del MDE se obtuvieron las figuras de índice *SL* de acuerdo con Hack (1973), Keller (1986), Moore et al. (1991) y Moore et al. (1993), Keller y Pinter (1996).

$$SL = \left( \frac{\Delta H}{\Delta L} \right) * L$$

Donde  $\Delta H/\Delta L$  es el gradiente local del cauce ( $\Delta H$  es la diferencia de altura del tramo y  $\Delta L$  es la longitud del tramo considerado) y *L* es la longitud del canal aguas arriba desde el punto medio del tramo considerado hasta la cabecera del río. Este índice relaciona el desnivel provocado por la acción erosiva del río, para un incremento de longitud determinado, considerando el aumento progresivo de la longitud del cauce desde un punto de interés inicial que se escoja.

En este trabajo se realizó una reclasificación de los valores de elevación del MDE mediante el uso de ArcGIS, con el fin de evitar la presencia de escalones abruptos a lo largo del perfil longitudinal (Wobus et al. 2006). Un indicador de actividad tectónica activa, como el índice de longitud-gradiente del

cauce (SL), registra los cambios existentes en la pendiente del canal e intenta cuantificar la capacidad erosiva de un río. Estos cambios pueden ser consecuencia de variaciones en la resistencia de las rocas a la acción erosiva del agua o indicadores de la existencia de actividad tectónica, o consecuencia de ambos a la vez, deslizamientos o cambios en el nivel de base (Keller y Pinter 1996).

En la cuenca hidrográfica de Matagusanos (donde el colector principal lleva por nombre río de la travesía) se seleccionaron trece cauces, todos de carácter temporarios y de orden mayor a 5 ( $n=13$ ). Los cauces del 1 al 6 drenan la cuenca de este a oeste, desde los altos de la sierra Villicum. Los cauces del 6 al 13 son provenientes desde el oeste-este (sierras de la Cantera y Dehesa, cerro El Molle y Los Baños) en el sentido de la pendiente regional.

**Integral Hipsométrica (Hi):** el valor de la integral hipsométrica (Strahler 1952) se obtuvo para la cuenca de Matagusanos y para las 13 subcuencas identificadas de los piedemontes. En este trabajo se usó la ecuación de Pike y Wilson (1971) para calcular Hi:

$$Hi = \left( \frac{Z_{med} - Z_{min}}{Z_{max} - Z_{min}} \right)$$

Correspondiendo Z a la altura del canal, teniendo en cuenta la mínima, máxima y la media estadística. Las alturas del canal fueron obtenidas mediante la herramienta *spatial analysis* de ArcGIS y luego reemplazadas en la ecuación para obtener Hi.

La curva hipsométrica (Strahler 1952) permite conocer la proporción de área relativa por encima o por debajo de una determinada elevación en la cuenca. Gráficamente se construye colocando la altura relativa en las ordenadas ( $h/H$ ) y el área relativa en las abscisas ( $a/A$ ), donde h son las elevaciones relativas a la máxima altura (H) de la cuenca y a son áreas relativas de la superficie total (A) de la cuenca. Generalmente tiene forma de sigmoide, cóncava hacia arriba en la parte superior y convexa en la parte baja, con grado de sinuosidad que puede llegar a ser muy variable, lo mismo que la pendiente en el punto de inflexión. Aquellos casos en donde se presente más de un punto de inflexión pueden relacionarse con controles tectónicos o litológicos. El valor del área relativa que yace bajo la curva (integral hipsométrica) es indicativo de las etapas de evolución del relieve; por tanto, valores superiores a 0.6 indican desequilibrio manifiesto en el funcionamiento de la cuenca (juventud en el sentido davisiano), valores rondando 0.5 representan equilibrio (madurez), y los inferiores implican fase de "monadnock" (senectud).

**Factor de asimetría (AF):** El factor de asimetría es un modo de evaluar la existencia de basculamientos tectónicos perpendiculares a la dirección de drenaje principal y es definido por Hare y Gardner (1985) como:

$$AF = \left( \frac{Ad}{At} \right) \times 100$$

Donde Ad es el área de la cuenca a la derecha del cauce principal y At es el área total de la cuenca de drenaje. En múltiples ocasiones, los lados escarpados de las montañas se forman por desplazamiento de fallas, por lo tanto, los fondos de los valles se mueven hacia abajo en relación a los márgenes circundantes o viceversa. Este movimiento provoca que la cuenca bascule y los arroyos se adapten a estos cambios, migrando. AF es sensible a cambios en la inclinación perpendicular a la dirección de escurrimiento de los arroyos. 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. Siguiendo los criterios establecidos por El Hamdouni et al. (2008), los valores de AF fueron agrupados en 3 clases distintas: 1:  $AF \geq 65$  o  $AF < 35$ . 2:  $35 \leq AF < 43$  o  $43 \leq AF < 57$ . 3:  $43 \leq AF < 57$ .

## RESULTADOS Y DISCUSIONES

### Geomorfología

Las principales fallas se encuentran frecuentemente a lo largo de los bordes orientales de las geoformas erosionales propias de Precordillera Central, sobreponiendo rocas de edades paleozoicas y del neógeno. Estos mismos tipos de contactos pueden verificarse en las serranías que integran Precordillera Oriental, solo que en ellas las estructuras se localizan sobre el borde occidental (Paredes y Perucca 2000). Los piedemontes, que son afectados por tectónica regional activa si bien son de longitud variable tienen un ancho estrecho, no así aquellos que no tienen una influencia tectónica tan marcada, desarrollando un piedemonte con mayor espacio de acomodación (Suvires y Zambrano 2000, Suvires 2013). Estas estructuras modifican el relieve ocasionando levantamiento de las geoformas antiguas del cuaternario y produciendo un aislamiento relativo de los procesos dinámicos que los afectan. En consecuencia, se modifica el nivel de base y posteriormente se da mayor afectación dinámica sobre las unidades recientes.

Las terrazas y niveles de abanicos aluviales recientes en ocasiones se vinculan lateralmente por procesos erosivos de erosión lateral y/o abandono de los arroyos con niveles aluviales más antiguos. Solo hay dos datos geocronológicos en la zona de estudio (Paredes et al. 1997, Paredes y Perucca 2000) que relaciona fallas y niveles cuaternarios. A partir de estos datos se podría establecer que los niveles cuaternarios más antiguos como 1NA y 1NG, son de Pleistoceno tardío (> 28000 AP) y luego fueron abandonados e incididos por arroyos que buscan recuperar el equilibrio con el nivel de base. Sin embargo, debido a que la erosión fluvial y formación de abanicos aluviales también depende del clima, no se puede descartar un efecto climático.

**Geoformas erosionales-exhumadas por tectónica:** Entre las geoformas localizadas hacia el este de Matagusanos, se destacan las Lomas de Villicum (LV), Ullum (LU), de los Pozos (LP) y la Sierra Villicum (SV). Al oeste de Matagusanos se encuentran los cordones montañosos conformados por las Lomas de la Dehesa (inferior y superior, LDi y LDs) y El Salto (LS); las Sierras de la Dehesa (SD), Talacasto (ST) y la Cautera (SC); los Cerros Los Baños (CB), Molle (CM) y Tambolar (CT). Las geoformas erosionales abarcan una superficie de 480 km<sup>2</sup>.

El afloramiento calcáreo paleozoico localizado hacia el este del área de estudio (Sierra Villicum) tiene pendientes superiores al 30 % y altura de 1990 m s.n.m. Presenta un perfil transversal asimétrico con el flanco occidental de pendiente pronunciada, producto de la falla regional Villicum-Zonda que afecta dicho flanco. Las Lomas de Villicum, Ullum y de los Pozos no sobrepasan los 1350 m s.n.m. y las pendientes son inferiores al 25 %. Estas geoformas están compuestas litológicamente por conglomerados y areniscas miocenas principalmente.

Las geoformas localizadas al oeste se dividen en dos partes: La primera de ellas está comprendida por aquellas que se encuentran inmediatamente al oeste de la depresión, con alturas inferiores a los 1700 m s.n.m. y pendientes menores al 30 %. Estas son las Lomas de la Dehesa y El Salto que se componen de conglomerados y areniscas (Dehesa superior), areniscas y tobas (Dehesa inferior) y por wackes y pelitas (El Salto) (Fig. 5). Los afloramientos de las Lomas de la Dehesa son de edad Neógena y se encuentran afectadas en su borde occidental por el sistema de fallamiento Los Blanquitos y las Lomas El Salto están afectadas en ambos flancos por las fallas Oriental y el Salto (flanco occidental). La segunda parte es el área más occidental, que se compone por las serranías que integran la Precordillera Central y se caracterizan por repeticiones tectónicas de rocas calcáreas y silicoclásticas

cas paleozoicas finas. Las principales estructuras afectan los afloramientos rocosos por el flanco oriental ocasionando pendientes pronunciadas y alturas inferiores a los 3100 m s.n.m.

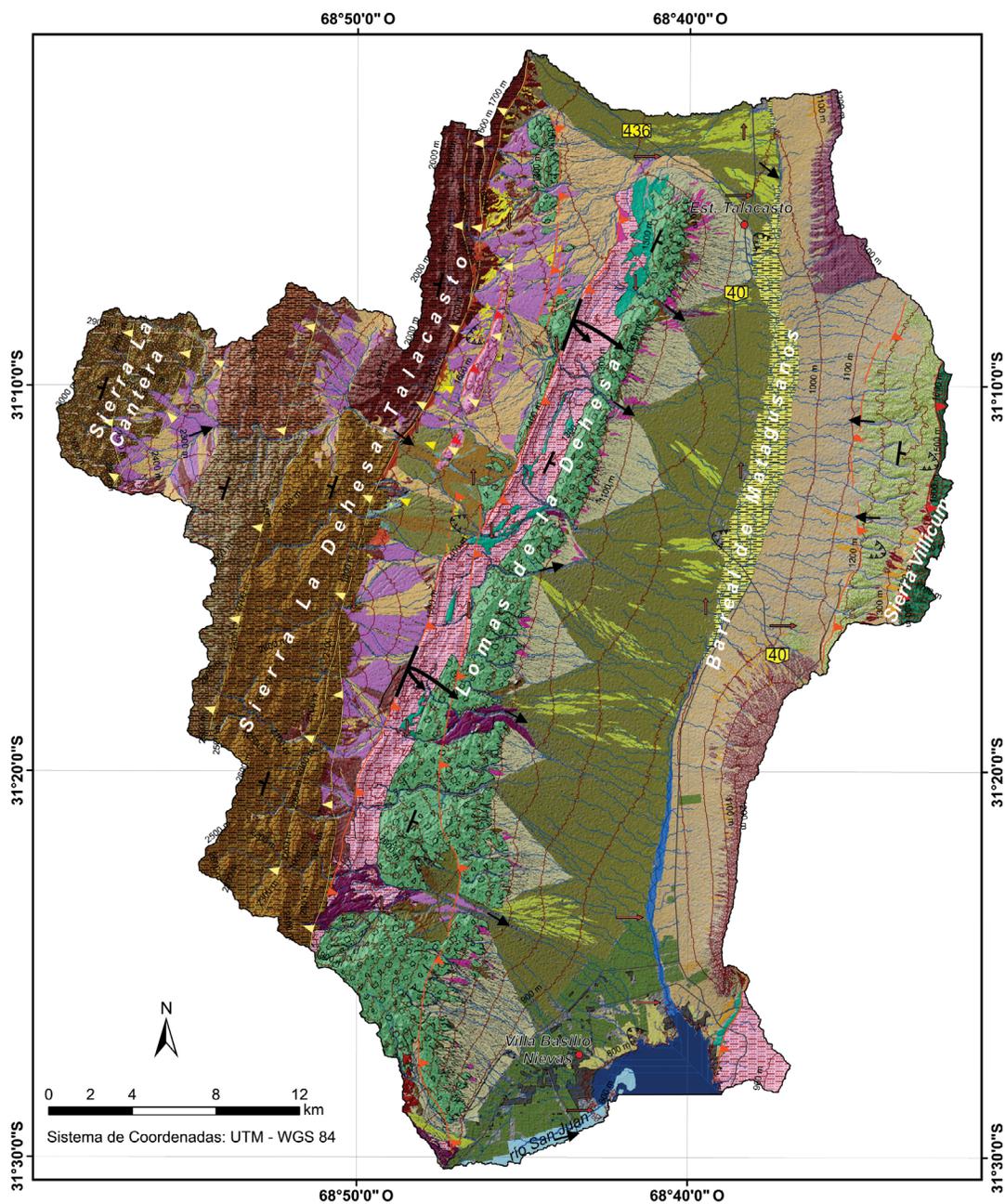
**Geoformas fluviales-aluviales:** Las geoformas fluviales-Aluviales son las que mayor superficie ocupan. Se han diferenciado niveles de abanicos aluviales y abanicos coluviales. Estos últimos, conforman un ambiente depositacional intermedio, entre los taludes (Geoformas de remoción en masa) y los abanicos aluviales (Bilkra y Nemeč 1998), siendo de menores dimensiones y mayores pendientes respecto a los abanicos aluviales.

Los cauces existentes son de carácter temporal (CRS), siendo funcionales en época estival. En sectores proximales al frente montañoso, el ancho es menor a 5 m y profundidad de 20 m. A medida que el cauce se aleja del frente montañoso la densidad de arroyos va aumentando, lo que ocasiona una disminución de las dimensiones de los cauces. El área es de 303.6 km<sup>2</sup> y la pendiente promedio de la red de drenaje es de 1.03 %.

Los dos niveles de abanicos coluviales (1NAC y 2NAC) se encuentran mayormente sobre el flanco oriental de las Sierras de la Dehesa y Talacasto. El primer nivel se encuentra a más de 20 m de altura, área de 3.6 km<sup>2</sup> y pendiente promedio de hasta 15 %, longitudinalmente estas geoformas son menores a 1.5 km y 1 km de ancho, producto de erosión lateral. El segundo nivel está a 5 m de altura, área de 1.2 km<sup>2</sup> y pendiente promedio del 10 %, longitudinalmente tienen menos de 1 km.

A continuación, se describen las geoformas desde oeste a este: Hacia el oeste se encuentra la bajada pedemontana de las Sierras de la Dehesa y Talacasto (Bloque de Piso), que se compone de tres niveles con aporte autóctono y tres con aporte alóctono, dependiendo del origen y distancia de transporte del depósito que es la base de la geoforma. Considerando los niveles de aporte autóctonos y estableciendo una cronología relativa desde más antiguas (1NAAuP) a recientes (3NAAuP), estas geoformas tienen alturas entre 10 m y 1 m, el área varía de 2.2 km<sup>2</sup> a 52 km<sup>2</sup> y pendiente elevada (15 %) para geoformas antiguas, que generalmente se encuentran próximas al frente de montaña y pendiente suave (4 %) para geoformas recientes. Los niveles con aporte alóctono (1NA-AIP, 2NAIP y 3NAAIP) se concentran en el sector central de la bajada con alturas entre 15 m y 1 m, área entre 1.2 km<sup>2</sup> y 6.9 km<sup>2</sup> y por último pendientes que van desde 12 % a 5 %. Estas geoformas se hallan afectadas por fallas inversas a contra pendiente tales como: fallas La Dehesa, El Salto, Oriental, La Araña y Los Blanquitos.

La bajada pedemontana de las Lomas de la Dehesa (Bloque de Techo), está compuesta por tres niveles con aporte



Morfogénesis y Morfocronología		Morfodinámica y Morfometría	
<b>Erosionales y exhumadas por tectónica</b> Sierra de la Cantera <b>SC</b> Lomas el Salto <b>LS</b> Cerro Tambolar <b>CT</b> Lomas de los Pozos <b>LP</b> Cerro Molle <b>CM</b> Lomas de la Dehesa superior <b>Lds</b> Sierra de Talacasto <b>ST</b> Lomas de la Dehesa inferior <b>Ldi</b> Sierra de la Dehesa <b>SD</b> Lomas de Ullum <b>LU</b> Cerro los Baños <b>CB</b> Lomas de Villicum <b>LV</b> Sierra de Villicum <b>SV</b>		<b>Fluvial-Aluvial</b> Cauce y llanura de inundación <b>CRS</b> Segundo nivel de abanicos coluviales <b>2NAC</b> Primer nivel de abanicos coluviales <b>1NAC</b> <b>Bloque de techo</b> Tercer nivel aluvial c/aporte autóctono <b>3NAAuT</b> Segundo nivel aluvial c/aporte autóctono <b>2NAAuT</b> Primer nivel aluvial c/aporte autóctono <b>1NAAuT</b> Tercer nivel aluvial c/aporte alóctono <b>3NAAIT</b> Segundo nivel aluvial c/aporte alóctono <b>2NAAIT</b> Primer nivel aluvial c/aporte alóctono <b>1NAAIT</b>	
<b>Poligénicas</b> Segundo nivel de glaci cubierto <b>2NG</b> Primer nivel de glaci cubierto <b>1NG</b>		<b>Referencias morfológicas</b> Pliegue asimétrico Rumbo y dirección de buzamiento Fallas cuaternarias, vergencia oriental Fallas cuaternarias, vergencia occidental Fallas precuaternarias, vergencia oriental Fallas precuaternarias, vergencia occidental Lineamientos Curvas de nivel	
<b>Lacustre</b> Playa lake Matagusanos <b>PIM</b> Nivel lacustre <b>NL</b>		<b>Procesos dinámicos</b> Erosión lateral Erosión vertical Erosión laminar Erosión retrocedente Agradación	
<b>Remoción en masa</b> Conos talud <b>CT</b>		<b>Elementos Generales</b> Rutas principales Agricultura Red hídrica temporal Lago de Ullum Uso habitacional	
<b>Bloque de piso</b> Tercer nivel aluvial c/aporte autóctono <b>3NAAuP</b> Segundo nivel aluvial c/aporte autóctono <b>2NAAuP</b> Primer nivel aluvial c/aporte autóctono <b>1NAAuP</b> Tercer nivel aluvial c/aporte alóctono <b>3NAAIP</b> Segundo nivel aluvial c/aporte alóctono <b>2NAAIP</b> Primer nivel aluvial c/aporte alóctono <b>1NAAIP</b> Tercer nivel aluvial c/aporte autóctono <b>3NAAuV</b> Segundo nivel aluvial c/aporte autóctono <b>2NAAuV</b> Primer nivel aluvial c/aporte autóctono <b>1NAAuV</b>		<b>Procesos dinámicos</b> Erosión lateral Erosión vertical Erosión laminar Erosión retrocedente Agradación	

Figura 5. Mapa de unidades geomorfológicas de la cuenca Matagusanos.

autóctono y tres de aporte alóctono. Las geoformas autóctonas (1NAAuT, 2NAAuT y 3NAAuT) se ubican en sectores proximales a medios del frente montañoso, presentan alturas que van desde los 15 m a 0.5 m, área entre 3.7 km<sup>2</sup> a 62.7 km<sup>2</sup> y pendientes de hasta 20 % para las geoformas más antiguas. Los niveles con aporte alóctono (1NAAIT, 2NAIT y 3NAAIT) se distribuyen a lo largo de la bajada pedemontana de las Lomas de la Dehesa (proximal a distal), con áreas de 8.1 km<sup>2</sup> a 167 km<sup>2</sup>, alturas que varían de 4 m a 0.5 m y pendiente promedio entre 4 % y 0.2 %.

La bajada pedemontana de la Sierra Villicum es la más oriental (Bloque de Piso), está integrada por 3 niveles con aporte autóctono repartidos a lo largo de la bajada, en donde los más antiguos se localizan en el sector proximal (1NAAuV) y los recientes (3NAAuV) dispersos ampliamente en el lugar. Las alturas respecto a la red de canales locales son más de 10 m para las geoformas antiguas y menor a 2 para las recientes, el área varía de 1.4 km<sup>2</sup> y 100.1 km<sup>2</sup> y la pendiente va desde 1 % a 5 %. El sector proximal y medio está afectado por fallamientos.

**Geoformas poligénicas:** Se identificaron dos niveles de glaciares (1NG y 2NG) diferenciados principalmente por su posición en el paisaje y rasgos geomorfométricos. El primer nivel se encuentra escasamente preservado sobre la geoforma Lomas de la Dehesa, y cuenta con un espesor promedio de 7 m, con un área de 8.7 km<sup>2</sup>, pendiente menor al 2 % y una altura superior a los 20 m. El segundo nivel se localiza en el sector proximal de la bajada pedemontana de la Sierra de la

Dehesa, cubre un área de 5.5 km<sup>2</sup>, pendiente del 4 % y altura respecto a la red de canales es de 10 m.

**Geoformas lacustres:** La geoforma de playa lake Matagusanos (PLM) se originó a partir de un cuerpo de agua muy somero o casi sin agua superficial. Localizado en el centro de la depresión de Matagusanos, conformando un semibolsón, ya que drena al sur hacia el lago de Ullum y actúa como nivel de base de las subcuencas que drenan desde las montañas que rodean este sitio. La pendiente es menor al 2 %, presenta una longitud en sentido N-S de 20 km y un área de 28 km<sup>2</sup>. En los bordes del lago de Ullum se ubica el nivel lacustre-palustre (NL) de la Formación Valentín, esta geoforma está a una altura cercana a los 800 m s.n.m., con pendiente menor al 1 % y un área de 4.1 km<sup>2</sup>.

**Geoformas de remoción en masa:** Las geoformas que integran esta unidad son los conos talud (CT), se encuentran al pie de las escarpas, en general los perfiles son rectos con longitudes inferiores a 300 m, área total de 4.8 km<sup>2</sup> y pendientes mayores a 30 %.

Probablemente la actividad tectónica de este ambiente geomorfológico, sumada a la dinámica fluvial durante los últimos estadios del Cuaternario, haya sido lo que posibilitó el pasaje de un sistema hidrológico local endorreico (bolsón) a otro abierto o exorreico (semibolsón), obligando de este modo la reactivación de los sistemas de transferencias o movilidad de materiales y energía. Prueba de ello, sería la presencia en la parte central de la depresión, surcos profundos y numerosas cárcavas (Suvires y Zambrano 2000).

**Cuadro 1.** Principales índices geomorfométricos de las subcuencas de Matagusanos. Para la localización de las subcuencas ver figura 7.

Subcuenca No	Área (km <sup>2</sup> )	Máxima elevación (m snm)	Pendiente media (%)	Longitud del cauce principal (km)	Pendiente del cauce principal (%)	Orden
1	16.7	1246	19	9.12	3.72	5
2	13.5	1773	9	11.3	7.5	5
3	20.6	1726	6.8	14.7	5.4	5
4	10.1	1757	6.3	11.3	7.2	5
5	17.6	1750	6.5	10	7.9	5
6	8	1310	24.9	6.2	4.6	5
7	104.1	2103	7	24.4	4.5	6
8	66.5	2105	11.5	24.3	4.6	6
9	258.9	3090	11	39.1	5	7
10	39.8	2161	8.5	26.1	4.7	5
11	68.8	3054	12.4	25.4	8.5	7
12	55.6	2772	7.8	27.3	6.9	6
13	76.7	2895	8.9	30.5	6.8	6

## Índices geomorfométricos

El sitio de estudio, cuenca de Matagusanos, incluye 13 subcuencas de orden 5, 6 y 7, superficies variables < 259 km<sup>2</sup> (Fig. 7) y cauces principales de longitudes de hasta 39 km (Cuadro 1) que drenan hacia el centro de la cuenca Matagusanos en donde actúa como colector principal, el río de la Travesía. Las subcuencas 1 a 6, se localizan sobre el borde oriental del barreal de Matagusanos, con dirección de drenaje al oeste, y la 7 a 13 drenan hacia el este, desde el borde occidental. Aquellas subcuencas provenientes desde la sierra Villicum (1-6) tienen en general forma alargada, no así las provenientes desde las sierras de la Cantera y la Dehesa, en donde algunas tienen formas subredondeadas. Las elevaciones máximas están generalmente en el oeste del área de estudio en la Precordillera Central.

**Knickpoints:** Los productos de procesamiento del MDE, como los son: Los perfiles longitudinales de los arroyos, gradiente del perfil longitudinal del cauce y estudios de campo, permitieron identificar al menos 40 puntos importantes a lo largo de los arroyos que tienen relación a fallas que modifican la configuración original del relieve (Fig. 6). En los gráficos del perfil longitudinal y *SL*, existe una mayor cantidad de puntos anómalos que responden a cambios litológicos o geomorfológicos. Los *knickpoints* ocasionan cambios en el nivel de base y el sistema fluvial actúa para recuperar el equilibrio (Wobus et al. 2006).

Los *knickpoints* podrían ser usados como indicadores de estructuras activas (Wobus et al. 2005, Kirby et al. 2003, Regalla et al. 2013), un ejemplo de ello son los que coinciden con la traza de la falla Los Blanquitos (LB) en las subcuencas 7 a la 13. Estos puntos sobre la falla, podrían ser indicadores de actividad tectónica diferencial, con los mayores valores en las subcuencas 8, 9 y 11 del borde occidental del barreal Matagusanos.

**Gradiente del perfil longitudinal del cauce (SL):** Mediante el procesamiento realizado con SIG, se calcularon los valores de *SL* para cada uno de los cauces principales de cada subcuenca que fueron estudiadas (Fig. 6). Los *knickpoints* vinculados a fallas inversas se evidencian en campo por una superficie plana a ligeramente cóncava hacia arriba, seguida de una cóncava hacia abajo en la dirección de escurrimiento y en el gráfico, por un paso abrupto de valores muy bajos a altos de *SL*. Estas características son resultantes de una mínima diferencia de altura respecto a un segmento de longitud horizontal, y los valores altos, a grandes diferencias de alturas en cortos segmentos de longitud. Los valores de *SL* varían desde 0 a 1519 para el arroyo 13 (Cuadro 2). Los picos observados de *SL* se correlacionan perfectamente con

las principales estructuras tectónicas que cortan los arroyos principales a lo largo de su tránsito (Fig. 6). Los valores altos fueron identificados en las proximidades de las fallas propias de Precordillera Central y Los Blanquitos, afectando los sectores medios de los arroyos que descienden desde el oeste (arroyos 9, 11 y 13).

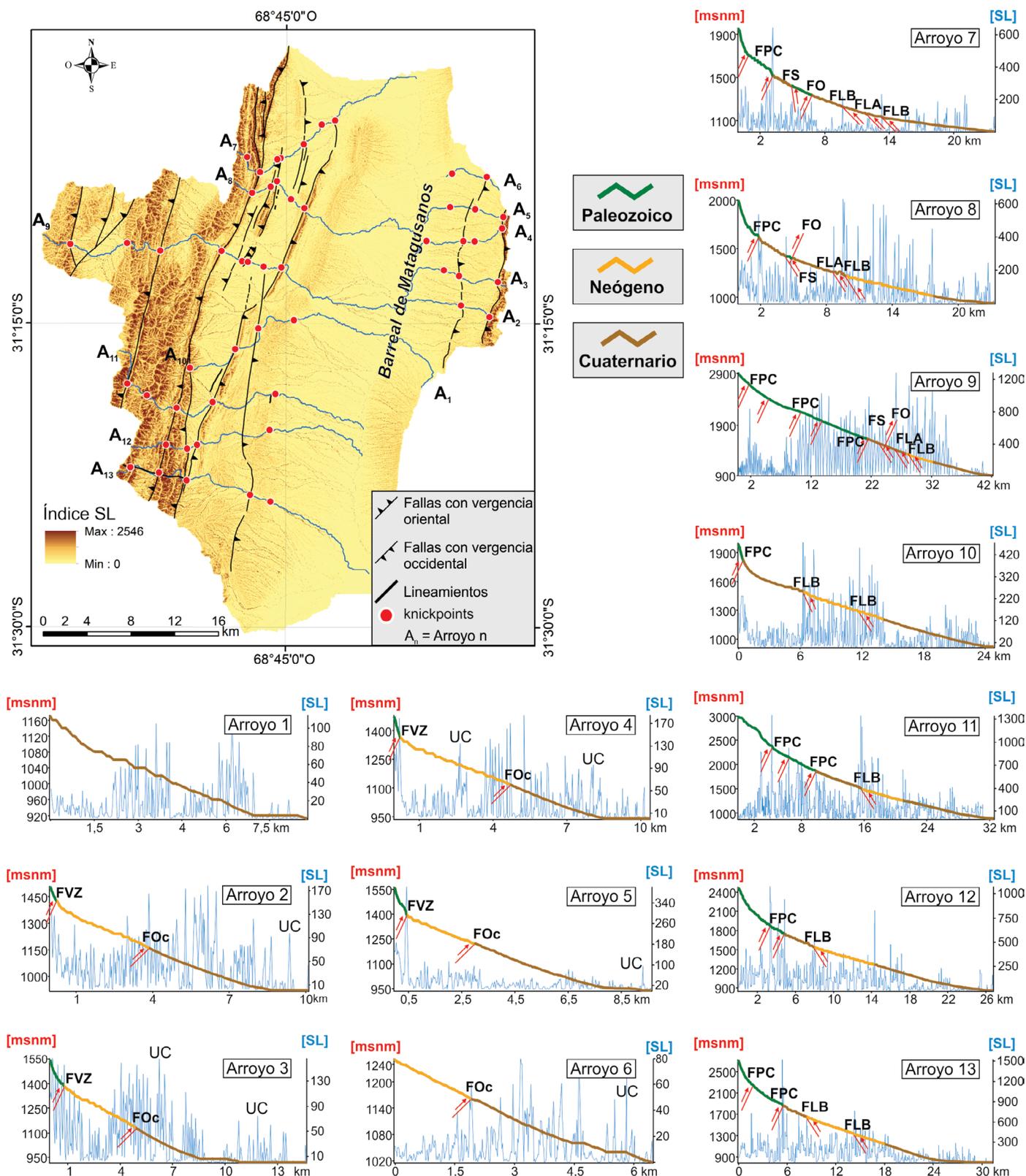
Los arroyos provenientes desde el oriente, usualmente presentan valores *SL* más uniformes que alcanzan un valor máximo de 399. Los valores altos se vinculan con puntos de referencia conocidos a lo largo de los arroyos, como son las fallas que ponen en contacto las rocas carbonáticas, sedimentarias neógenas y fanglomerados cuaternarios.

Si bien la tectónica cumple un rol protagónico en la generación de *knickpoints*, también se deben destacar aquellos provocados por contrastes litológicos. Ejemplos claros de ellos, son los contactos entre rocas neógenas/pleistocenas o cámbricas/neógenas que presentan diferentes grados de erodabilidad (Fig. 6).

Las estructuras de primer orden que modifican el relieve como los corrimientos principales de Precordillera Oriental (FVZ, Fig. 6) presenta valores *SL* ≈ 150 en distintos puntos de los arroyos analizados que drenan hacia el oeste, con la excepción del arroyo 5 en donde el valor *SL* alcanza su máximo valor (≈ 350). Del mismo modo, analizando aquellos arroyos que drenan hacia el este, los valores *SL* son más elevados (≈ 700) en los sitios donde se encuentran los corrimientos orientales de Precordillera Central (FPC, Fig. 6), pero sobre este mismo corrimiento los valores aumentan hacia el sur hasta alcanzar un *SL* ≈ 1500.

La falla El Salto ubicada sobre el borde occidental de las Lomas El Salto, es una de las fallas cuaternarias que disminuye su valor hacia el norte (*SL* ≈ 300) y alcanza su máxima expresión en el perfil *SL* de la subcuenca 9 (*SL* ≈ 700). Esta situación es similar en la falla Oriental, sobre el flanco oriental de las Lomas El Salto, donde los máximos valores *SL* se dan en el centro de la subcuenca 9 (*SL* ≈ 600). La falla La Araña también incrementa sus valores hacia el centro de la cuenca de Matagusanos con valores *SL* ≈ 1200. Por último, la falla Los Blanquitos por el borde occidental de las Lomas de la Dehesa, incrementa su valor de norte a sur hasta la subcuenca 9 (*SL* ≈ 1200) y subcuenca 11 (*SL* ≈ 1300) y disminuye progresivamente hasta la subcuenca 13 (*SL* ≈ 500).

El sector medio del piedemonte occidental de la Sierra Villicum está afectado por una falla que pone en contacto las rocas neógenas con los depósitos cuaternarios (falla Occidental, FOc en Fig. 6). Considerando el índice *SL*, esta falla presenta menor incidencia sobre el terreno con valores máximos sobre las subcuencas 2, 3 y 4. (*SL* ≈ 170).



**Figura 6.** Perfiles longitudinales y litología de los arroyos de las subcuencas de Matagusanos y variaciones de valores de SL (líneas azules) a lo largo de los arroyos principales. Desde el 1 al 6, son provenientes desde el este y del 7 al 13, drenan desde el oeste. Además, sobre los perfiles longitudinales se señalan las principales estructuras tectónicas. FVZ: falla Villicum-Zonda, FOc: falla Occidental, FPC: fallas de Precordillera Central, FS: falla el Salto, FO: falla Oriental, FLB: falla Los Blanquitos, FLA: falla La Araña. UC: unión de canales.

**Cuadro 2.** Índices geomorfológicos de las diferentes subcuencas de Matagusanos.

Subcuenca N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SLmax	113	172	165	183	399	78	640	623	1272	470	1332	1067	1519
AF	39	25	69	67	90	49	69	42	44	68	62	62	35
Hi	0.36	0.28	0.28	0.31	0.23	0.34	0.3	0.29	0.53	0.4	0.48	0.34	0.34

SL (max): Valor máximo de Gradiente del perfil longitudinal del cauce. AF: Factor de asimetría.

**Integral hipsométrica (Hi):** La integral y curva hipsométrica se ha usado para inferir la etapa de evolución topográfica de una cuenca y, además, es una herramienta potente para diferenciar áreas tectónicamente activas e inactivas (Strahler 1952, Keller y Pinter 2002, Luo 1998). Los valores de las integrales hipsométricas de las subcuencas varían entre 0.23 y 0.53, y las formas de las curvas hipsométricas de gran parte de las subcuencas de Matagusanos, indican que se encuentran en etapa de madurez avanzada ( $Hi$  promedio = 0.34), con excepción de la subcuenca 9 ( $Hi = 0.53$ ). La etapa en la que se encuentran se debe a erosión de roca, ya sea por influencia tectónica, litológica y procesos de rejuvenecimientos erosivos.

La curva de la subcuenca 5, tiene forma cóncava hacia arriba, es un paisaje altamente erosionado con un valor de la integral de 0.23 (en etapa de senectud), vinculada principalmente con la falla Villicum-Zonda. Las subcuencas que drenan desde la Sierra Villicum, localizadas en el norte y sur del piedemonte de dicha Sierra, presentan los mayores valores de integrales hipsométricas ( $Hi \approx 0.35$ ) y los menores valores en el sector central (Subcuenca 5,  $Hi = 0.23$ , senectud). Lo contrario sucede con las subcuencas que drenan desde el oeste hacia el semibolsón de Matagusanos, en donde los valores bajos son de aquellas localizadas sobre los extremos norte y sur ( $Hi \approx 0.3$ , senectud) y los valores elevados son de la subcuenca 9 ( $Hi = 0.53$ , madurez), perteneciente al sector central (Fig. 7).

Los valores altos de la integral de Strahler (ej: 0.53), indicarían que la tectónica activa conduce a un rejuvenecimiento continuo (Cuadro 2). Estas subcuencas hidrográficas relativamente jóvenes son más dinámicas y activas por procesos erosivos producto de la acción neotectónica. Además, las tasas de erosión son más lentas a medida que avanzan hacia la etapa de madurez, tal como lo señalan Ritter et al. (2011). Por otro lado, pueden incrementarse por tormentas de lluvias intensas propias del clima que caracteriza el área bajo estudio. Los cambios bruscos de dirección de las corrientes hídricas, se relacionan con las direcciones de las fallas y debilidad litológica, ocasionando incisión fluvial.

El valor bajo de la integral de Strahler de la subcuenca 5 ( $Hi = 0.23$ ) y la forma cóncava de la curva hipsométrica, la clasifica como una subcuenca antigua, con paisajes altamente erosionados. Además, se encuentran diseccionadas por sistemas de fallamientos modernos, que erosionan y movilizan masas de rocas carbonáticas y areniscas hacia tramos inferiores de los cauces de la red de drenaje.

En términos generales las subcuencas localizadas hacia el borde occidental del semibolsón de Matagusanos, tienen mayores valores de  $Hi$  ( $Hi$  máximo = 0.53, Fig. 7), comparándolas con aquellas que se localizan hacia el borde oriental ( $Hi$  máximo = 0.36). Esto estaría vinculado a la tectónica activa que levanta y expone en superficie, mayor cantidad de masa rocosa disponible para erosionar, lo cual se ve claramente reflejado por los afloramientos rosados neógenos expuestos (Formaciones Albarracín y Lomas de Las Tapias), producto de erosión retrocedente y vertical, tal como ha sido señalado en estudios previos (Fig. 7) (Ocaña et al. 2016, Suvires et al. 2016).

**Factor de Asimetría (AF):** Los resultados del AF se utilizan para detectar el basculamiento tectónico transversal al curso principal de una cuenca hidrológica (Cox 1994). Si consideramos los arroyos que drenan al oeste (desde la sierra Villicum), el AF varía entre 25 (subcuencas 3 a la 5 que basculan hacia la izquierda del arroyo principal, es decir hacia el norte) y 90 (subcuencas 1, 2 y 6 que basculan hacia el sur) con una tendencia de basculamiento general de las subcuencas hacia el norte.

Respecto a los arroyos que drenan al este (sierra de la Dehesa), el AF fluctúa entre 35 (subcuencas 7, 10, 11 y 12 que basculan hacia el sur) y 69 (subcuencas 8, 9 y 13 que inclinan al norte). Estas subcuencas no siguen una tendencia específica de basculamiento, ya que se encuentran controladas por fallas tectónicas, especialmente de edad cuaternarias y control litológico debido a las diferencias en la resistencia de las rocas (Fig. 8). Sin embargo, las subcuencas que inclinan al sur lo hacen con valores muy distantes de 50, es decir con mayor grado de basculamiento al sur.

Las subcuencas son de forma alargadas y a su vez su-

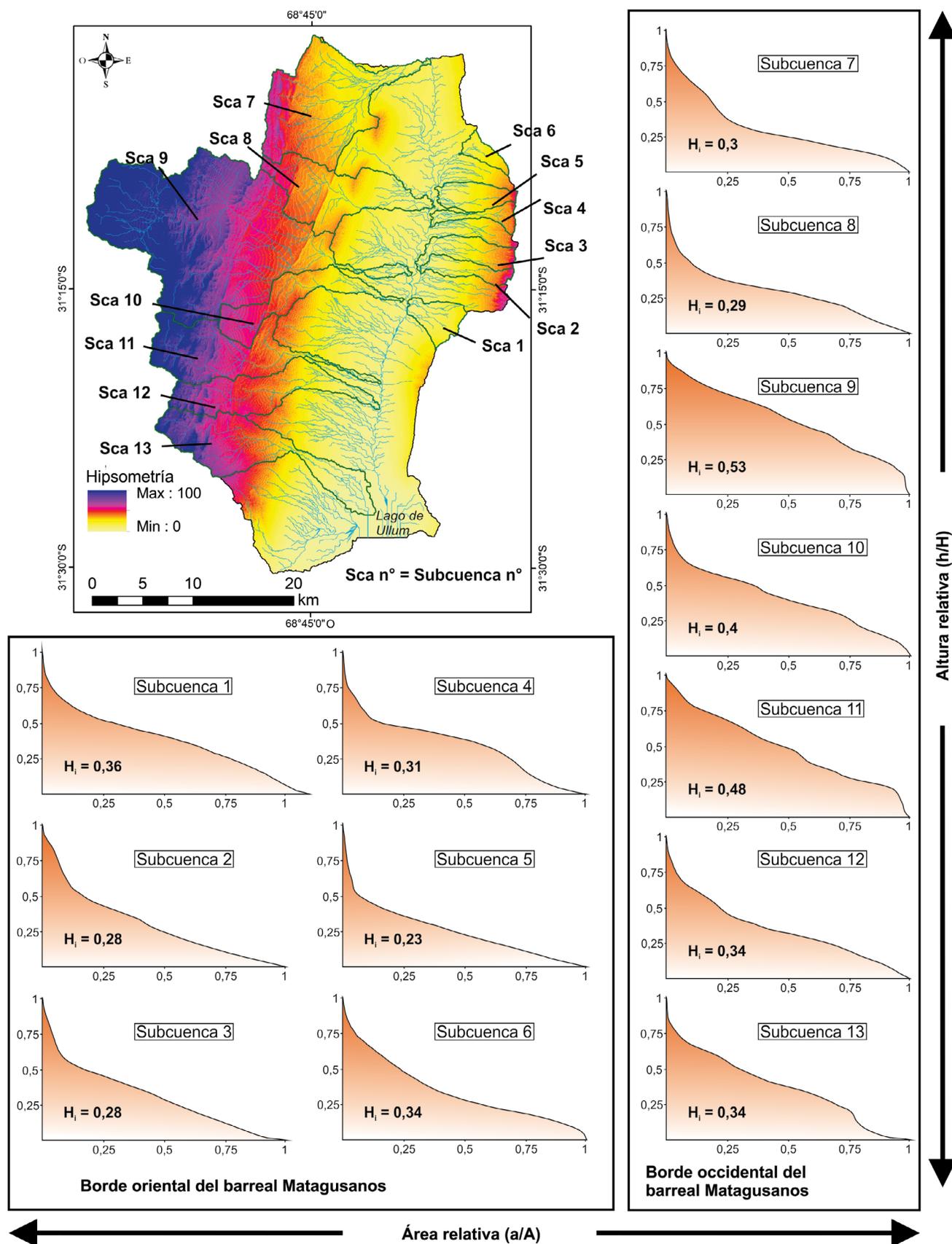
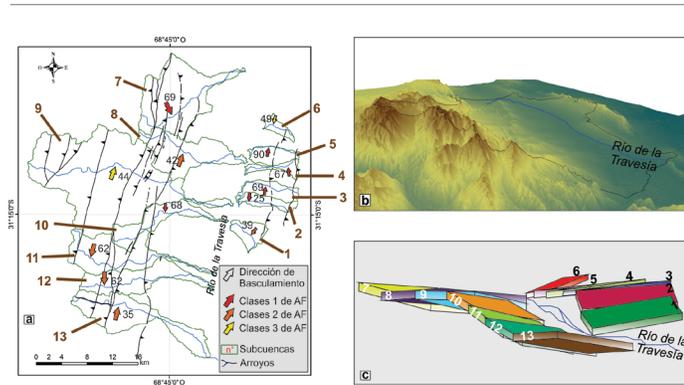


Figura 7. Curvas hipsométricas de las subcuencas de Matagusanos.



**Figura 8.** Factor de asimetría de las subcuencas de Matagusanos: a) Subcuencas con los arroyos principales y el valor de AF; b) Modelo digital de elevación en donde se encuentra representado el río de la Travesía y la cuenca Matagusanos; c) Subcuencas representadas mediante bloques, con sus basculamientos y pendientes.

gieren que son tectónicamente activas. Esto también está respaldado por los cálculos realizados mediante la aplicación del índice AF que muestra que las subcuencas (6 de 13) son principalmente de clase 1 (El Hamdouni et al. 2008). Dependiendo del valor AF, los arroyos se desplazan hacia el norte o sur desde centro de cada subcuenca considerada, lo que implica que la tectónica afecta actualmente la evolución de esta área.

#### **Factores no tectónicos e índices geomorfológicos:**

Los índices geomorfológicos aplicados reflejan los ajustes del relieve a la deformación tectónica (particularmente en los 13 arroyos considerados), la litología contrastante y los cambios del nivel de base podrían estar vinculados a variaciones tectónicas o climáticas (Lifton y Chase 1992, Burbank y Anderson 2001, Tucker y Whipple 2002, Duvall et al. 2004, Wobus et al. 2006, Kirby y Whipple 2012, Gürbüz et al. 2015). Es por ello que se verá a continuación, la influencia potencial de otros factores en los valores de los índices geomórficos.

Los procesos de erosión dominan a largo plazo en los arroyos que transportan cargas de fondo gruesos como bloques, esto actúa como protección frente a la erosión (Johnson et al. 2009, Yanites et al. 2011). Los fallamientos identificados se localizan en los sectores proximales-medio de distintos niveles de abanicos aluviales, y es aquí donde se han encontrado bloques de > 50 cm de tamaño en tareas de campo. Esto podría explicar la menor eficacia de la incisión fluvial sobre las distintas unidades de rocas, amortiguando los efectos de erosión.

Los contactos litológicos contrastantes entre rocas sedimentarias de distintas competencias (calizas, wackes, conglomerados, areniscas, limolitas, etc), conducen a diferentes grados de erosión. Esto podría afectar la topografía y los índices geomorfológicos como el SL, que fundamentalmente

reflejan variaciones en los gradientes de los arroyos y, por tanto, la ocurrencia de incisiones (Whipple y Tucker 1999, Duvall et al. 2004, Kirby y Whipple 2012). En ocasiones la localización de los *knickpoints*, puede estar relacionado con los límites litológicos (Wobus et al. 2006, Kirby y Whipple 2012). Se observan caídas abruptas en la elevación de las subcuencas que podrían estar relacionadas con la presencia de rocas neógenas (areniscas y pelitas), que son más débiles que las rocas paleozoicas (calizas y wackes) predominantes en el área de estudio. Incluso, las rocas sedimentarias competentes son las que se encuentran a mayores elevaciones, generalmente por encima de los 1500 m s.n.m.

Estas diferencias en la competencia de las rocas sedimentarias pueden influir en los valores de SL cuando los arroyos fluyen sobre distintas unidades de rocas (Hack 1973). Por lo tanto, estudiar el efecto de este factor, es realmente difícil ya que en ocasiones los *knickpoints* podrían corresponderse con sitios donde se existen fallas (Fig. 6). Los valores de SL significativamente más altos que el promedio, que producen picos bien marcados, coinciden con los límites entre las unidades de litología contrastante.

Las fallas activas exponen rocas neógenas, que son de menor resistencia frente a la erosión (Ocaña et al. 2016). Por encima están cubiertas por gravas cuaternarias, las cuales ofrecen mayor resistencia. Procesos como el piping causan la formación de relieve erosivo cuando afectan al basamento neógeno, produciendo socavamiento, erosión retrocedente, caídas de rocas, etc (Suvires 2004). Estos procesos que también se dan en las cabeceras de los arroyos han capturado y amenazan con capturar a los principales arroyos adyacentes y más altos.

Como se señaló anteriormente, los cambios generados en el relieve y reflejados en los índices geomorfológicos (AF, SL, Hi), difícilmente podrían ser explicados por el factor litológico. Por lo tanto, las diferencias en el relieve son más bien atribuidas a la deformación tectónica.

## **CONCLUSIONES**

La metodología empleada en el mapeo geomorfológico permitió distinguir 5 grandes unidades morfogenéticas: erosional-exhumada por tectónica, fluvial-aluvial, poligénica, lacustre y remoción en masa. Esta metodología propuesta nos permitió clasificar principalmente las distintas geoformas fluviales, en base a las diferencias morfométricas y cronológicas relativas, de acuerdo a la localización que ocupan respecto a los principales sistemas de fallamientos existentes (bloques de piso y techo) y la posición de deposición (alóctonos y autóctonos).

La cuenca Matagusanos está condicionada tectónicamente por fallas que generan escarpas que alteran la red de drenaje y la intensidad de procesos asociados como erosión y sedimentación. Esto permite afirmar que existe un control estructural sobre la geomorfología de la cuenca y, estos cambios, pueden ser detectados a través del procesamiento de MDE, más específicamente, por medio de las variaciones abruptas en los valores del gradiente del perfil longitudinal del cauce (SL).

La dinámica de las subcuencas se manifiesta en el factor de asimetría que en este caso arrojó valores extremos ( $AF = 25 - 90$ ), esto se vincula con altas tasas de levantamiento y tectónica reciente. El análisis hipsométrico permitió interpretar el estado evolutivo-erosivo de las subcuencas que se generan por diferencias en la resistencia de las rocas y actividad tectónica principalmente (subcuenca 5). Además, la hipsometría también detectó sitios que son afectados por tectónica y generan rejuvenecimiento del relieve (subcuenca 9).

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue realizado durante la ejecución de la beca doctoral CONICET del primer autor, utilizando los fondos aportados de los proyectos PICT 4343-2016 (ANPCyT MIN-CyT) otorgado a Daniel Flores y PROJOVI 2018-2019 otorgado a Emmanuel Ocaña por parte de la UNSJ. El gabinete de Geología Ambiental (INGEO) aportó los elementos de trabajo utilizados durante las tareas de campo.

Los autores agradecen a los revisores anónimos que contribuyeron de modo significativo con sus constructivas sugerencias para la mejora de este trabajo. Además, valoramos el esfuerzo realizado para la publicación de este número especial de Geología del Cuaternario, a los editores invitados Dres. Adriana Mehl, Francisco Córdoba y Andrés Bilmes y al editor general de la RAGA, Dr. Diego Kietzmann.

## REFERENCIAS

Alonso, J., Rodríguez Fernández, L., García Sansegundo, J., Heredia, N., Farías, P. y Gallastegui, J. 2005. Gondwanic and Andean structure in the Argentine central Precordillera: The Río San Juan section revisited. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 36-39, Barcelona.

Alvarado, P. y Beck, S. 2006. Source characterization of the San Juan (Argentina) crustal earthquakes of 15 January 1944 (Mw 7.0) and 11 June 1952 (Mw 6.8). *Earth and Planetary Science Letters* 243(3-4): 615-631.

Alvarado, P., Sánchez, G., Sáez, M. y Castro, B. 2012. Nuevas evidencias de la actividad sísmica del terreno Cuyania en la región de subducción de placa horizontal de Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 27(2): 278-291.

Baldis, B. y Chebli, G. 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. 4as Jornadas Geológicas Argentinas Actas 1: 47-65.

Baldis, B., Uliarte, E. y Vaca, A. 1979. Análisis estructural de la comarca sísmica de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34(4): 294-310.

Barazangi, M. y Isacks, B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4(11): 686-692.

Bastías, H. 1986. Fallamiento Cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera: San Juan, Argentina. Universidad Nacional de San Juan. tesis doctoral (inérita). 147 p., San Juan.

Bilkra, L. y Nemec, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional process, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology* 45: 909-959.

Bonnet-Staub, I. 2001. Une méthodologie d'analyse et de cartographie de "l'aléa" initiation de laves torrentielles"—application au torrent du Bragousse (France). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 59(4): 319-327.

Bordonaro, O. 1980. El Cámbrico en la Quebrada de Zonda, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35(1): 26-40.

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

Bull, W. 1991. *Geomorphic response to climate change*: New York, Oxford University Press, 326 p., New York.

Burbank, D. y Anderson, R. 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science. 288 p. Oxford.

Cahill, T. y Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97(B12): 17503-17529.

Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L. and Bohner, J. 2015. System for automated geoscientific analyses (SAGA) v. 2.1.4. *Geoscientific Model Development* 8(7): 1991-2007.

Cortés, J., Casa, A., Pasini, M., Yamin, M. y Terrizano, C. 2006. Fajas oblicuas de deformación geotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31°30' - 33°30'LS). Controles paleotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(4): 639-646.

Cox, R. 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of American Bulletin* 106: 571-581.

Cristallini, E. y Ramos, V. 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32 SL). *Tectonophysics* 317(3-4): 205-235.

Cuerda, A. y Furque, G. 1984. Depósitos carbónicos de la Precordillera de San Juan. Parte II: Quebrada La Deheza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38(3-4): 381-391.

Duvall, A., Kirby, E. y Burbank, D. 2004. Tectonic and lithologic controls on

- bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research* 109: F03002.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J. y Keller, E. 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology* 96: 150-173.
- Esper Angillieri, M. 2012. Morphometric characterization of the Carrizal basin applied to the evaluation of flash floods hazard, San Juan, Argentina. *Quaternary International* 253: 74-79.
- Flores, D., Ocaña, E. y Rodríguez, A. 2019. Relationships between landform properties and vegetation patterns in the Cerro Zonda Mt., Central Precordillera of San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 96: 102359.
- Folguera, A., Etcheverría, M., Pazos, P., Giambiagi, L., Cortés, J., Faugué, L., Fusari, C. y Rodríguez, M. 2004. Descripción de la Hoja Geológica Potrerillos (1:100.000). Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, 262 p., Buenos Aires.
- Gürbüz, E., Kazancı, N. y Gürbüz, A. 2015. Strike-slip faulting, topographic growth and block movements as deduced from drainage anomalies: the Yesilirmak River basin, northern Turkey. *Geomorphology* 246: 634-648.
- Gustavsson, M., Kolstrup, E. y Seijmonsbergen, A. 2006. A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. *Geomorphology* 77(1): 90-111.
- Hack, J. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the US Geological Survey* 1(4): 421-429.
- Hare, P. y Gardner T. 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In Morisawa M. and Hack J. (Eds), *Tectonic Geomorphology, Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium*, Allen and Unwin, 90-104, Boston.
- Heim, A. 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan: los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 7(1): 11-70.
- Johnson, J., Whipple, K., Sklar, L. y Hanks, T. 2009. Transport slopes, sediment cover and bedrock channel incision in the Henry Mountains, Utah. *Journal of Geophysical Research* 114: F02014.
- Jordan, T., Isacks, B., Ramos, V. y Allmendinger, R. 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes* 1983(3): 20-26.
- Keller, E. 1986. Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes, *Active tectonics*: Washington DC, National Academy Press. 136-147.
- Keller, E. y Pinter, N. 1996. *Active tectonics: earthquakes, uplift and landforms*. Prentice Hall. 121-147, New Jersey.
- Keller, E. y Pinter, N. 2002. *Active tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscapes*. Prentice Hall, 338 p., New Jersey.
- Kelly, J. 1962. Geología de la Sierra de Móquina y perspectivas petrolíferas, Departamento de Jáchal, Provincia de San Juan. Y.P.F. Informes inéditos Nos. 1157, 1158 y 1159.
- Kirby, E. y Whipple, K. 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology* 44: 54-75.
- Kirby, E., Whipple, K.X., Tang, W. y Chen, Z. 2003. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research* 108(B4): 2217.
- Koppen, W.P. 1923. *Die Klimate der Erde: Grundriss der Klimakunde*. Walter de Gruyter.
- Kutzbach, J., Guetter, P., Behling, P. y Selin, R. 1993. Simulated Climatic Changes: results of the COHMAP climate-model experiment. En: Wright, H.E., Kutzbach, J.E., Webb III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A., y Bartlein, P.J. (eds.), *Global climates since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, 24-93, Minneapolis.
- Labraga, J. y Villalba, R. 2009. Climate in the Monte Desert: past trends, present conditions, and future projections. *Journal of Arid Environments* 73(2): 154-163.
- Leveratto, M. 1968. Geología de la zona al oeste de Ullum-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23(2): 129-157.
- Lifton, N. y Chase, C. 1992. Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology* 5(1):77-114.
- Luo, W. 1998. Hypsometric analysis with a geographic information system. *Computers and Geosciences* 24(8): 815-821.
- Mancini, M., Paez, M., Prieto, A., Stutz, S., Tonello, M. y Vilanova, I. 2005. Mid-Holocene climatic variability reconstruction from pollen records (32-52 S, Argentina). *Quaternary international* 132(1): 47-59.
- Markgraf, V. 1993. Climate history of Central and South America since 18,000 yr B.P.: comparisons of pollen records and model simulations. In: Wright, H.E., Kutzbach, J.E., Webb III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A., y Bartlein, P.J. (eds.), *Global Climates Since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, 357-385 p., Minneapolis.
- Moore, I., Grayson, R. y Ladson, A. 1991. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrological processes* 5(1): 3-30.
- Moore, I., Norton, W. y Williams, J. 1993. Modelling environmental heterogeneity in forested landscapes. *Journal of Hydrology* 150(2): 717-747.
- Muhs, D. y Zárate, M. 2001. *Late Quaternary eolian records of the Americas and their paleoclimatic significance*. Academic Press, 183-216, Cambridge.
- Ocaña, R. y Suvires, G. 2018. Peligros hidrometeorológicos en un valle árido: abordaje geopedológico. *Cuadernos de Geografía. Revista Colombiana de Geografía* 27 (1): 87-99.
- Ocaña, R., Flores, D., Alcayaga, G. y Suvires, G. 2017. Geomorphology of Talacasto alluvial fan, Precordillera of San Juan, Argentina. *Journal of Maps* 13(2): 929-935.

- Ocaña, R., Suvires, G. y Flores, D. 2016. Evolución del relieve de un frente montañoso y respuesta del sistema erosivo fluvial ante el forzamiento causado por la actividad tectónica (Andes centrales, provincia de San Juan, Argentina). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 33(3): 329-341.
- Ortiz, A. y Zambrano, J. 1981. La provincia geológica de la Precordillera Oriental. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 59-74, San Luis.
- Otto-Bliesner, B., Brady, E., Clauzet, G., Tomas, R., Levis, S. y Kothavala, Z. 2006. Last glacial maximum and Holocene climate in CCSM3. *Journal of Climate* 19: 2526-2544.
- Padua, E., Roller, E., Mingramm, A., Criado Roque, P., Flores, M. y Baldis, B. 1967. Devonian of Argentina. *International Symposium on the Devonian System. proceedings. 2: 165-199. Calgary.*
- Paredes, J. y Perucca, L. 2000. Fallamiento cuaternario en la depresión de Matagusanos, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(1-2): 23-30.
- Paredes, J., Perucca, L. y Tello, G. 1996. Fallas activas en el bolsón de Matagusanos, San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico de Bolivia, Actas 3: 1155-1163, Tarija.
- Paredes, J., Perucca, L. y Tello, G. 1997. Fallamiento cuaternario en el área los Blanquitos, departamento de Ullum. San Juan. Argentina. 2° Jornadas de Geología de Precordillera: 168-173, San Juan.
- Perucca, L. y Vargas, N. 2014. Neotectónica de la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 66(2): 291-304.
- Perucca, L., Audemard, F., Pantano, A., Vargas, N., Ávila, C., Onorato, M., Lara, G. y Esper Angillieri, M. 2013. Fallas Cuaternarias con vergencias opuestas entre Precordillera Central y Oriental, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70(2): 291-302.
- Perucca, L., Bezerra, H., Lima, J., Vargas, H. y Rothlis, M. 2015. Late quaternary evolution of the La Cantera fault system (Central Precordillera, Argentina): A morphotectonic and palaeoseismologic analysis. *Tectonophysics* 661: 200-209.
- Pike, R. y Wilson, S. 1971. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin* 82(4): 1079-1084.
- Pike, R., Evans, I. y Hengl, T. 2009. Chapter 1 Geomorphometry: A brief Guide. *Geomorphometry – Concepts, Software, Applications. Developments in Soil Science* 33: 3-30.
- Poblete, A. y Minetti, J. 1989. Los mesoclimas de San Juan, Primera y Segunda parte: San Juan, Argentina, Centro de Investigaciones de San Juan, Universidad Nacional de San Juan, Informe técnico 11, Boletín 4.
- Ramos, V. y Vujovich, G. 2000. Descripción Geológica hoja 3169-IV San Juan, Provincia de San Juan. Secretaría de Energía y Minería, Servicio Geológico Minero Argentino SEGEMAR, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 243, Buenos Aires.
- Regalla, C., Kirby, E., Fisher, D. y Bierman, P. 2013. Active forearc shortening in Tohoku, Japan: constraints on fault geometry from erosion rates and fluvial longitudinal profiles. *Geomorphology* 195: 84-98.
- Ritter, D., Kochel, R. y Miller, J. 2011. *Process Geomorphology. 5th Edition, Long Grove, IL.*
- Rodríguez, A., Ocaña, R., Suvires, G., Martínez, P. y Leiva, F. 2018. Estructuras tectónicas en un valle árido y su potencial hídrico subterráneo, San Juan centro-oeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75(3): 425-440.
- Serafini, R., Bustos, N. y Contreras, V. 1986. Geología de la Formación Loma de Las Tapias. I Jornadas sobre Geología de Precordillera, Actas I: 7782, San Juan.
- Strahler, A. 1952. Dynamic Basis of Geomorphology. *Geological Society of American Bulletin* 63: 923-938.
- Suvires, G. 2004. Procesos de piping en el piedemonte distal de la Precordillera Oriental, provincia de San Juan: factores y relieve. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59(3): 385-393.
- Suvires, G. 2013. Geomorfología tectónica y evolución del relieve en un sector del piedemonte occidental de la Sierra Chica de Zonda, Precordillera Oriental, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30 (2): 324-325.
- Suvires, G. 2014. The paradigm of paraglacial megafans of the San Juan river basin, Central Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 55:166-172.
- Suvires, G. y Zambrano, J. 2000. Valles en depresiones intermontanas cuaternarias del centro-oeste argentino. Valles de Matagusanos, Ullum, Zonda y Ciénaga de Gualilán. *Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales. Serie D, publicación Especial* 4(1): 81-88.
- Suvires, G., Ocaña, R., Rodríguez, A. y Flores, D. 2016. Geomorfología tectónica, evolución del relieve y respuesta del sistema erosivo fluvial ante el forzamiento causado por la actividad tectónica (Precordillera Central, Provincia de San Juan), Argentina. *Primer Simposio de Tectónica Sudamericana, actas CD, La Serena.*
- Terrizzano, C., Cortés, J. Fazzito, S. y Rapalini, A. 2008. Neotectonic transpressive zones in Precordillera Sur, Central Andes of Argentina: A structural and geophysical investigation. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 253(1): 103-114.
- Theler, D. y Reynard, E. 2008. Mapping sediment transfer processes using GIS applications. *Proceedings of the 6th ICA Mountain Cartography Workshop, Lenk.*
- Tucker, G. y Whipple, K. 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: sensitivity analysis and intermodel comparison. *Journal of Geophysical Research* 107: 2179.
- Van Zuidam, R. 1976. Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain. Processes and landforms related to climatic changes in a large Mediterranean river basin. *Doctoral Thesis. Universidad Utrecht, ITC, 122 p., Utrecht.*

- Verstappen, H. y van Zuidam, R. 1968. ITC textbook of Photo-Interpretation. VII: 2-ITC system of geomorphological survey. ITC, 49 p., Delf.
- Villarreal, C., Estévez, G., Ortiz, A., Ponce, D., Ocaña, R., Forte, A. y Gianni, R. 2018. Hidroquímica general de la cuenca subterránea de Matagusanos y sector del abanico aluvial de Talacasto. XIV Congreso Latinoamericano de Hidrogeología. Actas Hidrología Regional 2:259-266, Salta.
- Vitek, J., Giardino, J. y Fitzgerald, J. 1996. Mapping geomorphology: A journey from paper maps, through computer mapping to GIS and Virtual Reality. *Geomorphology* 16(3): 233-249.
- von Engel, O. 1940. A particular case of knickpunkte: *Annals of the Association of American Geographers* 30: 268-271.
- Von Gosen, W. 1992. Structural evolution of the Argentine precordillera: The Río San Juan section. *Journal of Structural Geology* 14(6): 643-667.
- Whipple, K. y Tucker, G. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research* 104: 17661-17674.
- Wobus, C., Heimsath, A., Whipple, K. y Hodges, K. 2005. Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya, *Nature* 434: 1008-1011.
- Wobus, C., Whipple, K., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropoulos, K., Crosby, B. y Sheehan, D. 2006. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. *Geological Society of America Special Papers* 398: 55-74.
- Yanites, B., Tucker, G., Hsu, H., Chen, C., Chen, Y. y Mueller, K. 2011. The influence of sediment cover variability on long-term river incision rates: an example from the Peikang River, central Taiwan. *Journal of Geophysical Research* 116(F3): F03016.
- Zapata, T. y Allmendinger, R. 1996. Thrust-front zone of the Precordillera, Argentina: a thick-skinned triangle zone. *AAPG Bulletin* 80(3): 359-381.