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)

Raúl E. Ocaña[1,2*], Graciela M. Suvires[1,2,3] y Daniel G. Flores[1,3]

[1] *Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Centro de Investigaciones de la Geósfera y la Biósfera, Universidad de San Juan, Argentina (CONICET-CIGEOBIO-UNSJ).*
[2] *Instituto de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Avenida Ignacio de la Roza 590 Oeste, Rivadavia, J 5400 San Juan, Argentina.*
[3] *Departamentos de Geología y Biología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Avenida Ignacio de la Roza 590 Oeste, Rivadavia, J 5400 San Juan. Argentina.*
**emma_geol@hotmail.com*

RESUMEN

En el área pedemontana oriental de la Precordillera Central, en el centro-oeste de Argentina, el relieve está sujeto a la recurrencia de la actividad tectónica cuaternaria, impactando en el sistema fluvial. El objetivo del presente trabajo consiste en analizar la evolución del relieve de un frente montañoso y comprender cómo responde el sistema erosivo fluvial ante el forzamiento causado por la actividad tectónica, mediante la geomorfología y la aplicación de índices morfométricos. Los índices analizados son: Índices de longitud-gradiente del cauce (SL), Integral de Strahler e Índices de asimetría (F). Éstos fueron aplicados en tres sectores del piedemonte nororiental del cerro de Zonda, uno previo al sistema de escarpes, otro entre los escarpes y el tercero en el sector post-escarpes. Se analizaron los perfiles longitudinales de siete arroyos, integrantes de esta cuenca pedemontana. El análisis de imágenes y los trabajos de campo permitieron proponer un índice morfométrico denominado Índice de Exposición, que surge del cociente existente entre las superficies de afloramientos miocenos expuestos y las de cubiertas cuaternarias (IE).

Los resultados de los índices (SL, IE) muestran que la potencia fluvial de las corrientes en el bloque de techo es el doble que en el bloque de piso, diferencias que surgen cuando los canales traspasan los escarpes de oeste a este. El relieve pedemontano pos-sísmico evolucionó diferencialmente a ambos lados del sistema de escarpes. En el bloque de techo, el basamento mioceno fue elevado, exhumado y erosionado, mientras que en el bloque de piso no existen marcadores geomórficos. En el valle de Zonda ocurrió deformación tectónica durante el Cuaternario que produjo un basculamiento regional, rotando los principales cursos de agua 45° hacia el norte. El sistema fluvial del frente montañoso del cerro Zonda norte no está en equilibrio debido a la actividad neotectónica.

Palabras clave: Geomorfología; sistema erosivo fluvial; Cuaternario; índice de exposición; Andes centrales; Argentina.

ABSTRACT

In the eastern piedmont of the Central Precordillera, in central western Argentina, relief is subject to recurrent Quaternary tectonic activity, which impacts the fluvial system. The goal of the present study is to analyze the relief evolution of a mountain front and to understand how the erosive river system responds to tectonic forcing, using geomorphology and morphometric indices. The analyzed indices are: Stream Length-gradient (SL), Strahler Integral, and Asymmetry Indices (F). These indices were applied to three sectors of the northeastern piedmont of cerro Zonda , one before the escarpment system, another one between escarpments, and a third one in the post-escarpment sector. Longitudinal profiles were analyzed for seven streams that are part of this piedmont basin. Image analysis and fieldwork allowed proposing a morphometric index, called Exposure Index, which results from the existing quotient between areas of exposed Miocene outcrops and areas of Quaternary cover (EI).

Results of the indices (SL, EI) indicate that the fluvial power of water flows in the headwall block is twice that in the footwall block, differences that arise when channels cross the escarpments from west to east. The post-seismic piedmont relief evolved differentially on both sides of

Ocaña, R.E., Suvires, G.M., Flores, D.G., 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, v. 33, núm. 3, p. 329-341.

the escarpment system. In the headwall block, the Miocene basement was uplifted, exhumed and eroded, whereas there are no geomorphic markers in the footwall block. Tectonic deformation occurred in the Zonda valley during the Quaternary, causing regional tilting to the north, with the main watercourses turning 45° north. The system of the northern Zonda mountain front is not in balance because of neotectonic activity.

Key words: Geomorphology; fluvial erosional system; Quaternary; exposition index; central Andes; Argentina.

INTRODUCCIÓN

La región de los Andes centrales de Argentina se sitúa en el sector de subducción subhorizontal de la placa de Nazca. Está caracterizada por una elevada actividad sísmica tanto a niveles superficiales de corteza como a profundidades de placa subducida (Barazangi e Isacks, 1976; Jordan *et al*., 1983; Cahill e Isacks, 1992; Gutscher, 2002; Pardo *et al.,* 2002; Ramos *et al.,* 2002; Alvarado *et al.,* 2009). En esta región de la provincia de San Juan, se han producido sismos destructivos con víctimas fatales y numerosos daños en viviendas. Los terremotos de 1944, de magnitud momento Mw=7.0 ocurridos en La Laja (Precordillera Oriental, PC en Figura 1) y el terremoto de 1977, magnitud momento de Mw=7.5 en la Sierra de Pie de Palo (Sierras Pampeanas, SP en Figura 1), son ejemplos de la actividad sísmica actual (Alvarado y Beck, 2006) que afecta a la ciudad capital y alrededores del territorio de la provincia de San Juan.

Con el nombre de depresión tectónica de Zonda se conoce a una zona ubicada 20 km al oeste de la ciudad de San Juan (Figura 1). Es una depresión elongada en sentido norte-sur que separa las provincias geológicas de Precordillera Central y Precordillera Oriental. En esta depresión tectónica, la interacción entre corrimientos con vergencias opuestas durante el Cenozoico, una hacia el oeste de tipo andina y otra hacia el este de tipo pampeana, favorecieron el desarrollo de una zona triangular de piel gruesa a lo largo de toda la depresión (Zapata y Allmendinger, 1996). La Precordillera Central (Figura 1a), unidad a la cual pertenece el cerro Zonda (Figura 1b), constituye una faja plegada y corrida de piel fina y vergencia oriental que traslada hacia el este rocas del Paleozoico y Neógeno (Baldis y Chebli, 1969; Zapata y Allmendinger 1996). Sobre la base de la interpretación de datos sísmicos, Allmendinger *et al.* (1990) determinaron que los corrimientos se unen en una rampa horizontal de despegue que estaría localizada aproximadamente a una profundidad de 15 km; los corrimientos están asociados a grandes anticlinales asimétricos y recumbentes. Estas estructuras de plegamiento son interpretadas como pliegues de propagación de falla, mientras que su mecanismo de deformación es considerado como uno de los más importantes para explicar el acortamiento y formación del cinturón plegado y corrido de Precordillera (Gardini, 1993).

La Precordillera Oriental, en cambio, corresponde a un bloque de basamento que expone, mediante estructuras con vergencia occidental, una secuencia estratigráfica semejante a la de Precordillera Central, pero con participación del basamento cristalino en la deformación (Ortiz y Zambrano, 1981; Zapata y Allmendinger, 1996). Se dispone de un catálogo sísmico con la localización de varios epicentros de sismos corticales, aunque no se conocen relatos o información que vincule rupturas históricas con estas fallas (PMA-GCA, 2009; INPRES, 1982; Costa *et al*., 1999, 2000; Figura 1a) .

En el área pedemontana de Precordillera, el relieve está sujeto a los efectos de la recurrencia de acciones compresivas tectónicas que modifican los niveles topográficos. Diversos autores han enunciado variados indicadores geomorfológicos. El índice de asimetría de la cuenca intenta cuantificar la deformación tectónica a través del cambio que sufre el entramado de cauces dentro de la misma (Hack, 1973; Keller, 1986; Moore *et al.,* 1991, 1993; Keller y Pinter, 1996; Rincón y Vegas, 2000). El índice longitud-gradiente (*SL*) se calcula multiplicando la distancia desde el punto medio de un tramo de río hasta su cabecera por la pendiente de ese mismo tramo. Los valores anómalos de este índice indican principalmente rupturas de pendiente (por ejemplo, *knickpoints*) o convexidades a lo largo de la red de drenaje. Estas pueden estar causadas por cambios litológicos, fallas activas o deslizamientos entre otros fenómenos. Por último, se menciona el índice K_{sn} que expresa la pendiente normalizada del río en un espacio de coordenadas logarítmicas área-pendiente. Este índice, aunque no se usó en este trabajo, es importante para la identificación de procesos tectónicos activos (Kirby y Whipple, 2012). Las evidencias geológicas superficiales de estos índices reflejan la presencia de estructuras activas, tales como cabalgamientos y fajas plegadas y corridas, las que dependen entre otros factores del ángulo de inclinación de las fallas, su cinemática y grado de exposición según Audemard (1999, 2003), Burbank y Anderson (2012).

En este estudio se aborda la dinámica de los procesos erosivos fluviales y la actividad erosiva en un piedemonte afectado por actividad tectónica cuaternaria compresiva e inversa. La aplicación de los índices morfométricos fue realizada hacia ambos lados del sistema de escarpes de fallas a contrapendiente; dado que éstos interrumpen el sistema pedemontano original y ocasionan dos sectores o sub-bloques con diferencias en los procesos, uno aguas arriba del sistema de escarpes y otro aguas abajo, sub-bloques designados aquí como proximal al frente montañoso o bloque de piso (al oeste) y otro distal o bloque de techo (al este).

El objetivo del presente trabajo consistió en analizar la evolución del relieve de un frente montañoso y comprender como responde el sistema erosivo fluvial ante el forzamiento causado por la actividad tectónica, mediante la geomorfología y la aplicación de índices morfométricos. Es conocido que la aplicación de distintos índices geomórficos, en regiones con actividad tectónica cuaternaria, proporciona datos de la deformación neotectónica regional, tal como el índice de asimetría (Bolongaro-Crevenna *et al.,* 2005). Los relieves expresan los efectos de los procesos dinámicos superficiales, aunque la actividad tectónica cuaternaria produce asimismo en ellos modificaciones al generar nuevos relieves y desnivelaciones. Esas modificaciones pueden ser registradas por marcadores geomórficos, los que proveen un marco de referencia para realizar la medición de deformaciones y desplazamientos diferenciales relativos (Pike, 2002). En sistemas pedemontanos impactados por la acción tectónica cuaternaria existen relaciones entre las formas del relieve, la red de drenaje y los perfiles longitudinales de las corrientes, los que pueden ser estudiados y analizados como el presente caso de estudio. Los marcadores geomorfológicos son rasgos o superficies geomórficas identificables que permiten medir o cuantificar deformaciones (Burbank y Anderson, 2001).

El piedemonte de la Precordillera está conformado por distintos niveles de abanicos aluviales integrados por cubiertas fanglomerádicas cuaternarias, grises, que yacen en discordancia sobre un basamento impermeable mioceno de sedimentitas finas, limolitas y arcilitas continentales, rosadas a rojizas. Los rasgos más destacables observados fueron estructuras popcorn, domos de arcillas, pipes, cárcavas profundas, abarrancamiento, eflorescencias salinas y cauces controlados. Además, se reconocen indicadores que reflejan la actividad tectónica de un sector tales como: escarpes flexurales, escarpes disectados, terrazas tectónicas, diseños anómalos de la red como drenajes radiales, cambios en el grado de incisión y sinuosidad de los arroyos, paleocauces "colgados" y discordancias progresivas, entre otros.

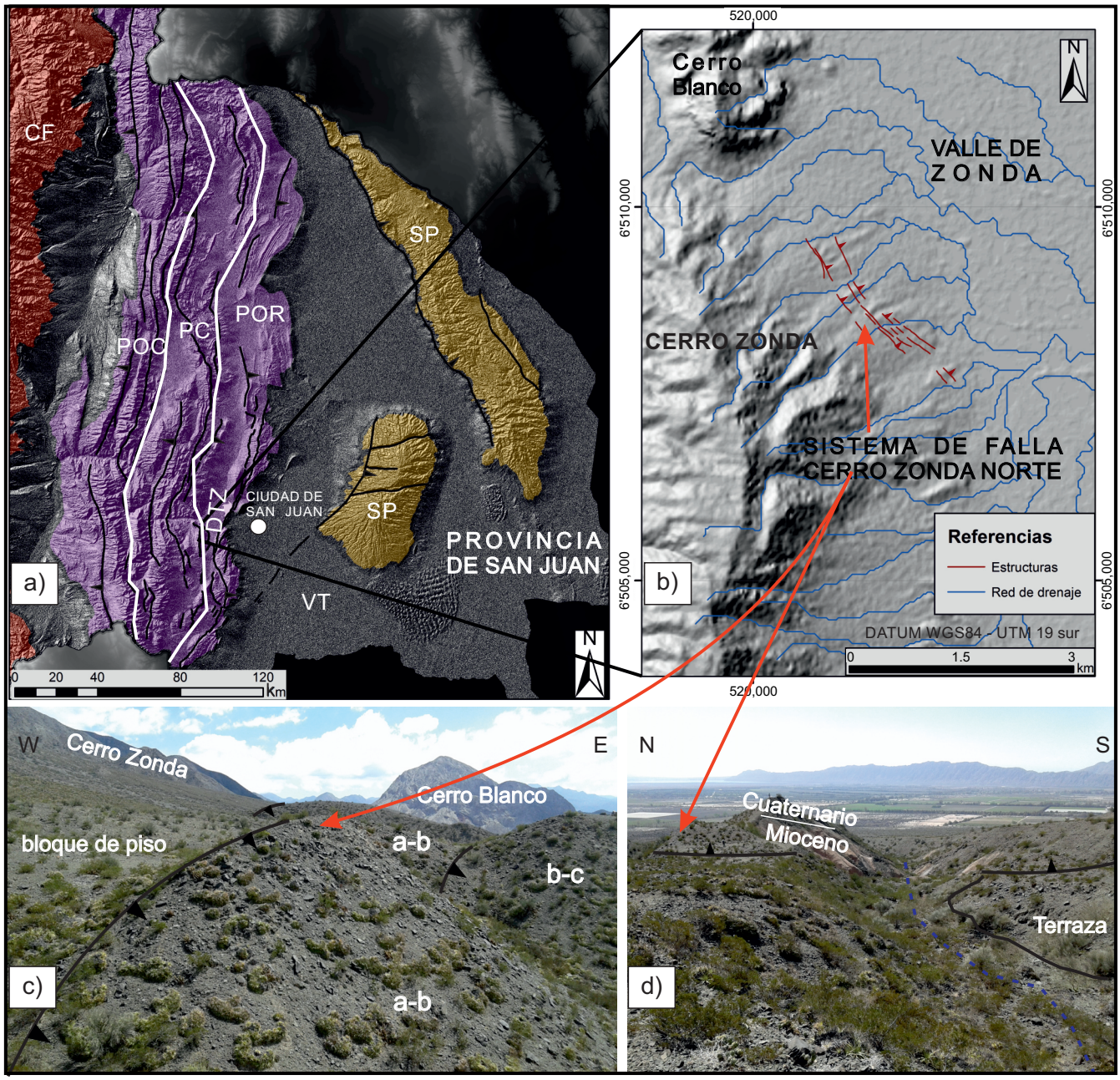


Figura 1. Ubicación del área de estudio. a) Principales estructuras y provincias geológicas del sector centro-oeste de Argentina. CF: Cordillera Frontal; POC: Precordillera Occidental; PC: Precordillera Central; POR: Precordillera Oriental; DTZ: depresión tectónica de Zonda; SP: Sierras pampeanas y VT: Valle de Tulum. Hacia la porción media del piedemonte se observa el sistema de fallas cerro Zonda norte, que interrumpe el piedemonte y desagrega el morfosistema original. b) Modelo digital de elevación del valle de Zonda con las estructuras tectónicas cuaternarias del borde oriental del cerro Zonda. c y d) vistas del piedemonte central del cerro Zonda con sectores interescarpes (a-b y b-c), terrazas y relieve mioceno expuesto y erosionado.

En este piedemonte como en otros de esta región de antepaís, la actividad tectónica pleistocena-holocena, modificó la disposición del relieve y drenaje original (pre-sísmico). Los arroyos, en la actualidad, retroceden con la finalidad de recuperar el perfil de equilibrio perdido a consecuencia de los cambios sufridos en sus niveles de erosión (Hack, 1973).

Área de estudio

El área de estudio se localiza a una distancia de 25 km hacia el oeste de la ciudad capital de la provincia de San Juan (Figura 1a), situada en la zona 19 sur, coordenadas UTM, entre la longitud 519000 m y 525000 m, y latitud 6514000 m y 6493000 m. (Figura 1). El piedemonte del cerro Zonda desciende de oeste hacia el este hasta la porción central de la planicie de la depresión de Zonda. Esta última es drenada desde el sur por los ríos temporarios Ancho y Seco de la Ciénaga, y desde el oeste y norte por el río San Juan. El cerro Zonda forma parte del sistema de cordones montañosos que se desarrollan a lo largo de casi todo el territorio de San Juan con rumbo meridional (Suvires, 2013; unidad A Figura 2). El sector norte del piedemonte estudiado presenta relieves afectados por escarpes a contrapendiente y planos de fallas

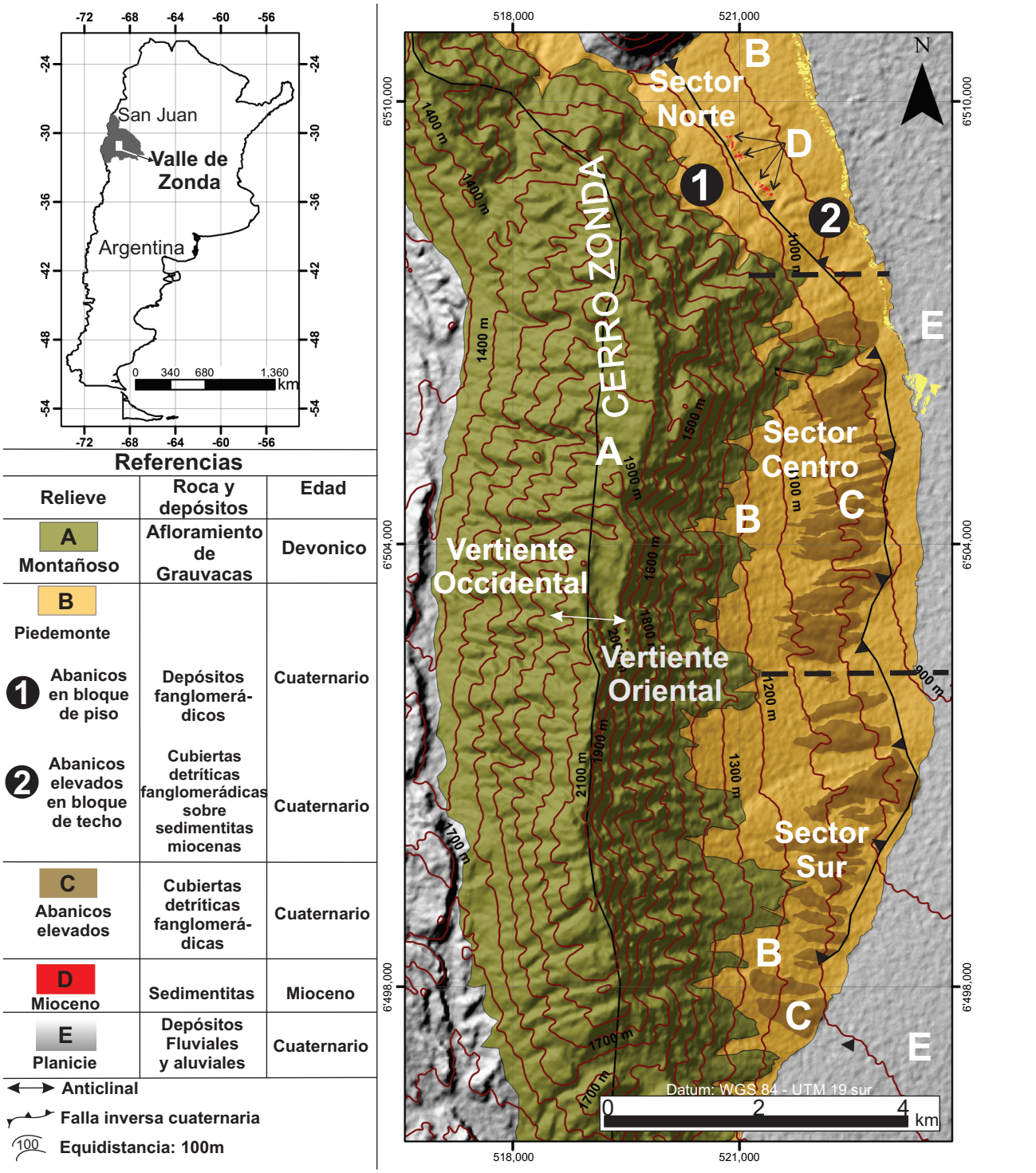


Figura 2. Mapa geomorfológico del borde oeste del valle de Zonda. A, área montañosa del cerro Zonda con litología de grauvacas, verdes oscuras, devónicas; B: piedemonte norte del cerro Zonda; subsistema pedemontano; 1: bloque de piso y 2: bloque de techo. El piedemonte es segmentado en sectores norte, central y sur.

buzantes hacia el E, vergencia occidental, perteneciente al sistema de Precordillera Oriental; mientras que los sectores centro y sur del piedemonte (Figura 2) contienen fallas buzantes al W, vergencia oriental, vinculados al sistema de Precordillera Central (Perucca *et al.*, 2012). En resumen, a lo largo del piedemonte oriental del cerro Zonda, se presentan dos sistemas de fracturación diferentes, en los sectores centro y sur las fallas de sobrecorrimiento buzan hacia el W, mientras que en el sector norte de análisis, las fallas buzan hacia el E.

En la región, la aridez y la escasa densidad de vegetación xerófila y halófila permiten un fácil reconocimiento de los relieves asociados directamente con fallas de actividad tectónica cuaternaria. El clima es árido y seco, temperatura media anual de 18 °C y una máxima media

anual de 28 ºC y mínima media anual de 10 ºC. Las precipitaciones son en general torrenciales, con lluvias concentradas en verano (diciembre-marzo), con valores inferiores a 100 mm/año. Los principales ríos como el San Juan nacen a más de 160 km de distancia al oeste, en los derretimientos nivales de Cordillera Frontal (CF en Figura 1). La vegetación xerófila corresponde a la provincia de Monte (Flores y Suvires, 2012, Flores *et al.,* 2015).

EL SISTEMA PEDEMONTANO Y LA FRACTURACIÓN INVERSA

El piedemonte actúa como un sistema, aunque la neotectónica genera interrupciones principalmente en su pendiente original. El piedemonte en consideración, en el sector norte de la vertiente oriental del cerro de Zonda (Figura 2), se extiende de oeste a este, entre los 1,085 m snm y los 890 m snm, recorriendo una distancia menor a 2.5 km, entre el contacto con las estribaciones montañosas del cerro homónimo y el borde occidental del valle de Zonda. Estos piedemontes están conformados por distintos niveles de abanicos aluviales, canales activos, canales abandonados y depósitos de lóbulos de tamiz (Suvires *et al*., 2012; Suvires, 2013; Flores *et al*., 2015). Las extensas cubiertas detríticas cuaternarias cubren y yacen en discordancia angular y erosiva sobre un basamento regional de sedimentitas continentales rosadas y rojizas, que se presentan en superficie o afloran en las barrancas de los valles incididos, preferencialmente en las cercanías a las trazas de los sistemas de fracturación moderna. Estas sedimentitas miocenas corresponden a la Formación Albarracín (Leveratto, 1968) constituidas por conglomerados, areniscas y arcilitas, que afloran en los barrancos, cárcavas o en los bloques elevados por la actividad neotectónica. El piedemonte en su porción media (Figuras 1b, 1c, 1d y 2) es atravesado longitudinalmente (NW) por escarpes de falla inversa del sistema de falla cerro Zonda norte (Paredes y Perucca, 2000; Perucca *et al*., 2012). Varios segmentos de estos escarpes de fallas, a contrapendiente, de diferentes alturas, longitudes y posiblemente edades sobresalen en este sistema pedemontano. La afectación en las condiciones originales del relieve por la actividad neotectónica, motivó su desagregación en dos bloques, un bloque de piso o proximal al frente montañoso y un bloque de techo medio-distal. El efecto del levantamiento tectónico modificó las condiciones presísmicas del relieve en su evolución durante el Cuaternario. Los perfiles de las corrientes temporarias de los arroyos y los niveles topográficos son los principalmente afectados, conduciendo a una nueva dinámica en la erosión del sistema pedemontano.

Los segmentos de fallas tienen una longitud variable entre 2 a 4 km, interrumpidos por valles antecedentes o capturados, paralelos entre sí y con rumbo N 40° W, (Figuras 1b, 1c y 1d). Estos escarpes modifican el diseño de drenaje primigenio del piedemonte. Las alturas de los escarpes son variables desde 1.5 m a más de 16 m. La presencia de múltiples escarpes de falla dispuestos en forma paralela y subparalela, de diferentes alturas, y vinculados a distintos estadios de grados de erosión del relieve asociado, sugieren que el sistema habría sufrido diferentes episodios de reactivación. Los esfuerzos tectónicos que afectan a esta región se disipan en varias rupturas superficiales, las cuales se originan probablemente de una sola falla en profundidad (Perucca *et al*., 2012). En la región, no existen dataciones hasta el momento que permitan conocer la edad absoluta del fallamiento cerro Zonda norte. Paredes *et al*. (1997) reportan una edad ^{14}C de 28,422 ± 1,335 años AP, Pleistoceno Tardío, para el sistema de falla Blanquitos, perteneciente al sistema morfoestructural de Precordillera Oriental, ubicado en el piedemonte oriental de Sierra Chica de Zonda, localizada al este del valle de Zonda. En los reconocimientos de campo y sobre imágenes satelitales se observan canales y relieves relacionados a los distintos segmentos de escarpes con distintos grados de erosión. Serían evidencias de que los escarpes de falla responden a distintos pulsos de la actividad en diferentes momentos del Pleistoceno-Holoceno(?).

METODOLOGÍA

Se efectuó un reconocimiento de campo del área de estudio para determinar las variables a cuantificar entre erosión, exposición del basamento y la presencia de escarpes de fallas a contrapendiente. El sistema pedemontano, con pendiente regional oeste-este, está divido en dos sub-bloques, uno proximal al frente montañoso denominado aquí como bloque de piso y otro elevado y volcado hacia el E, bloque de techo. De allí que los índices morfométricos a determinar tuvieron que ser aplicados en cada uno de los sectores existentes a ambos lados del sistema de escarpes neotectónicos. El índice de asimetría de la depresión central del valle de Zonda fue aplicado en dos tiempos arbitrarios de la evolución del relieve cuaternario t_1 (tiempo de la acumulación sincrónica de los abanicos de los ríos Ancho y San Juan) y t_2 (Actual), para lograr contrastes temporales y determinar si hubo deformación tectónica de la cuenca en ese intervalo de tiempo. Esto fue posible debido a la determinación de relieves abandonados de cauces tanto en el abanico del río Ancho como en el del río San Juan. Asimismo, el índice de potencia fluvial *(power stream index)* propuesto por Moore *et al.* (1991), se aplicó en la cuenca pedemontana incluyendo los bloques de piso y de techo, así como en los sectores entre segmentos de escarpes de fallas o interfallas.

Hay vastas regiones de Argentina que carecen de cartas topográficas o bases de datos a escalas detalladas, por lo que se usaron los recursos disponibles tales como imágenes satelitales de *Google Earth* 2015 y algunas fotografías aéreas a escala 1:25,000 de la región central de Zonda y el análisis exhaustivo de fotos de campo. El análisis geomorfológico permitió obtener la Figura 2, en la que se diferencian tres unidades de relieve: montañoso, piedemonte y planicie.

El análisis morfométrico de detalle con la determinación de índices corresponde al sector norte del piedemonte oriental del cerro de Zonda, con tectónica compresiva expresada en fallas inversas buzantes hacia el E, producto de actividad tectónica cuaternaria. Debido a lo citado, en este sector norte se aprecian relieves de abanicos en el bloque de piso y relieves de abanicos sobre-elevados por dicha actividad en el bloque de techo. En los reconocimientos de campo, particularmente en los escarpes de los segmentos de fallas cuaternarias, se identificaron marcadores geomorfológicos (Figuras 2, 3a y 3b) clasificados siguiendo la terminología propuesta del Proyecto Multinacional Andino. El sistema de fallas inversas en estudio está conformado por al menos tres segmentos de escarpes de falla, paralelos entre sí, con diferentes alturas de escarpe y distintos grados de erosión en el bloque elevado (a, b y c, en Figuras 1c y 4).

Índices determinados

Índice de asimetría de cuenca (ΔF)

Este índice intenta cuantificar el comportamiento sintetizable en la ausencia o presencia de basculamientos a escala regional de la cuenca de drenaje (Rincón y Vegas, 2000; Martínez *et al.,* 2008; Suvires *et al.,* 2012). Este índice es una razón porcentual entre las áreas ocupadas por las dos márgenes de un río (Ecuación 1; Hack, 1973; Keller, 1986; Moore *et al.,* 1991; Moore *et al.,* 1993; Keller y Pinter, 1996; Rincón y Vegas, 2000):

$$\Delta F_D = \left(\frac{\Delta_D}{\Delta_T} \right) \cdot 100 \qquad (1)$$

donde ΔF_D es el valor del índice de asimetría de la cuenca en porcen-

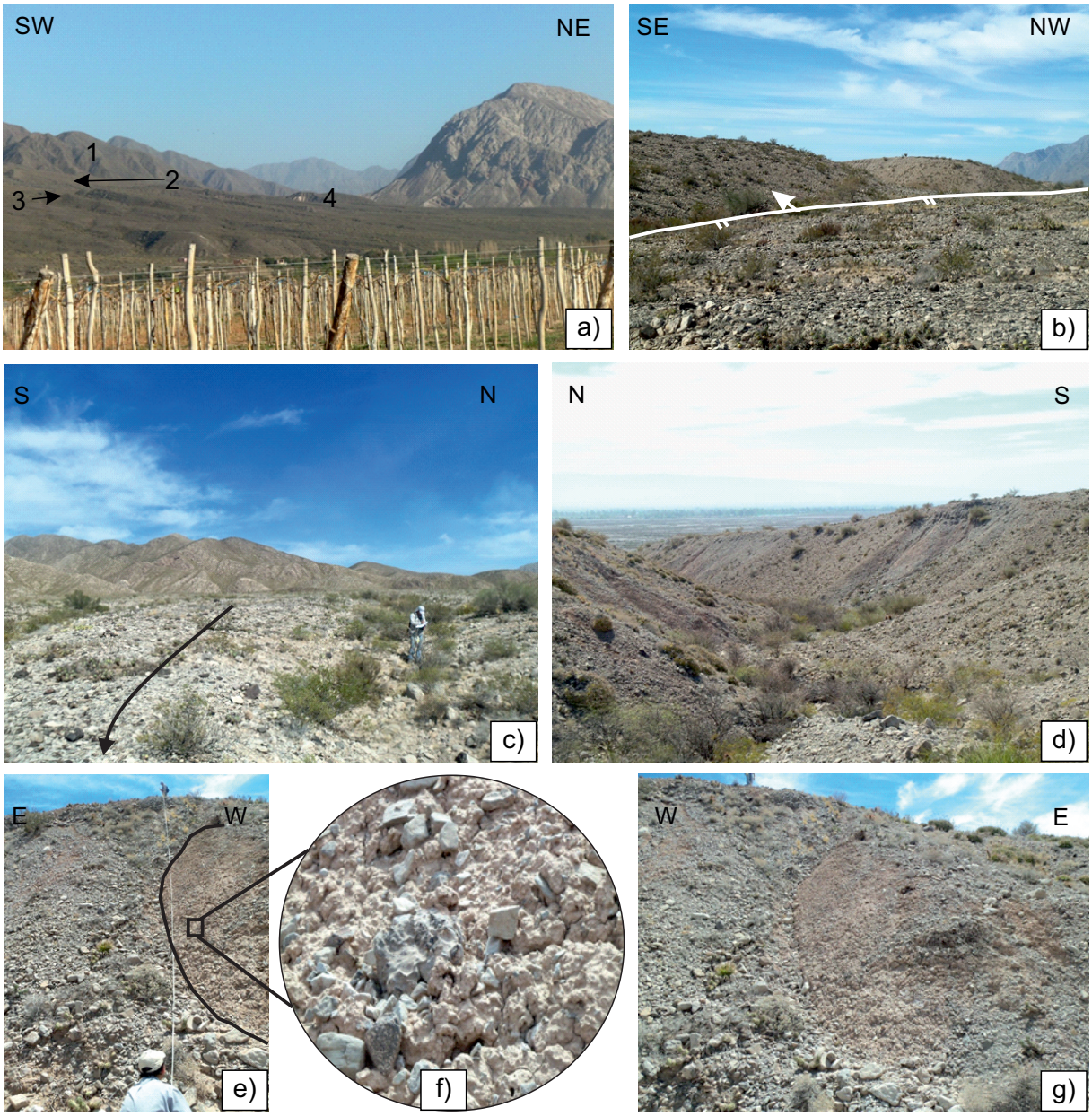


Figura 3. Fotos de campo de sectores del piedemonte precordillerano. a) Vista del piedemonte norte y oriental del cerro Zonda (1); el piedemonte observable corresponde al bloque de techo elevado (2) con valles fluviales incididos (3) y asomos de sedimentitas terciarias de tonos claros (4). b) Vista del escarpe de falla a contrapendiente; los arroyos descienden de derecha a izquierda; a la izquierda (este) se presenta el bloque de techo elevado, a la derecha bloque prefalla. c) Vista de la curvatura del bloque descendido por efecto de arrastre hacia el interior del fallamiento inverso. d) Valles y abarrancamientos en el bloque de techo elevado. e y f) Afloramientos de sedimentitas terciarias rosadas en las barrancas de los valles y detalle de *pipes*, tunelamiento y de erosión diferencial por procesos de sufosión. g) Formas dómicas vinculadas a procesos de sufusión.

taje, calculado como el cociente entre el área de la margen derecha del río Δ_D y Δ_T, el área total de la cuenca de drenaje. Si se calcula para la margen izquierda:

$$\Delta F_I = 100 - \Delta F_D \quad (2)$$

El ΔF fue medido en las cuencas ubicadas en extremos opuestos, norte y sur, del valle de Zonda correpondientes a los ríos San Juan y Ancho, respectivamente. El reconocimiento de geoformas como paleocauces en los abanicos de estas cuencas permitió aplicar las ecuaciones 1 y 2 referidas en dos tiempos arbitrarios del Cuaternario ($t_{1\ (tiempo\ de\ depósito\ pleistoceno\ de\ los\ abanicos)} - t_{2\ (tiempo\ actual)}$), obteniendo diferencias entre éstos que permiten confirmar la existencia de deformación y basculamiento regional cuaternario (Figura 5). En la Tabla 1 se muestran los valores obtenidos para $\Delta \boldsymbol{F}$ en t_1, correspondiente a la posición original del cauce, y en el tiempo t_2, correspondiente a la posición actual del abanico aluvial del río San Juan y del río Ancho.

Índice de longitud-gradiente del cauce (SL)

En la cuenca del piedemonte se seleccionaron siete principales arroyos temporarios (n=7) que la drenan de oeste a este, en el sentido de la pendiente regional. Los perfiles longitudinales y las subcuencas se obtuvieron y delimitaron a partir de un modelo digital de elevación

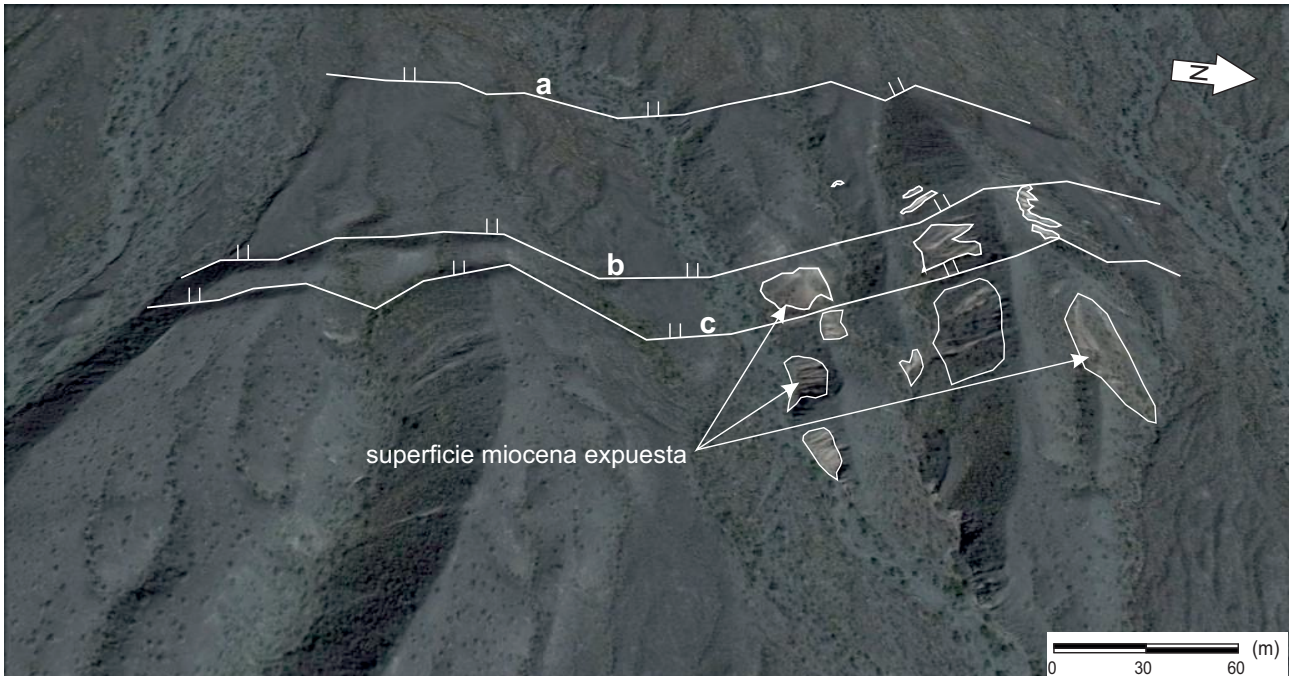


Figura 4. Detalle de los segmentos de escarpes alineados y ubicados en forma paralela del sistema de falla cerro Zonda norte. Escarpes identificados: al oeste a, al centro b y c. Se aprecian relaciones entre los escarpes tectónicos y el recorrido de los cursos de los valles fluviales, así como los afloramientos de sedimentos miocenos.

(MDE) de 90 m por pixel, descargado gratuitamente desde la página <http://gdex.cr.usgs.gov/gdex>. Datos de elevación, áreas de drenajes, pendientes y distancias fueron obtenidos a partir del empleo de sistemas de información geográfica (SIG; Tabla 2). Mediante procesamiento digital del MDE se obtuvieron como producto las figuras de índice SL (índice de gradiente de canal) (Figura 6) de acuerdo con Hack (1973), Keller (1986), Moore *et al.* (1991) y Moore *et al.* (1993), Keller y Pinter (1996) y Rincón y Vegas (2000).

El índice de longitud-gradiente del cauce (*SL*) se resume en la expresión matemática siguiente:

$$SL = \left(\frac{\Delta H}{\Delta L}\right) \cdot L \qquad (3)$$

donde ΔH es la diferencia entre la cota superior y la cota inferior consideradas; ΔL es la longitud medida sobre el mapa existente entre la curva de nivel superior y la inferior consideradas, y L es la longitud acumulada desde el punto inicial de interés hasta el punto intermedio definible entre la curva de nivel superior y la curva de nivel inferior considerada. 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.

Un indicador de actividad tectónica activa, como el índice de longitud-gradiente del cauce (*SL*) (Ecuación 3), 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 indicativos de la existencia de actividad tectónica, o consecuencia de ambos a la vez (Keller y Pinter, 1996).

Integral de Strahler

El valor de la integral hipsométrica (H_i) (Strahler, 1952) se obtuvo para las siete subcuencas del piedemonte nororiental del cerro Zonda a partir de la ecuación de Pike y Wilson (1971),

$$Hi = \left(\frac{Z_{med} - Z_{min}}{Z_{max} - Z_{min}}\right) \qquad (4)$$

correspondiendo Z a la altura del canal, teniendo en cuenta la mínima, máxima y la media estadística. Los resultados se presentan en la Tabla 2, junto con las coordenadas de la cabecera de cada arroyo dentro del piedemonte del cerro Zonda, área de drenaje de cada subcuenca y el desnivel de cada subcuenca.

La curva hipsométrica (Strahler, 1952) (Ecuación 4; Figura 7] permite conocer la distribución de masa en la cuenca desde arriba hacia abajo. Gráficamente se construye colocando la diferencia de alturas en las ordenadas referidas a la máxima de la misma y, en las abscisas, los valores de área que se encuentran por encima de las alturas correspondientes, referidas al área total de la cuenca. 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.

Aquéllos 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 del estado de desarrollo de la cuenca; por tanto, valores superiores a 0.6 indican desequilibrio manifiesto en el funcionamiento de la cuenca (juventud en el sentido davisiano), valores rondando 0.47 representan equilibrio (madurez), y los inferiores a 0.3 implican fase de "*monadnock*" (senectud).

RESULTADOS

Segmentos de escarpes de fallas identificados y marcadores geomórficos

Los efectos de la actividad tectónica cuaternaria, expresados en distintos segmentos de escarpes, de diferentes alturas de oeste a este, fueron diferenciados en (a) un primer escarpe occidental (Figuras 1c y

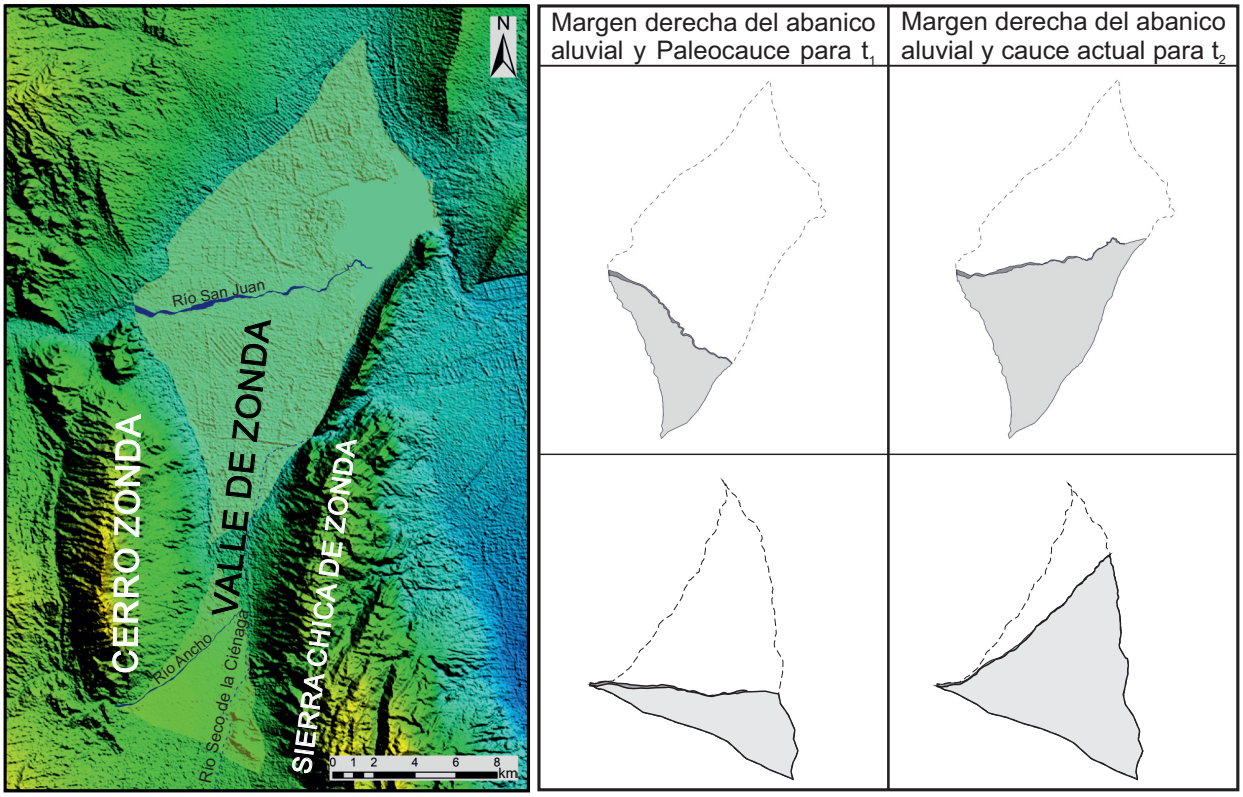


Figura 5. Modelo Digital de Elevación de cuencas de los ríos San Juan, norte, y Ancho, sur, de la Depresión de Zonda. El sombreado destaca el área de las márgenes derechas de los cauces en los tiempos t_1 y t_2 respectivamente.

3a) que varía en altura entre 1 m a 3 m, (b) un segundo escarpe principal y de mayor altura que varía entre 10 m y 16 m, aproximadamente y (c) un tercer escarpe de entre 8 m a 10 m.

Marcadores geomorfológicos existentes en el bloque de techo, fueron identificados en el campo tales como cauces abandonados y colgados, uno a dos niveles de terrazas fluviales abandonadas, valles ensanchados, barrancos profundos, valles erosionados en su parte central o desventrados, valles en rosario (ensanchamiento y angostamiento de cauces), *knickpoints* o quiebres de canal (Figura 3). En sectores y a lo largo de un mismo cauce se presenta una sucesión del valle, en tramos ensanchados y en otros atrincherados, situación que dio lugar a la propuesta del término "valles en rosario". Los canales al traspasar un escarpe de falla reducen su amplitud de valle, pero aumentan en profundidad (Figuras 1b, 1d, 3a, 3b, 3c, 3d, 3e, 3f).

Los valles se ensanchan aguas arriba del escarpe b (ancho medido 120 m) y terrazas de alturas de 0.7 m, luego al aproximarse y cruzar los escarpes b y c, el valle se estrecha y profundiza (35 m de ancho por 3 m de altura). La dirección de la corriente es de noroeste a sureste, mientras que los escarpes de falla son a contrapendiente, indicando bloques elevados y escalonados hacia el este (Figura 4).

Relieves con procesos y efectos de sufosión se encuentran dispersos en distintas zonas de la región árida y sísmica precordillerana (Figura 3f, 3g), asociados siempre a fallamiento moderno, a la exposición de sedimentitas miocenas y surgencia de aguas subterráneas mineralizadas. Es definida como la formación de conductos (pipes) naturales en el suelo u otros depósitos no consolidados por eluviación o por procesos de erosión diferencial subsuperficial (Parker, 1964; Jones, 1981). La relación de adsorción de sodio (RAS) calculada por Suvires (2004) en sedimentitas miocenas del sector La Laja, arroja valores muy elevados de hasta 250. Las elevadas concentraciones en sodio dan lugar a la dispersión de las arcillas y a los esfuerzos entre partículas que se manifiestan en superficie generando un sistema superficial de grietas (Gutiérrez *et al.,* 1988; Yacante *et al.,* 1997, Suvires, 2004). La mayor pérdida de relieve y de sedimentos por erosión que favorecen

Tabla 1. Índices de asimetría de margen derecha calculados para las cuencas ubicadas en los extremos norte (Río San Juan) y sur (Río Ancho) del valle de Zonda.

		Área al tiempo t_1 (km²)	**Índice de asimetría (Δ*F*), margen derecha**	**Área al tiempo t_2** (km²)	**Índice de asimetría(Δ*F*), margen derecha**
Abanico del Río San Juan	Área total	137.49	(21/137.5)×100 = **15.3 %**	137.49	(58.8/137.5)×100 = **42.7 %**
	Área de la margen derecha del río en el abanico	21		58.8	
Abanico del Río Ancho	Área total	27.5	(8.41/27.5)×100 = **30.6 %**	27.5	(20.7/27.5)×100 = **75.2 %**
	Área de la margen derecha del río en el abanico	8.4		20.7	

Tabla 2. Datos morfométricos de siete subcuencas correspondientes a arroyos del piedemonte nororiental del cerro Zonda. Se incluyen las coordenadas UTM de las cabeceras de los arroyos.

ID	UTM (X)	UTM (Y)	Área de drenaje (m^2)	Desnivel (m)	Gradiente (grados)	Integral hipsométrica
1	520,994	6'507,759	324,792.5	337	9.99	0.43
2	521,097	6'508,296	697,909.2	362	11.35	0.40
3	520,166	6'508,518	732,271.4	388	8.81	0.45
4	520,197	6'508,847	164,783.3	321	8.0	0.44
5	520,177	6'508,851	200,211.6	303	7.5	0.41
6	520,152	6'508,861	419,444.5	321	7.59	0.39
7	520,197	6'509,202	554,637.7	316	8.09	0.39

la formación de valles desventrados (Figura 3), se presentan a partir del lineamiento del escarpe c y en segundo lugar del b. Los estadios evolutivos de los relieves asociados a los bloques interescarpes (a-b, b-c y pos-c), revelan diferentes grados de evolución de los relieves erosivos, existiendo mayor desarrollo de relieves erosivos en el sector de falla pos-c, seguido por el sector interfalla b-c (Figura 4).

En la región, la generación de relieve por la tectónica compresiva (andina-pampeana), es atenuada en el tiempo por un rebajamiento y pérdida a consecuencia del aumento en la actividad erosiva de las corrientes que tratan de alcanzar perfiles renivelados. En ambos subsistemas pedemontanos (temporarios), las corrientes trabajan para nuevamente conectarse e integrarse en un sistema único. En el bloque de piso, la erosión remontante de las corrientes ingresa en el área de alimentación de las cuencas, produciendo un retroceso aguas arriba y un ensanchamiento de las quebradas en esa misma dirección. El perfil longitudinal de las corrientes se alarga y disminuye en altura. Por su parte, en el bloque de techo, la erosión fluvial también actúa en forma retrocedente desde la porción distal pedemontana hacia la zona de fracturación. El sobrecorrimiento del bloque oriental sobre el occidental, por fallamiento inverso, elevó la cubierta detrítica cuaternaria arrastrando hacia arriba el basamento mioceno. Las corrientes trabajaron después del evento sísmico para formar un perfil renivelado en el concepto de Strahler (1952) y Leopold *et al.* (1995). Las comprobaciones de campo efectuadas, conducen a proponer que el sistema pedemontano original (relieve-drenaje) es alterado en su equilibrio dinámico debido a efectos de la actividad tectónica moderna y a consecuencia se forman temporariamente dos subsistemas pos-sísmicos. Uno corresponde al sistema de drenaje en el bloque descendido, y otro al bloque elevado. La diferencia altimétrica generada entre ambos, al tiempo pos-sísmico, produce que las corrientes trabajen temporariamente separadas. A través del tiempo, algunas de ellas se capturan o se unen antes de la ocurrencia de un futuro impulso tectónico y desequilibrio del sistema. Los segmentos de escarpes, a contrapendientes, forman barreras u obstáculos que modificaron el escurrimiento original. De este modo, los perfiles longitudinales de los arroyos sufren modificaciones a ambos lados del sistema de fracturación.

Índice de Asimetría de Cuenca (Δ*F*)

La disposición del relieve actual es una consecuencia directa de la atenuación del tensor de esfuerzos deformacionales incidentes sobre un antepaís durante el período neotectónico (Rincón y Vegas, 2000). Por lo tanto, su análisis, según esos autores, debería proporcionar información útil para caracterizar la geodinámica regional, resumida en la identificación de áreas donde sucedió o está sucediendo un basculamiento tectónico de las cuencas de drenaje durante el período neotectónico (Mioceno tardío-Actualidad) (Letouzey y Trémolieres, 1980).

En la depresión de Zonda, las dos cuencas consideradas para obtener los factores de asimetría son dos abanicos que presentan cauces actuales y cauces abandonados (paleocauces) ubicados en los extremos norte y sur del valle de Zonda, y que corresponden a las cuencas del río Ancho al sur y río San Juan, al norte (Figura 5, Tabla 1).

Los índices de asimetría del abanico del río San Juan, margen derecha, aumentaron significativamente en el intervalo de tiempo considerado (t_1 - t_2) de 15.3% a 42.7 %. Esto señala un aumento en el área de la margen derecha del cauce a consecuencia de la migración del cauce del río hacia el norte. Del mismo modo, los índices de asimetría del abanico río Ancho, margen derecha, se incrementaron de 30.6 % a 75.2 % (en el lapso t_1 a t_2). Ambos abanicos, ubicados al norte y sur respectivamente de la depresión, presentan aumentos significativos en estos índices, señalando muy posiblemente deformación tectónica cuaternaria. Los resultados que permiten comparar ambas cuencas indican que el basculamiento e inclinación de la cuenca fue desde el sur hacia el norte, ocurrido con posterioridad a t_1, recordando que t_1 es el tiempo del depósito de los abanicos. Suvires (2014), señala que el depósito del abanico paraglacial del río San Juan habría ocurrido en el período anterior a 24 ka AP, posiblemente en el *Middle Pleniglacial* (*ca.* 65 – 24 ka AP), por lo que y por correlación geológica, la deformación tectónica en el valle de Zonda habría tenido lugar con posterioridad a la edad citada.

El río San Juan en el valle de Zonda, construyó un potente abanico con su cauce primigenio dirigido hacia el E-SE (quebrada de Zonda), mientras que en la actualidad lo hace de W a E, mostrando al igual que el cauce del río Ancho, un sistema hídrico donde ambos cauces giraron en el sentido contrario a las agujas del reloj, en un ángulo aproximado a 45° al norte. En el campo no se observaron depósitos correlativos lacustres u obstáculos sedimentarios relacionados a los primeros cursos de ambos ríos, sino que en su lugar se observaron numerosos paleocauces.

Índice del gradiente de canal (*SL*)

Los perfiles longitudinales analizados son suavemente cóncavos a rectos, con anomalías topográficas existentes (A, B, C, D, E y F en Figura 6) y con exposición en superficie de rocas sedimentarias finas de edad miocena. El factor *SL* está representado gráficamente y complementa a los perfiles de n=7 arroyos. Los *knickpoints* 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* (Figura 6). Valores muy bajos 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 (a, b, c y d en Figura 6). La potencia fluvial se incrementa con la distancia respecto a la desembocadura de los arroyos en el piedemonte. Hacia el sur la potencia fluvial aumenta y se agudiza en sitios particulares, como en los arroyos 5 y 6 que tienen su valor máximo en un solo punto correspondiente a la parte media del perfil (I y II en Figura 6).

Integral y curva hipsométrica de Strahler (1952)

El valor de la integral hipsométrica de cada subcuenca en ningún caso supera el valor de 0.5 (Tabla 2). Desde el sur los valores comienzan a aumentar (subcuencas 2, 3 y 4) hasta el sector central, para luego continuar descendiendo hasta la subcuenca 7.

Los puntos de inflexión de la curva hipsométrica y el valor de la integral hipsométrica se incrementan hacia el sector central del piedemonte. En las subcuencas 4, 5 y 6 los puntos de inflexión están relacionados a pendientes pronunciadas, desniveles de varios metros y pequeñas áreas de drenaje (Figura 7).

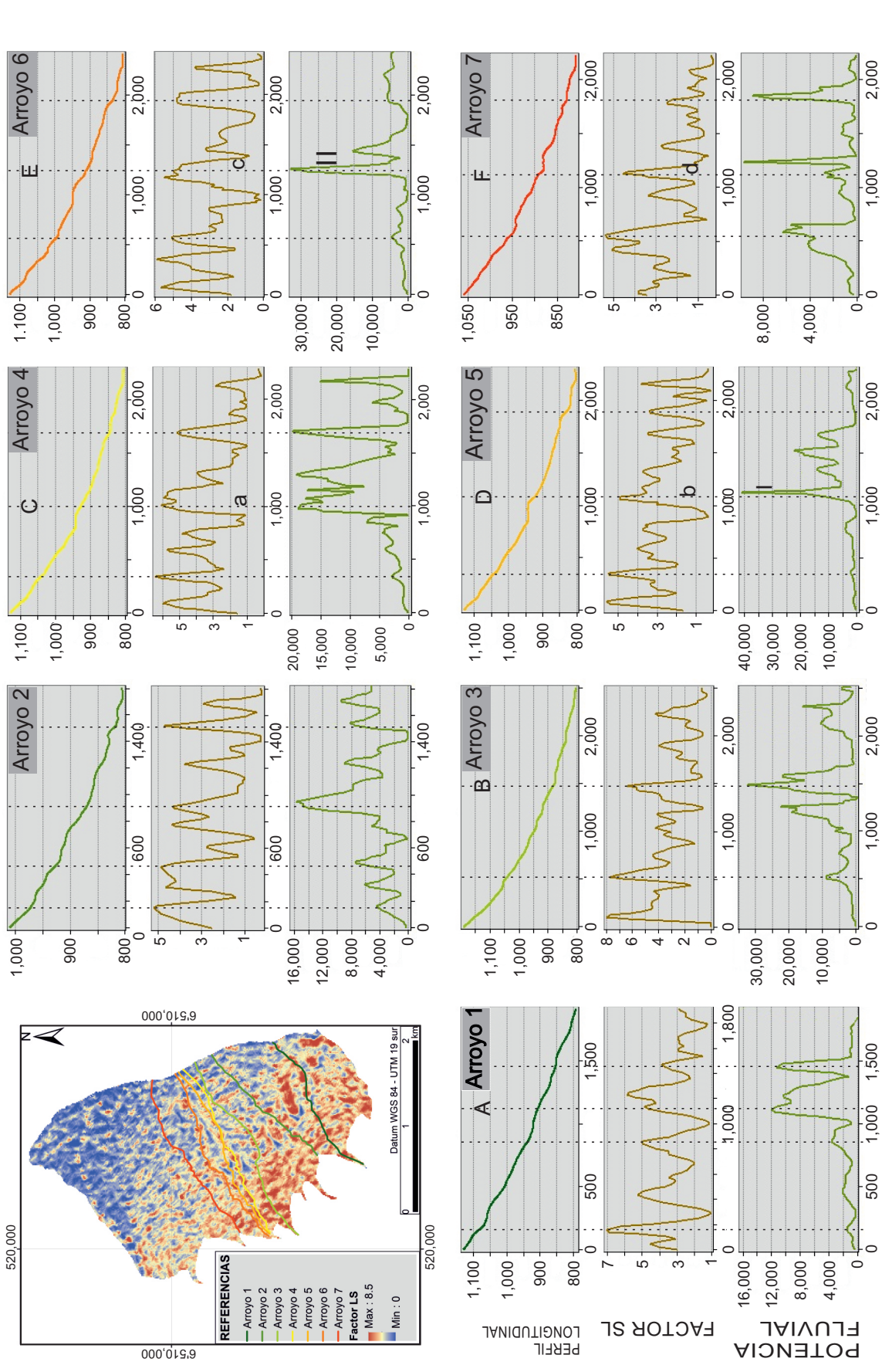


Figura 6. Mapa del índice de longitud-gradiente del cauce (SL) con los siete arroyos del piedemonte nororiental del cerro Zonda. Para cada arroyo se obtuvo el perfil longitudinal, el índice SL y la potencia fluvial. A, B, C, D, E y F corresponden a *knickpoints* ubicados en la parte media del piedemonte, que además están vinculados verticalmente con valores anómalos altos de SL (a, b, c, y d) y potencia fluvial (I y II). Los gráficos para cada arroyo se disponen de forma vertical de modo que pueda señalarse a través de trazos punteados sitios de interés que contienen anomalías superficiales de distinta índole topográfica y/o morfodinámica.

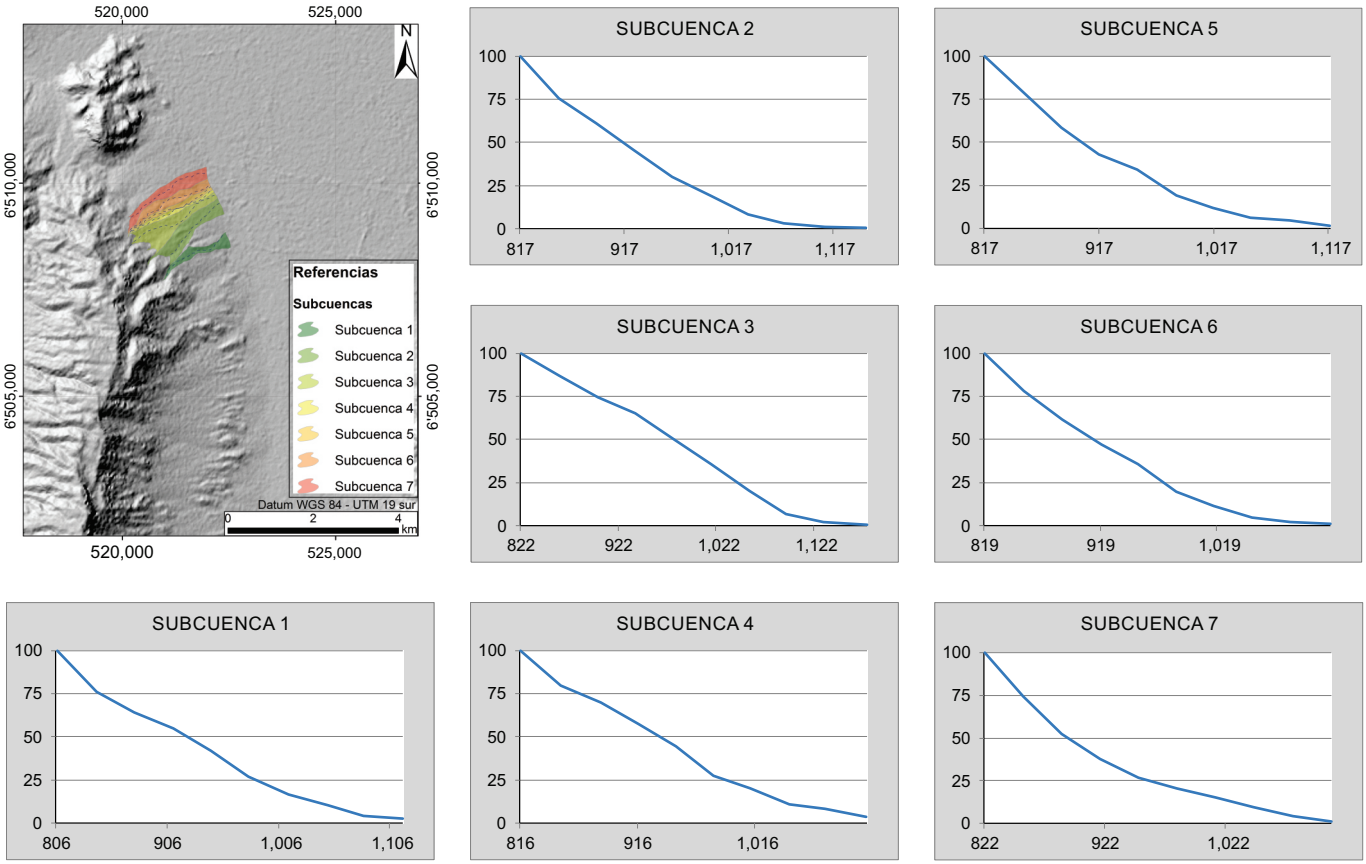


Figura 7. Curvas hipsométricas de siete subcuencas del piedemonte nororiental del cerro Zonda. Las curvas de las subcuencas 3, 4 y 5 presentan más de un punto de inflexión.

Propuesta y aplicación del Índice de exposición del basamento mioceno en relación a la cubierta cuaternaria (*IE*)

Uno de los marcadores geomorfológicos más observados en el campo, ubicados en el bloque de falla ascendido, es la presencia de superficies con relieves muy erosionados, desaparición total o parcial de la cubierta detrítica cuaternaria, y con exposición en superficie del basamento mioceno (Figura 4), asociados al sistema de escarpes de fallas. El grado de erosión en ambos bloques del piedemonte afectado, así como en los sectores ubicados entre los segmentos de escarpes de fallas del sistema cerro Zonda norte es diferente. A mayor Índice de Exposición (superficie del basamento mioceno *versus* superficie de depósitos cuaternarios) la presencia en superficie del basamento mioceno es mayor, resultante del efecto de arrastre vertical del sistema de fallamiento de la Precordillera Oriental. En este movimiento la cubierta cuaternaria se disloca y gran parte de la misma adquiere otra inclinación, favoreciendo el transporte y la erosión, y exponiendo superficialmente rocas miocenas. En estos frentes montañosos pedemontanos, los segmentos de escarpes a contrapendiente, producen cuencas de bloqueo (Whitney y Hengesh, 2015). Los afloramientos miocenos se encuentran frecuentemente en el fondo o ladera de grandes barrancos y cárcavas de erosión vinculadas a los cauces de agua.

Los resultados de la aplicación de los índices *IE*, que corresponden al porcentaje de la superficie erosionada y exhumada del basamento mioceno, en cada sector interescarpe, en relación a la superficie total del sector considerado, se presentan en la Tabla 3. El segmento de escarpe de falla a está ubicado en la posición occidental, el b en la central y el c en la oriental de la Figura 4. Se observa un predominio de afloramiento mioceno a partir del segmento b y una mayor superficie miocena expuesta con posterioridad al c. Estos distintos grados de erosión y evolución del relieve podrían estar en coincidencia con la edad de cada segmento de falla.

Los resultados de la Tabla 3 señalan que el mayor valor de *IE* corresponde al sector ubicado con posterioridad al escarpe c, arrojando un valor de 2.4, mientras que el menor valor corresponde al sector ubicado entre los segmentos a y b, con 0.4.

Estas diferencias podrían deberse a la edad del segmento de falla y al tiempo de erosión transcurrida con posterioridad al fallamiento. Si esta hipótesis de cronología relativa es aceptable, entonces el escarpe de falla c indicaría una mayor antigüedad en relación al escarpe b y este último en relación al escarpe a. La evolución del relieve y las formas de erosión existentes entre los sectores de escarpes de falla serían diagnósticas de una edad relativa.

DISCUSIÓN

La propagación de los *knickpoints* tiene repercusión en el sistema fluvial, estos elementos son importantes ya que transmiten al relieve los cambios en el nivel de base de los ríos producidos por un incremento en la actividad tectónica (Whipple y Tucker, 1999). Diversos estudios demuestran que la propagación de los *knickpoints* indican que en zonas que están sujetas a un forzamiento tectónico, los ríos experimentan un incremento en el gradiente topográfico (Wobus *et al.,* 2006), el cual es proporcional a las tasas de levantamiento tectónico y de erosión (Castillo *et al.,* 2012; Kirby y Whipple, 2012).

Tabla 3. Índices de exposición en superficie del basamento precuaternario entre cada sector de bloques interescarpes (relación porcentual de superficie del basamento mioceno expuesto en relación a la superficie total del sector interbloque considerado). Se definen tres sectores entre segmentos de escarpes: a-b, b-c y pos-c.

Sectores interescarpes	**Superficie erosionada** (m^2)	**Superficie de sector interescarpe**(m^2)	**Índice de factor de exposición**
a-b	144	38.7	0.4
b-c	2,544	2.7	1.7
pos-c	3,472.2	105.3	2.4
Superficie total (m^2)	6,160.2	146.7	4.2

A partir del método propuesto por Strahler (1952), aplicado en este trabajo para cada subcuenca del piedemonte nor-oriental, se calcularon los valores de las integrales hipsométricas en donde quedó plasmado según los valores obtenidos que existe un déficit de masa en todas las subcuencas. Las curvas hipsométricas de las subcuencas centrales muestran en su diseño más de un punto de inflexión vinculado a levantamiento por tectónica cuaternaria y erosión de rocas miocenas frente a los depósitos cuaternarios principalmente por contraste litológico y precipitaciones estivales torrenciales.

El índice de exposición (*IE*) propuesto refleja el grado de exhumación del relieve y de exposición del basamento mioceno, forzado por la actividad tectónica, en relación a la exposición de depósitos cuaternarios para los sectores interfallas, los cuales se disponen siguiendo un patrón norte-sur, abarcando todas las subcuencas dispuestas a lo largo en el piedemonte del cerro Zonda.

Ambos métodos resultaron ser efectivos según el objetivo propuesto, sin embargo, es destacable que el índice de exposición (*IE*) es fácil de emplear ya que solo se debe contar con datos numéricos de áreas, sin diferenciar subcuencas. En el método de Strahler (1952), los valores de la integral hipsométrica (Tabla 2) para las subcuencas 6 y 7 se encuentran apenas por encima de la fase llamada *monadnock*, lo cual es un tanto inaceptable. Recordemos que el método de Strahler se aplica a grandes cuencas fluviales monogenéticas, en comparación con las subcuencas aquí analizadas en donde los arroyos primarios superan escasamente los dos kilómetros de longitud.

En acuerdo con Alcántara-Ayala (2002), los estudios de geomorfología tectónica y evolución del relieve conducen asimismo a la detección de puntos críticos donde el sistema erosivo fluvial se encuentra sujeto a un forzamiento tectónico, que corresponde a sitios donde los ríos tienen una alta capacidad erosiva y de transporte de materiales.

CONCLUSIONES

El frente montañoso del cerro Zonda Norte, presenta un sistema erosivo fluvial sujeto a forzamiento tectónico. Los ríos, en la porción media del piedemonte tienen una alta actividad erosiva y de transporte de materiales en los segmentos ubicados con posterioridad a los escarpes b y c. En este caso de estudio, los relieves proximales al frente montañoso, anteriores a los escarpes de fallas, no expresan cambios significativos en su actividad erosiva y de transporte y el índice de exposición de basamento mioceno en este caso es mínimo a nulo. El relieve en este frente de montaña pedemontano, a partir del forzamiento neotectónico inducido por el sistema cerro Zonda Norte, evolucionó en forma diferencial a ambos lados del sistema de segmentos de escarpes. Los índices morfométricos de actividad tectónica utilizados y los índices de exposición (*IE*), permitieron observar que en el bloque de techo la actividad erosiva es mayor, en este caso el doble, que en el bloque de piso.

Este análisis de la evolución de un relieve tectónico debiera ser soportado con datos geocronológicos, pero la carencia de ellos nos lleva a valernos de cronologías relativas. Por lo tanto, los resultados de los *IE* determinados entre los sectores interfallas podría ser bien considerado como un marcador de tiempo de los procesos erosivos, aproximándonos a una edad relativa de los segmentos de fallas. De tal modo que el segmento posterior al escarpe de falla *c* tendría posiblemente una mayor antigüedad y actividad erosiva en relación a los escarpes a y b.

Los índices de asimetría determinados en los dos grandes abanicos de la depresión central de Zonda y las evidencias de campo de paleocauces orientados de oeste-este y de oeste-suroeste, con actuales cauces a 45º al norte de esos canales primigenios, indican un basculamiento neotectónico hacia el norte.

REFERENCIAS

Alcántara-Ayala, I., 2002, Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries: Geomorphology, 47, 107-124.

Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C., Isacks, B.L., 1990, Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30° S latitude: Tectonics, 9(4), 789-809.

Alvarado, P., 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, 615-631.

Alvarado, P., Pardo, M., Gilbert, H., Miranda, S., Anderson, M., Saez, M. Beck, S., 2009, Flatslab subduction and crustal models for the seismically active Sierras Pampeanas region of Argentina: Geological Society of America, 204, 261-278.

Audemard, F.A., 1999, Morpho-structural expression of active thrust fault systems in humid tropical foothills of Colombia and Venezuela: Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband, 118, 1-18.

Audemard, F.A., 2003, Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela: Quaternary International, 101, 43-65.

Baldis, B.A., Chebli, G., 1969, Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina, *en* Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, Actas: Argentina, Buenos Aires, 47-65.

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

Bolongaro-Crevenna, A., Torres-Rodríguez, V., Soranic, V., Framed, D., Ortiz, M.A., 2005, Geomorphometric analysis for characterizing landforms in Morelos State, Mexico: Geomorphology 67, 407-422.

Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001, Tectonic geomorphology: Oxford, Blackwell Science, 274 pp.

Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2012, Tectonic geomorphology: Oxford, Wiley-Blackwell, 2ª edición, 454 pp.

Cahill, T., Isacks, B., 1992, Seismicity and shape of the subducted Nazca plate: Journal of Geophysical Research, 97, 17503-17529.

Castillo, M., Bishop, P., Jansen, J. 2012, Knickpoint retreat and transient bedrock channel morphology triggered by base-level fallin small bedrock river catchments: the case of the Isle of Jura, Scotland: Geomorphology, 180, 1-9.

Costa, C., Rockwell, T., Paredes, J., Gardini, C., 1999, Quaternary deformation and seismic hazard at the Andean Orogenic Front (31°–33° Argentina): A paleoseismological perspective): *en* 4th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: Paris, IRD, 187-191.

Costa, C., Machette, M., Dart, R., Bastías, H., Paredes, J., Perucca, L., Tello, G., Haller, K., 2000, Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Argentina: U.S. Geological Survey Open-File Report, 00-0108.

Flores, D., Suvires, G., 2012, Distribución y diversidad de hábitats en el humedal de la Reserva Natural Presidente Sarmiento, San Juan, Argentina: Revista Mexicana de Biodiversidad, 83, 194-200.

Flores, D, Suvires, G., Dalmasso, A., 2015, Distribución de la vegetación nativa

en ambientes geomorfológicos cuaternarios del Monte Árido Central de Argentina: Revista Mexicana de Biodiversidad, 86(1), 72-79.

Gardini, M., 1993, Estructura superficial y profunda del valle de Zonda, Precordillera de San Juan (trabajo completo), *en* XII Congreso Geológico Argentino, II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Provincia de Mendoza, Argentina, Actas Tomo III, p. 93-99.

Gutiérrez, M., Benito, G., Rodríguez Vidal, J., 1988, Piping in Badlands areas of The Middle Ebro basin, Spain: Catena Supplement, 13, 49-60.

Gutscher, M. A., 2002, Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling: Journal of South American Earth Sciences, 15(1), 3-10.

Hack, J.T., 1973, Stream-profile analysis and stream-gradient index: Journal of Research of the US Geological Survey, 1(4), 421-429.

INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica), 1982, Microzonificación sísmica del valle de Tulum, Provincia de San Juan: Resumen Ejecutivo, San Juan, 120 pp.

Jones, J.A.A., 1981, The nature of soil piping: A review of research: Norwich, British Geomorphological Research Group, Monograph Series, v. 3, Geo Books, 301 pp.

Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., Ando, C., 1983, Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate: Geological Society of America Bulletin, 94, 341-361.

Keller, E.A., 1986, Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes, Active tectonics: Washington DC, National Academy Press, 136-147.

Keller, E.A., Pinter, N. 1996, Active tectonics: earthquakes, uplift and landforms, New Jersey, USA, Prentice Hall, 121-147.

Kirby, E., Whipple, K., 2012, Expression of active tectonics in erosional landscapes: Journal of Structural Geology, 44, 54-75.

Leopold, L.B., Wolman, G., Miller, John P., 1995, Fluvial processes in geomorphology, Chapter 10, Drainage Pattern evolution: New York, Dover Publications Inc., 411- 433.

Letouzey, J., Trémolières, P., 1980, Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics: comparisons with plate tectonic data, *en* Scheidegger, A.E. (ed.), Tectonic Stresses in the Alpine-Mediterranean Region: New York, Springer, Rock Mechanics series, v. 9, 173-192.

Leveratto, M., 1968, Geología de la zona al oeste de Ullún-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23(2), 129-157.

Martínez, P., Perucca, P., Giménez, M., Ruíz, F., 2008, Manifestaciones geomorfológicas y geofísicas de una estructura geológica profunda al sur de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63, 264-271.

Moore, I.D., Grayson, R.B., Ladson, A., 1991, Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications: Hydrological processes, 5(1), 3-30.

Moore, I., Norton, W., Williams, J., 1993, Modelling environmental heterogeneity in forested landscapes: Journal of Hydrology, 150(2), 717-747.

Ortiz, A., Zambrano, J., 1981, La provincia geológica Precordillera Oriental: *en* 8 Congreso Geológico Argentino: Provincia de San Luis, Argentina, Asociación Geológica Argentina, 3, 59-74.

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

Paredes, J., Perucca L., Tello G., 1997, Fallamiento Cuaternario en el área de Blanquitos. Departamento Ullum. San Juan, Argentina (trabajo completo): *en* II Jornadas sobre Geología de Precordillera: Provincia de San Juan, Argentina, 1, 168-172.

Paredes, J., Perucca, L., 2000, Fallamiento cuaternario en la depresión de Matagusanos, Argentina: Revista Asociación Geológica Argentina, 55 (1-2), 23-30.

Parker, G., 1964, Piping: A Geomorphic Agent in Landform Development of the Drylands: International Association of Scientific Hydrology Publications, 65, 103-113.

Perucca, L.P., Lara, G., Vargas, N., 2012, Nueva evidencia de actividad tectónica cuaternaria en la depresión Zonda-Maradona, provincia de San Juan: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 69(1), 97-105.

Pike, R.J., 2002, A Bibliography of Terrain Modeling (Geomorphometry), the Quantitative Representation of Topography – Supplement 4.0: United States Geological Survey, Open File Report 02-465, 158 pp.

Pike, R.J., Wilson, S.E., 1971, Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis: Geological Society of America Bulletin, 82(4), 1079-1084.

PMA-GCA (Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas), 2009, Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes: Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, 7, 320 pp.

Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Pérez, D.J., 2002, The Pampean flat-slab of the Central Andes: Journal of South American Earth Sciences, 15, 59-78.

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

Strahler, A.N., 1952, Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography: Geological Society of America Bulletin, 63(11), 1117-1142.

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. M., 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), 324-335.

Suvires, G.M, 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.M., Flores, D.G, Gamboa, L.A, Pittaluga, M.A., 2012, Amenazas de depósitos de laderas en ambientes áridos. La revegetación como acción preventiva (Bromeliaceae -Deuterocohnia longipetala (Baker) Mez.): Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente, 29, 91-100.

Suvires, G., Mon, R., Gutiérrez, A., 2012, Tectonic effects on the drainage disposition in mountain slopes and orogen forelands. A case study: the Central Andes of Argentina: Brazilian Journal of Geology, 42, 229-239.

Whitney, B., Hengesh, V., 2015, Geomorphological evidence of neotectonic deformation in the Carnarvon Basin, Western Australia: Geomorphology, 228, 579-596.

Wobus, C., Whipple, K., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheenan, D., 2006, Tectonics from topography: Procedures, promise and pitfalls: Geological Society of America Special Papers, 398, 55-74.

Yacante, G., Suvires, G., Pereyra, B., 1997, Procesos de sufosión (piping) en dos sitios de la Precordillera, San Juan, Argentina, *en* II Jornadas de Geología de Precordillera: San Juan, Provincia de San Juan, Argentina, Asociación Geológica Argentina, 184-189.

Zapata, T., Allmendinger, R., 1996, Thrust-front zone of the Precordillera, Argentina: a thick-skinned triangle zone: American Association of Petroleum Geology Bulletin, 80, 359-381.

Manuscrito recibido: Abril 16, 2016
Manscrito corregido recibido: Julio 18, 2016
Manuscrito aceptado: Agosto 3, 2016