

Geomorfometría del Escarpe Principal del Golfo de California. Análisis comparativo entre dos segmentos del rift: Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez, Baja California, México

**J. Jesús Díaz-Torres^{1,2,*}, John M. Fletcher², Ronald M. Spelz-Madero³,
Arturo Martín-Barajas² y Francisco Suárez-Vidal²**

¹ Tecnología Ambiental, Centro de Investigación y Asistencia en Tecnología y Diseño del Estado de Jalisco (CIATEJ),
Av. Normalistas No. 800, Colonia Colinas de la Normal, C. P. 44270, Guadalajara, Jalisco, México.

² Departamento de Geología, Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de
Ensenada (CICESE), Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918, Zona Playitas, C. P. 22860, Ensenada, Baja California, México.

³ Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California,
Zona Playitas, C. P. 22860, Ensenada, Baja California, México.

*jdiaz@ciatej.net.mx

RESUMEN

El Escarpe Principal del Golfo es un rasgo tectónico y geomorfológico distintivo que define el límite oeste de la zona de extensión del rift del Golfo de California. Este escarpe alcanza 2.5 km y 1.7 km de relieve en los segmentos del frente montañoso oriental de la Sierra San Pedro Mártir y la Sierra Juárez, respectivamente. Aunque su relieve es similar, estos dos segmentos del rift están controlados por fallas activas con diferente geometría y cinemática. El escarpe de San Pedro Mártir es el bloque de piso de un sistema de falla normal con deslizamiento al este, mientras que el escarpe de la Sierra Juárez se formó en el bloque de techo de un sistema de falla normal de bajo ángulo con deslizamiento al oeste. La caracterización de estos escarpes por medio de un análisis geomorfológico sugiere que ambos frentes montañosos reflejan diferencias fundamentales en el control tectónico de las fallas maestras con polaridades opuestas. El índice S_{mf} y V_f demuestran que ambos frentes montañosos son tectónicamente activos. En el segmento de la Sierra San Pedro Mártir, los cambios en los patrones del relieve, pendiente, índice de gradiente-área (SA), índice normalizado de la pendiente (k_{sn}) y el índice de concavidad (θ) están fuertemente correlacionados con el deslizamiento de la falla San Pedro Mártir hacia el este. Estos índices señalan un incremento significativo en el gradiente de desplazamiento y levantamiento tectónico hacia la parte central de la falla San Pedro Mártir que controla el frente montañoso. En contraste, los mismos índices geomorfológicos sugieren asimetría y un menor gradiente de levantamiento en la Sierra Juárez, exhiben en la cima del escarpe una superficie basculada hacia el este que denominamos Mesa Juárez Oriental. Esta meseta tiene una inclinación al este en sentido opuesto a la planicie de erosión pre-rift, disectada por ríos que fluyeron hacia el oeste, desde Sonora hasta la costa del Océano Pacífico durante el Eoceno y Oligoceno. El análisis hipsométrico demuestra que la Mesa Juárez Oriental es consistente con la geometría de un pliegue de tipo 'rollover' en el bloque de techo de la falla de detachment Cañada David y la falla oblicua de ángulo alto Laguna Salada. Las irregularidades en la forma y tamaño de las grandes subcuencas están probablemente controladas por heterogeneidades litológicas que promueven la expansión lateral y la captura del drenaje de las subcuencas adyacentes. El presente estudio documenta las diferencias geomorfológicas distintivas entre dos segmentos del rift estructuralmente controlados por fallas maestras con polaridad opuesta.

Palabras clave: Geomorfometría, índices geomorfológicos, Escarpe Principal del Golfo, Sierra San Pedro Mártir, Sierra Juárez, Baja California, México.

ABSTRACT

The Main Gulf Escarpment is a fundamental tectonic and geomorphologic feature defining the western edge of the Gulf Extensional Province. This escarpment reaches 2.5 and 1.7 km in the eastern mountain front of the Sierra San Pedro Mártir and the Sierra Juárez rift segments, respectively. Although their overall appearance is similar, these two segments are controlled by active faults with contrasting geometry and kinematics. The escarpment of San Pedro Mártir is in the foot-wall of a down-to-the-east, high-angle normal fault system, whereas the Sierra Juárez escarpment lies in the hanging-wall of a down-to-the-west low-angle normal fault system. The characterization of these two escarpments using geomorphic analysis of the mountain fronts reflect fundamental differences in the tectonic control by two master faults with opposed polarity. The S_{mf} and V_f indices show that both mountain fronts are tectonically active. In the Sierra San Pedro Mártir segment, the changes in the patterns of topography, slope, slope-area relationship (SA), normalized steepness index (K_{sn}) and concavity index (θ) are strongly correlated with the down-to-the east slip of the master fault. These geomorphic indices indicate a significant increase in the displacement gradient and tectonic uplift towards the central portion of the San Pedro Mártir fault. In contrast, the same geomorphic indices suggest asymmetry, and lower uplift gradient in the Sierra Juárez, exhibit an eastward dipping plateau which we named 'Mesa Juárez Oriental'. The plateau dip to the east, opposed to that of the pre-rift erosional plain, once dissected by rivers with a paleo-flow from Sonora to the Pacific coast during Eocene and Oligocene times. Hypsometric analysis of the 'Mesa Juárez Oriental' at the uppermost part of the scarp is consistent with the geometry of a rollover anticline formed in the hanging-wall of the Cañada David detachment and Laguna Salada high-angle normal-dextral fault. The irregularities in the shape and size of large basins are probably controlled by lithological heterogeneities that promote the lateral expansion and drainage capture of adjacent sub-basins. This study documents the distinctive geomorphological differences between two adjacent rift escarpments structurally controlled by master fault with opposed sense of slip.

Key words: Geomorphometry, geomorphic index, Main Gulf Escarpment, Sierra San Pedro Mártir, Sierra Juárez, Baja California, Mexico.

INTRODUCCIÓN Y MARCO TECTÓNICO

La geomorfología tectónica estudia los rasgos topográficos producida por procesos tectónicos utilizando mediciones cuantitativas y diversos índices geomorfológicos que resultan de éstas (Keller y Pinter, 1996; Burbank y Anderson, 2001). En las últimas décadas, diversos estudios de geomorfología tectónica en cuencas y frentes montañosos controlados por fallas han demostrado que existe una relación estrecha entre los índices morfológicos y la deformación activa, tal como ocurre en la falla Garlock y la porción sur de la Sierra Nevada de California (Bull y McFadden, 1977; Figueroa y Knott, 2010, respectivamente); el graben de Acambay en el cinturón volcánico mexicano (Ramírez-Herrera, 1998); el valle de rift del Rhin, Alemania (Peters y van Balen, 2007); la cordillera de la Sierra Nevada en el sur de España (El Hamdouni *et al.*, 2008); la zona de falla Tizi N'Test en la cordillera del Atlas, Marruecos (Delcaillau *et al.*, 2010); la zona de falla Eliko en el Golfo de Corinto, Grecia (Verrios *et al.*, 2004); frente montañoso de Alborz y el cinturón de plegamiento de los montes Zagros en Irán (Khavari *et al.*, 2009; Dehbozorgi *et al.*, 2010, respectivamente); el graben de Hula en Israel (Shtober Zisu *et al.*, 2003) y en algunos segmentos del cinturón orogénico de los Himalayas en India (Singh y Tandon, 2008; Mrinalinee Devi *et al.*, 2011).

La extensa frontera entre las placas Pacífico y Norteamérica presenta importantes dominios de frentes montañosos con diferentes estilos y tasas de deformación tectónica (Bull, 2007). En particular, el Escarpe Principal del Golfo en la península de Baja California ofrece la oportunidad de estudiar de manera sistemática las características geomorfológicas de la actividad tectónica en dos segmentos del rift caracterizado por un régimen de deformación transtensivo.

El Escarpe Principal del Golfo (EPG) define el límite entre la depresión tectónica del rift del Golfo de California y la corteza continental que no ha sido afectada por la extensión en Baja California (Dokka y Merriam, 1982; Stock y Hodges, 1989; Umhoefer *et al.*, 2002; Plattner *et al.*, 2007). El EPG se extiende por más de 1000 km desde la depresión del Salton hasta el extremo sur de la península de Baja California y está estructuralmente controlado por sistemas de fallas maestras con segmentos de 80 hasta 150 km de longitud que cambian de polaridad en el sentido de transporte de la placa superior (Axen, 1995). En el norte de Baja California el EPG está formado por dos segmentos que definen los frentes montañosos de la Sierra Juárez y la Sierra San Pedro Mártir (Figura 1). Estos frentes montañosos son topográficamente semejantes y marcan un cambio abrupto en el relieve de la península de Baja California. No obstante, tienen características geomorfológicas contrastan-

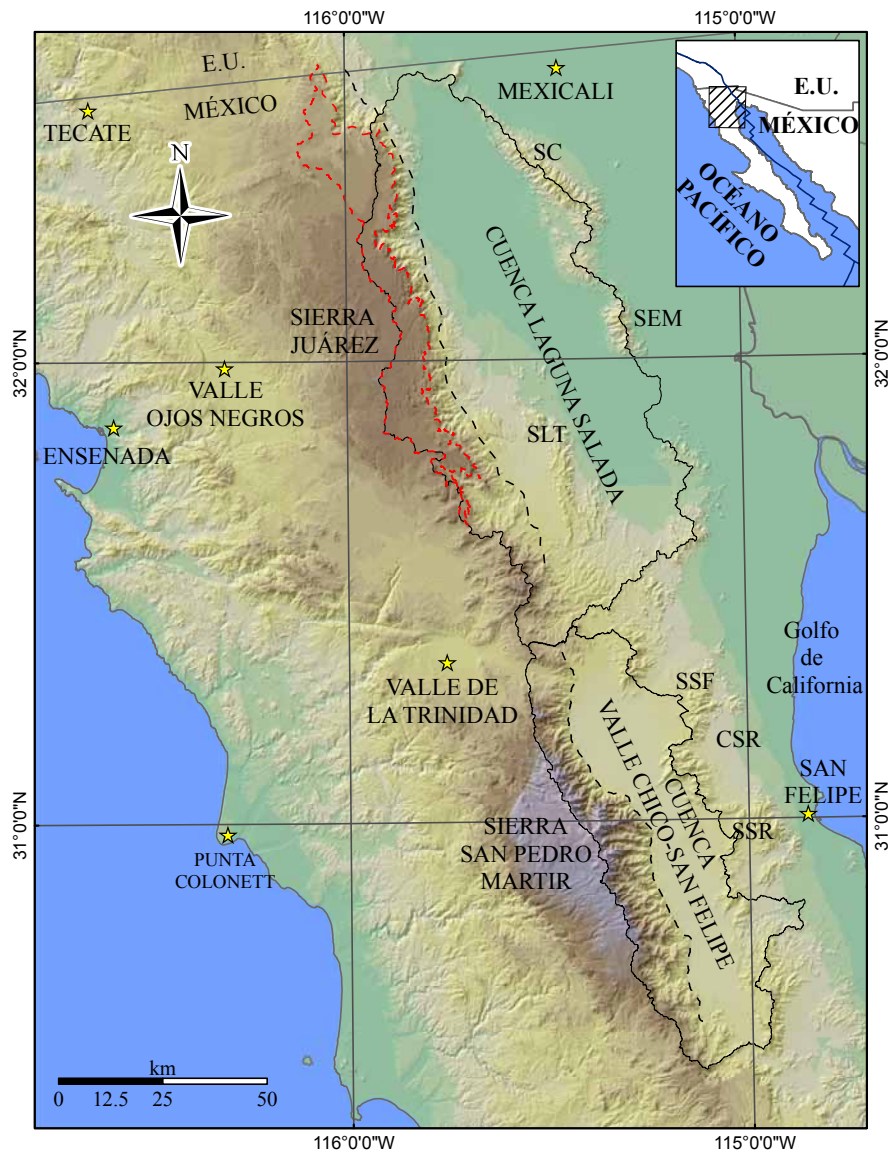


Figura 1. Mapa con la localización del área de estudio. Los polígonos (líneas sólidas de color negro) señalan los límites de las cuencas; líneas negras discontinuas señalan la base del frente de montaña de los segmentos Sierra Juárez y Sierra San Pedro Mártir; a partir de estas líneas y aguas arriba se definen los sistemas de subcuencas. El límite occidental de la cuenca Valle Chico-San Felipe corresponde con el límite superior del escarpe de Sierra San Pedro Mártir, y el límite occidental de la cuenca Laguna Salada con la parte más elevada de la Mesa Juárez Oriental, esta última delimitada por una línea discontinua de color rojo. Abreviaturas: Sierra Las Tinajas (SLT); Sierra Cucapá (SC); Sierra El Mayor (SEM); Sierra San Felipe (SSF); Sierra Santa Rosa (SSR); Cuenca Santa Rosa (CSR).

tes que corresponden a dos configuraciones estructurales del proceso de segmentación del rift (Axen, 1995; Axen y Fletcher, 1998). El segmento de Sierra Juárez al norte está controlado por la falla de *detachment* Cañada David (Siem y Gastil, 1994; Axen, 1995; Axen y Fletcher, 1998; Axen *et al.*, 2000). Esta falla de *detachment* vista en planta es sinuosa con rumbo norte-noroeste y deslizamiento al oeste (Figura 2) y juxtapone sedimentos del Mioceno tardío al Pleistoceno contra rocas metamórficas del Paleozoico en los flancos de la Sierra El Mayor (SEM) (Siem y Gastil, 1994; Axen y Fletcher, 1998; Martín-Barajas *et al.*, 2001; Fletcher y Spelz, 2009).

El segmento de San Pedro Mártir, al sur de Sierra Juárez, está separado por una zona de acomodamiento estructural en las inmediaciones de la Sierra Las Tinajas (Figura 2). Esta zona de acomodamiento estructural conecta el bloque de techo del *detachment* Cañada David (DCD) con el bloque de piso de falla San Pedro Mártir (Lee *et al.*, 1996). El escarpe de Sierra San Pedro Mártir representa el bloque de piso de la falla del mismo nombre. El bloque de techo está basculado al oeste debido al desplazamiento vertical y hacia el este de la falla San Pedro Mártir (Dokka y Merriam, 1982; Axen, 1995). En planta, la zona de falla San Pedro Mártir comprende cuatro subsegmentos contro-

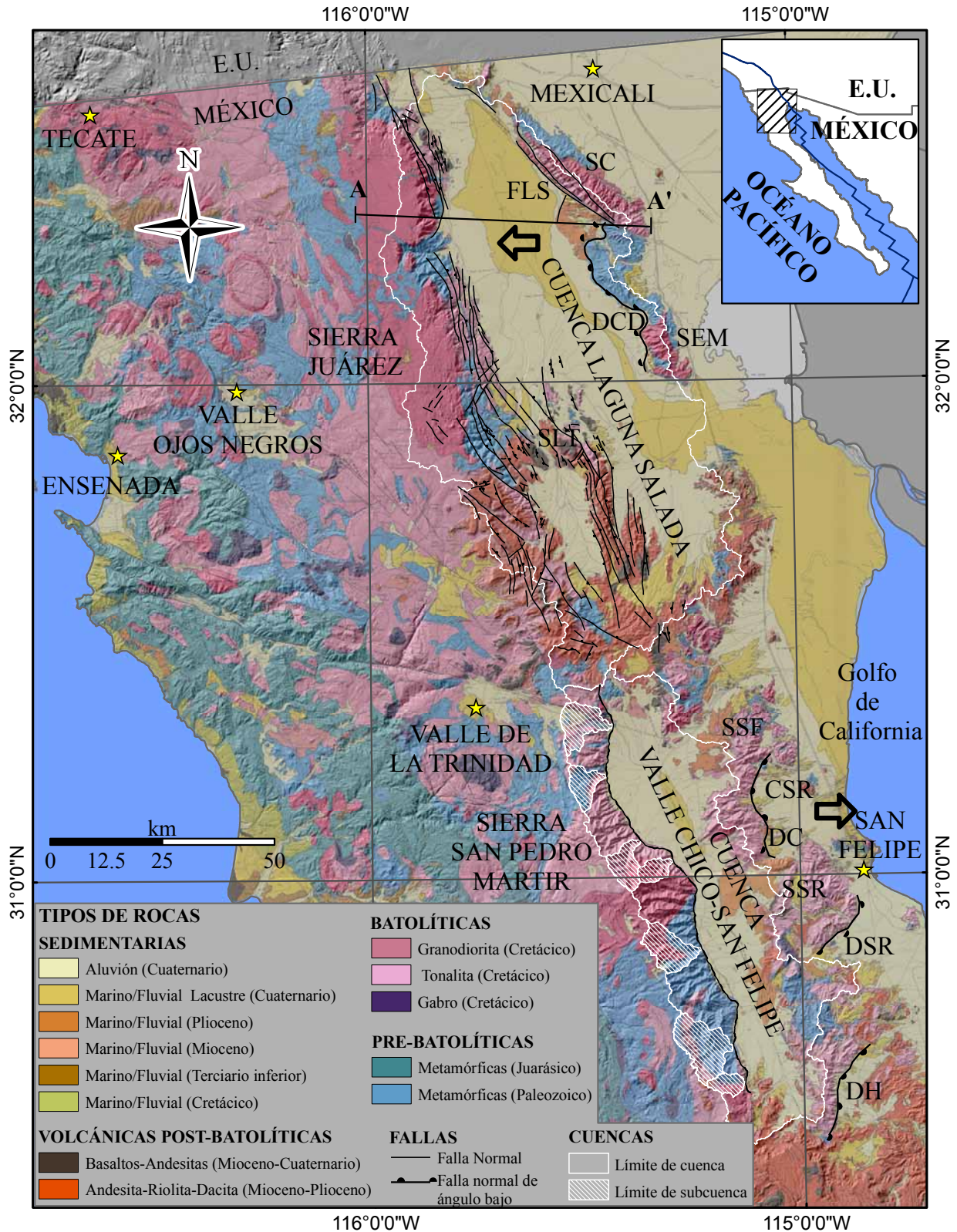


Figura 2. Mapa geológico del norte de Baja California. El Escarpe Principal del Golfo está dividido en dos segmentos por una zona de acomodamiento definida por el campo volcánico de Sierra Las Tinajas (SLT). Las flechas indican el sentido de transporte tectónico del *detachment* Cañada David (DCD) y del sistema de *detachment* Cuevitas (DC)-Santa Rosa (DSR)-Huatamotes (DH), respectivamente. Las superficies con achurado blanco representan subcuencas con una forma irregular, causada probablemente por una predominancia de procesos de denudación o por un control litológico. La sección A-A' representa un perfil estructural trazado de forma transversal respecto a la cuenca Laguna Salada, una porción de Sierra Juárez y Sierra Cucapá (ver Figura 14). Abreviaturas: Sierra San Felipe (SSF); Sierra Santa Rosa (SSR); Cuenca Santa Rosa (CSR); Falla Laguna Salada (FLS); Sierra El Mayor (SEM); Sierra Cucapá (SC). Modificado a partir de Gastil *et al.* (1975).

lados por fallas normales cóncavas al este que acomodan los ~5 km de deslizamiento vertical (Figura 2) (Slyker, 1970 y 1974; Hamilton, 1971; Gastil *et al.*, 1975; Dokka y Merriam, 1982). El basculamiento hacia el oeste de los estratos volcánicos y sedimentarios neogénicos en las sierras San Felipe, Santa Rosa y San Fermín sugiere que la falla San Pedro Mártir es lítrica a profundidad y con transporte hacia el este (Dokka y Merriam, 1982; Stock y Hodges, 1990; Stock *et al.*, 1998). Por lo tanto, los segmentos del escarpe de Sierra Juárez y Sierra San Pedro Mártir están controlados por fallas maestras con sentido de transporte opuesto y están separadas por una zona de acomodamiento estructural.

El presente trabajo analiza los resultados de la medición cuantitativa de la topografía y la aplicación de diversos parámetros e índices geomorfológicos en los escarpes de la Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez, con el objetivo de verificar si estos índices geomorfológicos efectivamente concuerdan con los modelos estructurales propuestos por Axen (1995), Axen y Fletcher (1998) y Fletcher y Spelz (2009).

Geología del Escarpe Principal del Golfo

El basamento de Sierra Juárez está constituido por granodiorita y tonalita del Cretácico tardío que intruyeron esquistos y gneisses del Paleozoico-Mesozoico (Gastil *et al.*, 1975; Ortega-Rivera, 2003; Todd *et al.*, 2003) (Figura 2). En la porción norte de Sierra Juárez afloran tobas andesítico-dacíticas de ~18.5 Ma que también afloran al pie del escarpe, con una diferencia de elevación de ~1000 m producida por varias fallas que acomodan desplazamientos verticales (Romero-Espejel, 1997; Fletcher y Spelz, 2009). En la porción sur de Sierra Juárez una secuencia de areniscas conglomeráticas y lavas basálticas del Mioceno temprano-medio cubren el basamento (Gastil *et al.*, 1975). Por encima, afloran tobas y basaltos del Mioceno medio que anteceden la formación del escarpe; estas relaciones estructurales acotan el inicio de la extensión (y del escarpe) a una edad posterior a 11 Ma (Gastil *et al.*, 1975; Mendoza-Borunda *et al.*, 1998).

El basamento cristalino de Sierra San Pedro Mártir también está constituido por rocas metasedimentarias del Paleozoico intruídas por tonalita y granodiorita del Cretácico tardío (Gastil *et al.*, 1975; Johnson *et al.*, 1999; Ortega-Rivera, 2003) (Figura 2). En la porción sur del escarpe de San Pedro Mártir afloran rocas volcánicas y depósitos aluviales del Mioceno tardío cortados por las fallas neogénicas en la parte alta de la provincia volcánica de Puertecitos (Stock, 1993; Nagy *et al.*, 1999). Las edades de exhumación de bloques cristalinos en Sierra San Felipe y Sierra Santa Rosa (al este de la falla San Pedro Mártir) indican que el proceso de extensión comenzó entre ~9 y 7 Ma al este de la falla San Pedro Mártir (Seiler *et al.*, 2010) (Figura 2), y es posible que las fallas que controlaron la

extensión inicial estuvieron cinamáticamente conectadas con la falla San Pedro Mártir.

METODOLOGÍA

El análisis geomorfológico de la región del norte de Baja California se basó en los modelos digitales de elevación (MDE) con resolución espacial de ~28 m del servidor del Mapa Nacional <<http://nationalmap.gov/>> del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés). Los MDE contienen datos de elevación del *National Elevation Data* (NED) y del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). El USGS mejoró y homogeneizó la calidad de los datos de elevación con algoritmos que filtran la mayoría de los artefactos y ajustó los límites de frontera entre datos de ambas fuentes (Oimoen, 2000).

Para procesar los datos del terreno y llevar a cabo el análisis geomorfológico se emplearon los paquetes de software *River Tools 3.0*, *Geomorphtools* (<http://www.geomorphtools.org>) y *ArcGis 9.2*. Sobre los MDE se definieron los límites de las cuencas Laguna Salada y Valle Chico-San Felipe (Figura 1), también se delimitaron las subcuencas en los escarpes de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez, tomando como punto de partida su desembocadura localizada al pie del escarpe (Figura 1). Las subcuencas representan la unidad básica de este estudio, y es donde se registraron conjuntos de índices y de parámetros geomorfológicos.

Índices geomorfológicos

Los parámetros geomorfológicos medidos en este estudio describen los rasgos más importantes para la interpretación de las estructuras que controlan la tectónica de la región norte de Baja California. Estos parámetros son: 1) La elevación de la desembocadura: muestra la variación de levantamiento del bloque de piso a través del trazo de la falla que bordea el frente montañoso; 2) el relieve de subcuencas: representa un efecto directo de la magnitud del levantamiento tectónico, expresa la diferencia de alturas entre la cima y la desembocadura de las subcuencas; 3) la pendiente del terreno: exhibe contrastes significativos de la morfología de las subcuencas que derivan de procesos de erosión causados por la caída del nivel base; la pendiente se midió en términos de porcentaje (Strahler, 1956), y para su interpretación se consideró el valor medio de cada subcuenca; y 4) el área de subcuencas: revela su estado de evolución y su forma conduce a la formulación del índice cociente de elongación.

Los índices geomorfológicos son modelos más elaborados y al igual que los parámetros, miden y expresan propiedades muy particulares de la topografía de una región tectónicamente activa. La Tabla 1 explica los índices geomorfológicos empleados en este análisis.

Tabla I. Relación de indicadores geomorfológicos aplicados para el análisis del Escarpe Principal del Golfo en el norte de Baja California.

Índices geomorfológicos	Modelo	Valores de referencia	Observaciones
Índice S_{mf} (Sinuosidad del frente montañoso) Mide los rasgos curvilíneos de los frentes montañosos controlados por fallas. Permite evaluar el balance entre la actividad tectónica y la erosión (Bull y McFadden, 1977; Keller y Pinter, 1996; Bull, 2007).	$S_{mf} = \frac{L_{mf}}{L_s}$ $L_{mf} = \text{Longitud a través del pie escarpe}$ $L_s = \text{Longitud en línea recta}$	$S_{mf} \sim 1$, frentes montañosos activos. $S_{mf} \sim 3$, frentes montañosos donde predominan procesos de erosión.	Se midió en secciones de trazo curvilíneo constantes cada 5 km de longitud a lo largo del pie de los escarpes.
Índice V_f (Relación anchura-altura del valle) Mide la relación entre la anchura del piso del valle y la altura media del valle. Es sensible a la subsidencia tectónica y cambios del nivel base, el estrechamiento del piso del valle es rápidamente alcanzado por la acción erosiva de la corriente (Bull y McFadden, 1977; Bull, 2007).	$V_f = \frac{V_{fw}}{(E_i - E_l) + (E_d - E_l)}$ $V_{fw} = \text{Ancho del piso del valle}$ $E_i = \text{Elevación divisoria izquierda}$ $E_d = \text{Elevación divisoria derecha}$ $E_l = \text{Elevación del lecho del río}$	$V_f > 0.5$ Bajo gradiente de levantamiento. $V_f < 0.5$ Valles profundos erosionados verticalmente, asociados con levantamiento activo.	Mediciones de las variables de la ecuación, al pie del escarpe, sobre el modelo digital de elevaciones. Límite de intervalo (0.5) definido en función de los valores obtenidos en este estudio. Bull y McFadden (1977) reportan valores de hasta 0.9, para frentes montañosos activos.
Integral y curva hipsométrica Mide el grado de erosión de las subcuencas. Relaciona el área y la altura de una subcuenca para calcular la distribución del volumen de roca confinado en un área determinada respecto a un rango de elevación. La curva hipsométrica es una representación gráfica de la función de la integral (Strahler, 1952).	$\frac{V}{HA} = \int_{base\ elev}^{cima\ elev} a \cdot \partial \left(\frac{h}{H} \right)$ $V = \text{Volumen}$ $H = \text{Relieve}$ $A = \text{Área}$ $h = \text{Rango de elevación}$ $a = \text{Área dentro de } h$	Valores > 0.65 Subcuencas pobremente disectadas. Valores entre 0.30 y 0.65 Subcuencas en estado de madurez. Valores < 0.30 Subcuencas fuertemente disectadas.	El valor de la integral y la curva hipsométrica se estimó para cada una de las subcuencas de ambos frentes montañosos.
Razón de elongación (E) Caracteriza el efecto del levantamiento tectónico. Es un cociente entre la longitud axial de una subcuenca y su ancho medio. Subcuencas elongadas se asocian a frentes montañosos activos, Subcuencas con forma circular indican baja o nula actividad tectónica (Bull y McFadden, 1977).	$E = \frac{B_l}{B_w}$ $B_l = \text{Longitud axial de subcuencas}$ $B_w = \text{Ancho medio de subcuencas}$	$E \sim 1$ Subcuencas con forma semejante a un círculo. $E > 3$ Subcuencas elongadas.	Se utilizó el método de Monsalve-Sáenz (1999) para determinar la elongación de las subcuencas. En frentes montañosos antiguos o tectónicamente complejos, el drenaje de subcuencas puede capturar el de otras adyacentes, resultando en formas irregulares (Burbank y Anderson, 2001).
Índice de erosión (SA) Este índice no explica los mecanismos hidráulicos o de incisión de ríos (Seidl y Dietrich, 1992; Sklar y Dietrich, 1998; Sklar y Dietrich, 2001). Sin embargo, expresa el poder de una corriente y facilita la interpretación de su capacidad erosiva a una escala regional (Finlayson <i>et al.</i> , 2002).	$SA = \frac{\Delta H}{\Delta L} \cdot \left(\sqrt{A \cdot 1000} \right)$ $\Delta H = \text{Pendiente}$ $\Delta L = \text{Longitud del segmento de canal}$	Valores medios de $SA > 60$ en una subcuenca representan un grado significativo de erosión causado por el sistema de corrientes.	La evaluación de este índice a escala de subcuenca utiliza los valores medios ponderados de todos los segmentos de canal del drenaje medidos por subcuenca. El límite de intervalo (60) fue definido en función de los valores obtenidos en este estudio.

continúa

Tabla 1 (continuación). Relación de indicadores geomorfológicos aplicados para el análisis del Escarpe Principal del Golfo en el norte de Baja California.

Índices geomorfológicos	Modelo	Valores de referencia	Observaciones
Índice normalizado de la pendiente (k_n) Se mide en segmentos de perfiles longitudinales de ríos (Whipple 2004, Wobus et al., 2006; Whipple et al., 2007). Se determina por medio de una regresión geométrica que considera la pendiente del segmento del río y el área de drenaje aguas arriba. Este modelo detecta alteraciones en el estado de equilibrio de un perfil longitudinal causado por la presencia de <i>knickpoints</i> (Wobus et al., 2006; Whipple et al., 2007).	$k_n = k_r A_{cent}(\theta_{ref} - \theta)$ Donde: $A_{cent} = 10^{\log A_{max} - \log A_{min}}$ k_r = refleja cambios en la dureza de la litología, nivel base o la tasa de levantamiento θ = Índice de concavidad θ_{ref} = Concavidad de referencia (0.45) A_{cent} = Valor de área en el punto medio del segmento analizado A_{max} y A_{min} = Límites del segmento analizado, del cual se determinan los valores de k_r y θ .	Valores medios de k_n por subcuencas >80 representan un significativo grado de erosión del sistema de corrientes. Según la metodología de Wobus et al. (2006) y Whipple et al. (2007), θ_{ref} = 0.45 permite normalizar los valores de k_n .	La calibración del modelo en diferentes ambientes tectónicos ha permitido filtrar la señal y aislar el efecto de levantamiento (Kirby y Whipple, 2001; Montgomery y López-Blanco, 2003; Snyder et al., 2003; Dorsey y Roering, 2006; Wobus et al., 2006). Límite de intervalo (80) definido en función de los valores obtenidos en este estudio. Se estimó el valor medio del total de los segmentos para cada subcuenca.
Índice de concavidad (θ) Expresa la influencia de cambios en el levantamiento de roca sobre el lecho de los canales (Whipple, 2004). Sirve para reconocer zonas de rápido levantamiento con cambios sistemáticos en perfiles longitudinales (Kirby y Whipple, 2001; Snyder et al., 2003). La concavidad también se determina por medio de una regresión geométrica.	$\theta < 0.4$ Concavidades bajas $0.4 < \theta < 0.7$ Concavidades moderadas $0.7 < \theta < 1.0$ Concavidades altas $\theta > 1.0$ Concavidades extremas Criterios para elegir la concavidad en la regresión: Coeficientes de determinación (R^2) > 83% (Díaz-Torres, 2010, Apéndices B y C)	En regiones tectónicamente activas θ_{ref} puede variar entre 0.40 y 0.60 (Whipple et al., 1999; Kirby y Whipple, 2001; Snyder et al., 2003; Wobus et al., 2006). θ_{ref} = 0.45, es un valor constante que representa una buena aproximación del levantamiento regional en zonas activas (Wobus et al., 2006). θ se calculó sólo para el cauce principal de las subcuencas.	

RESULTADOS

El frente montañoso de Sierra San Pedro Mártir visto en planta comprende cuatro segmentos cóncavos al este, con fronteras laterales definidas por salientes encorvadas. De sur a norte, los segmentos 1, 2 y 4 están alineados entre sí y tienen un azimut de 325°; el segmento 3 se ubica al este de los segmentos 1, 2 y 4 y forma un dominio saliente del frente montañoso. Las subcuencas de Sierra San Pedro Mártir están identificadas por la posición de sus centroides proyectados ortogonalmente hacia una línea de referencia con azimut de 325° (Figura 3).

En el frente montañoso de Sierra Juárez identificamos cuatro segmentos con base en cambios geomorfológicos y estructurales (Figura 4). Los resultados de los parámetros e indicadores geomorfológicos en las subcuencas de Sierra Juárez son identificables por la posición de sus desembocaduras a lo largo del frente montañoso (Figura 4).

Relación entre la sinuosidad del frente montañoso (S_{mf}), el índice V_f y la elevación de la desembocadura de subcuencas

El índice S_{mf} calculado a cada 5 km sobre la base del escarpe, presenta valores de sinuosidad que oscilan entre 1.00 y 1.28 (Figura 5a). Aunque el intervalo de los valores de sinuosidad es muy estrecho, se pueden observar cambios significativos entre ambos frentes montañosos. El frente montañoso de San Pedro Mártir presenta variaciones importantes en su sinuosidad, principalmente en secciones cercanas a los límites de los segmentos 1-2 y 2-3, donde el índice S_{mf} se incrementa abruptamente hasta alcanzar valores de 1.18 y 1.28, respectivamente. En contraste, los valores de sinuosidad en Sierra Juárez son menores, alcanzan un valor máximo de ~1.15 y presentan rangos de incertidumbres menores que en Sierra San Pedro Mártir (Figura 5a). La porción central del frente montañoso de Sierra Juárez es poco sinuosa, excepto en una sección donde se registra un valor de sinuosidad de ~1.07 (km 68). Este valor coincide con la presencia de un segmento del escarpe de Sierra Juárez que esta desplazado hacia el este (Figura 4). El índice de sinuosidad se incrementa en sus extremos sur y norte, donde S_{mf} tiene valores de sinuosidad ≥ 1.04 , muy semejantes al general para Sierra Juárez (1.062). Este último dato es significativamente menor que la sinuosidad del frente montañoso en Sierra San Pedro Mártir (1.112) (Figura 5a).

El índice V_f señala la presencia de valles profundos en la parte central de ambos frentes montañosos. En contraste, los valles amplios se desarrollan hacia los extremos de los dos frentes montañosos (Figura 5b) y son consistentes con los registros de valores de sinuosidad altos, observados en los mismos segmentos de estos escarpes.

La elevación de la desembocadura de las subcuencas a lo largo del sistema de falla de San Pedro Mártir registra cambios abruptos que corresponden con los límites de la

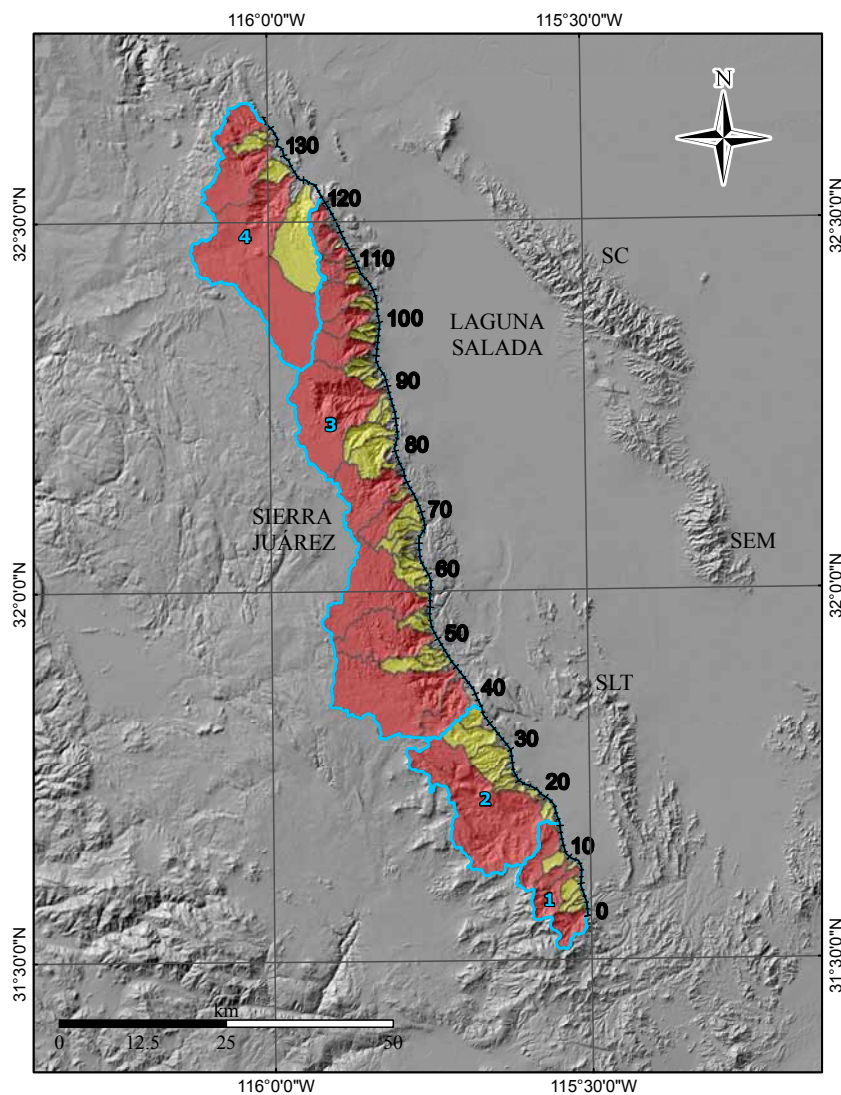


Figura 4. Mapa del sistema de subcuencas del frente de montañoso de Sierra Juárez. Los límites de los segmentos 1, 2, 3 y 4 del frente montañoso (numerados y delimitados en color azul), están definidos por cambios geomorfológicos y estructurales a lo largo del escarpe. Las subcuencas, en color rojo, alcanzan la divisoria del frente montañoso. La escala numérica expresada en kilómetros representa la longitud medida en la base del escarpe de Sierra Juárez y sirve de referencia para identificar la posición de las subcuencas sobre el frente montañoso. Abreviaciones: Sierra Cucapá (SC); Sierra El Mayor (SEM); Sierra Las Tinajas (SLT).

extremos norte y sur. Estas variaciones del relieve reflejan gradientes en el desplazamiento a lo largo de la zona de falla que controla el escarpe. Es importante señalar que el área de algunas subcuencas que alcanzan la divisoria oeste de Laguna Salada se incrementa dentro de los segmentos 2-4 (Figura 7c), un resultado diferente al esperado.

Elongación de las subcuencas

La elongación de las subcuencas en San Pedro Mártir tiene un patrón menos definido que el relieve (Figura 6f). Sin embargo, algunas subcuencas que alcanzan la cima son muy elongadas en la parte central del escarpe de Sierra San Pedro Mártir. Las subcuencas más elongadas se encuentran

en los segmentos 2 y 4, muy cercanas a los límites con el segmento 3. Adyacentes a estas subcuencas, otras subcuencas son mucho menos elongadas y con una forma más irregular. En el segmento 3 del escarpe de Sierra Juárez se observan las cuencas con mayor elongación, y la elongación de las subcuencas tiende a disminuir hacia los extremos de ese frente montañoso (Figura 7f).

Integral hipsométrica

La integral hipsométrica en las subcuencas de San Pedro Mártir presenta valores dentro del rango de 0.34 a 0.63, típicos de subcuencas en etapa de madurez (Strahler, 1952). La variación en los valores de la integral a lo largo

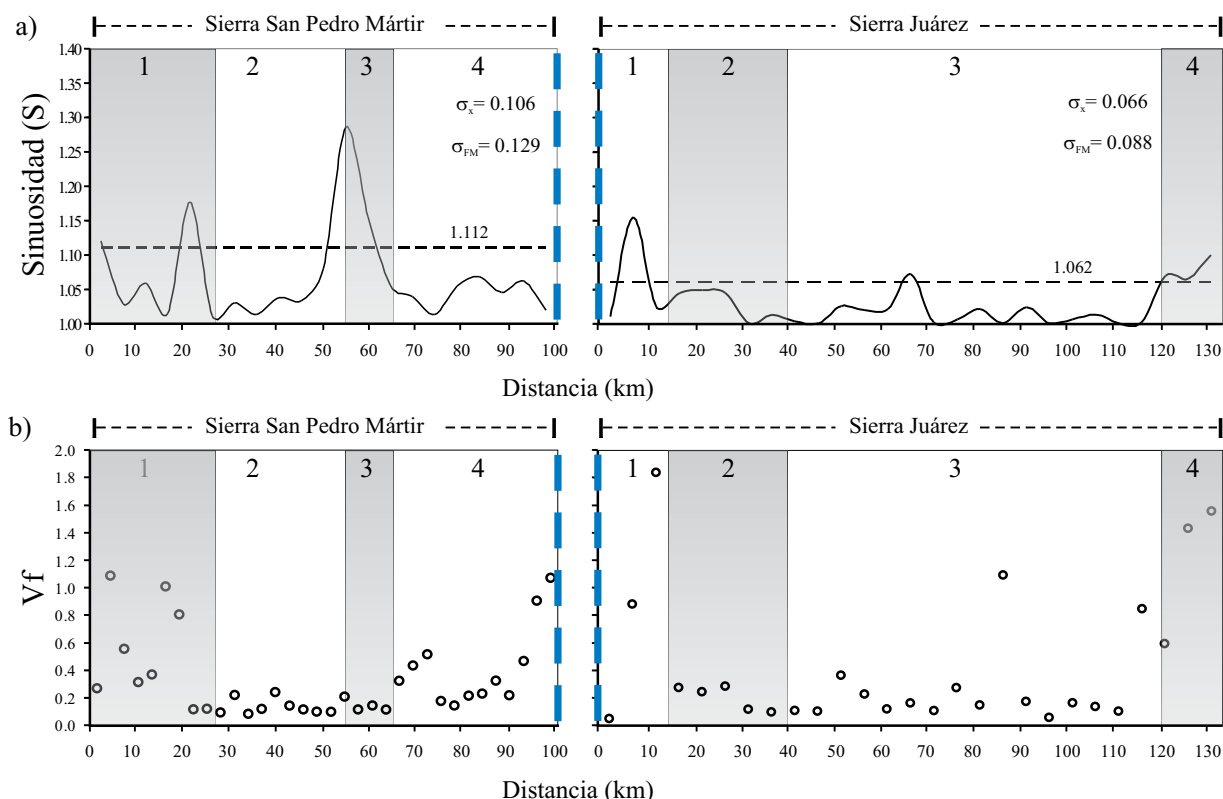


Figura 5. Caracterización de la sinuosidad (a) y forma de los valles (b) al pie de los frentes montañosos de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez. La figura 5a muestra los resultados de la baja sinuosidad a lo largo de los dos frentes montañosos. Con líneas intermitentes se muestra el valor de sinuosidad, medido como un solo segmento para cada frente montañoso (sinuosidad regional). Los valores de σ_s representan el grado de desviación que existe entre la sinuosidad medida cada 5 km respecto al promedio de todas las sinuosidades medidas en cada frente montañoso (en Sierra San Pedro Mártir = 1.067; en Sierra Juárez = 1.030); σ_{FM} es la desviación de esos valores respecto a la sinuosidad regional. En la Figura 5b, los círculos blancos representan los valores del índice V_f en las cercanías de la desembocadura de las principales subcuencas. Los valores bajos corresponden a valles con forma de “V”, mientras que los valores altos caracterizan a valles con fondos amplios. La numeración en la parte superior indica la segmentación de cada frente montañoso (ver texto para detalles).

de este frente montañoso es menor que en Sierra Juárez, y no hay correlación con el gradiente de desplazamiento (Figura 6e). En Sierra Juárez los resultados de la integral hipsométrica en las subcuencas del segmento 3 señalan dos conjuntos de subcuencas, unas alcanzan la divisoria occidental de Laguna Salada y otras no (Figura 7e). Las subcuencas que alcanzan la divisoria de la cuenca Laguna Salada cubren el área semiplana que denominamos Mesa Juárez Oriental (MJO) y presentan valores de la integral hipsométrica distintivamente muy altos, entre 0.72 y 0.82 (Figura 8), los cuales son representativos de superficies pobremente disectadas (Strahler, 1952). En las subcuencas de zonas escarpadas, los valores de la integral hipsométrica entre 0.44 y 0.70 indican avances significativos de los procesos de disección sobre el escarpe (Figura 9).

Pendiente, índice SA e índice k_{sn}

En Sierra San Pedro Mártir, la pendiente y los índices SA y k_{sn} presentan patrones muy similares entre sí, y muy parecidos al relieve (Figuras 6b, 6d, 6g y 6h). Éstos señalan

un incremento significativo hacia la parte central del frente montañoso. En el segmento 3 de Sierra Juárez, los resultados de pendiente, índice SA y k_{sn} (Figuras 7d, 7g y 7h) presentan un patrón semejante entre sí. Los valores de los índices SA y k_{sn} tienen gradientes más altos hacia la parte central del frente montañoso. Las subcuencas que alcanzan la divisoria occidental de Laguna Salada tienen valores de pendiente medias muy bajos (12–44 %), mientras que las subcuencas localizadas en superficies escarpadas tienen pendientes medias de hasta 70%.

Índice de concavidad

En subcuencas del frente montañoso de San Pedro Mártir hay secciones de cauces principales con valores de concavidad alta y extrema; éstos se concentran en la parte central del escarpe. En los extremos sur y norte, los valores disminuyen significativamente en magnitud y frecuencia. En Sierra Juárez, los índices de concavidad alta y extrema se concentran especialmente en secciones de cauces principales de los segmentos 2, 3 y 4. Estas secciones se caracterizan

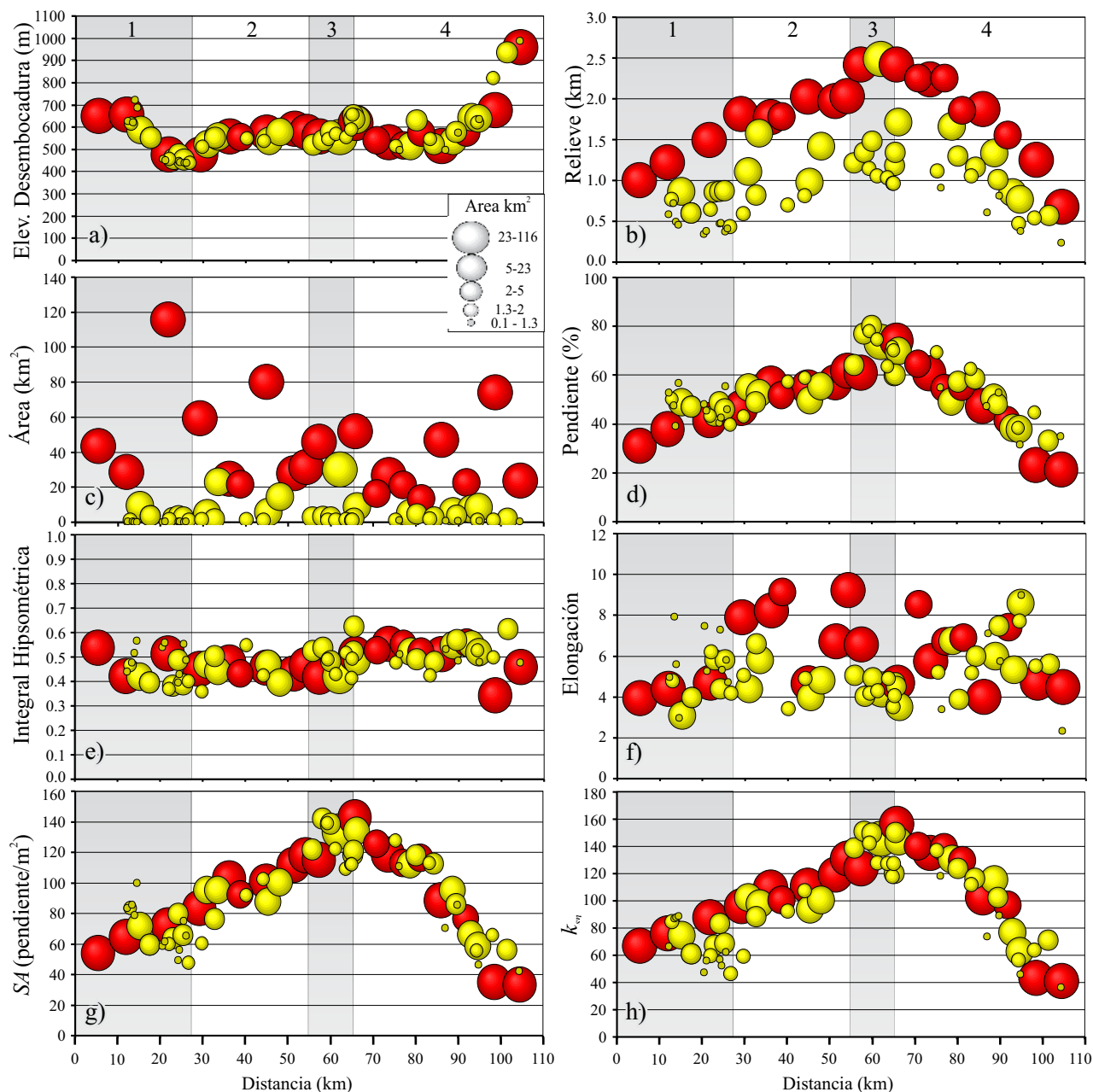


Figura 6. Gráficas con los valores de los indicadores geomorfológicos en las subcuencas del frente montañoso de Sierra San Pedro Mártir. La escala del eje horizontal indica la posición del centroide de las subcuencas proyectado a la línea de referencia en dirección sur-norte (0–110 km, en la Figura 3). Los límites de los segmentos (1, 2, 3 y 4) del frente montañoso, están definidos por la segmentación de la falla San Pedro Mártir. El tamaño de las esferas está definido por rangos quintiles, y las esferas en color rojo representan las subcuencas que alcanzan la divisoria del frente montañoso.

por tener cauces muy cortos que se desarrollan sobre la zona escarpada del frente montañoso. Los valores de concavidad entre 10 y 27, que satisfacen el criterio de correlación establecido en este estudio ($R^2 > 83\%$), representan secciones de canal que se desarrollan sobre morfologías de *knickpoints*.

DISCUSIÓN

Los frentes montañosos de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez están alineados y a simple vista, son topo-

gráficamente muy semejantes debido a que representan un cambio abrupto del relieve hacia el este de la península de Baja California. Sin embargo, el mecanismo tectónico-estructural que produce este relieve es diferente en estos dos segmentos del rift. El escarpe de San Pedro Mártir se formó en el bloque de piso del sistema de fallas normales con caída al este que constituye la zona de falla San Pedro Mártir (Dokka y Merriam, 1982; Stock y Hodges, 1989). Por lo tanto, cada incremento en el desplazamiento aumenta el relieve del escarpe, y los índices geomorfológicos de

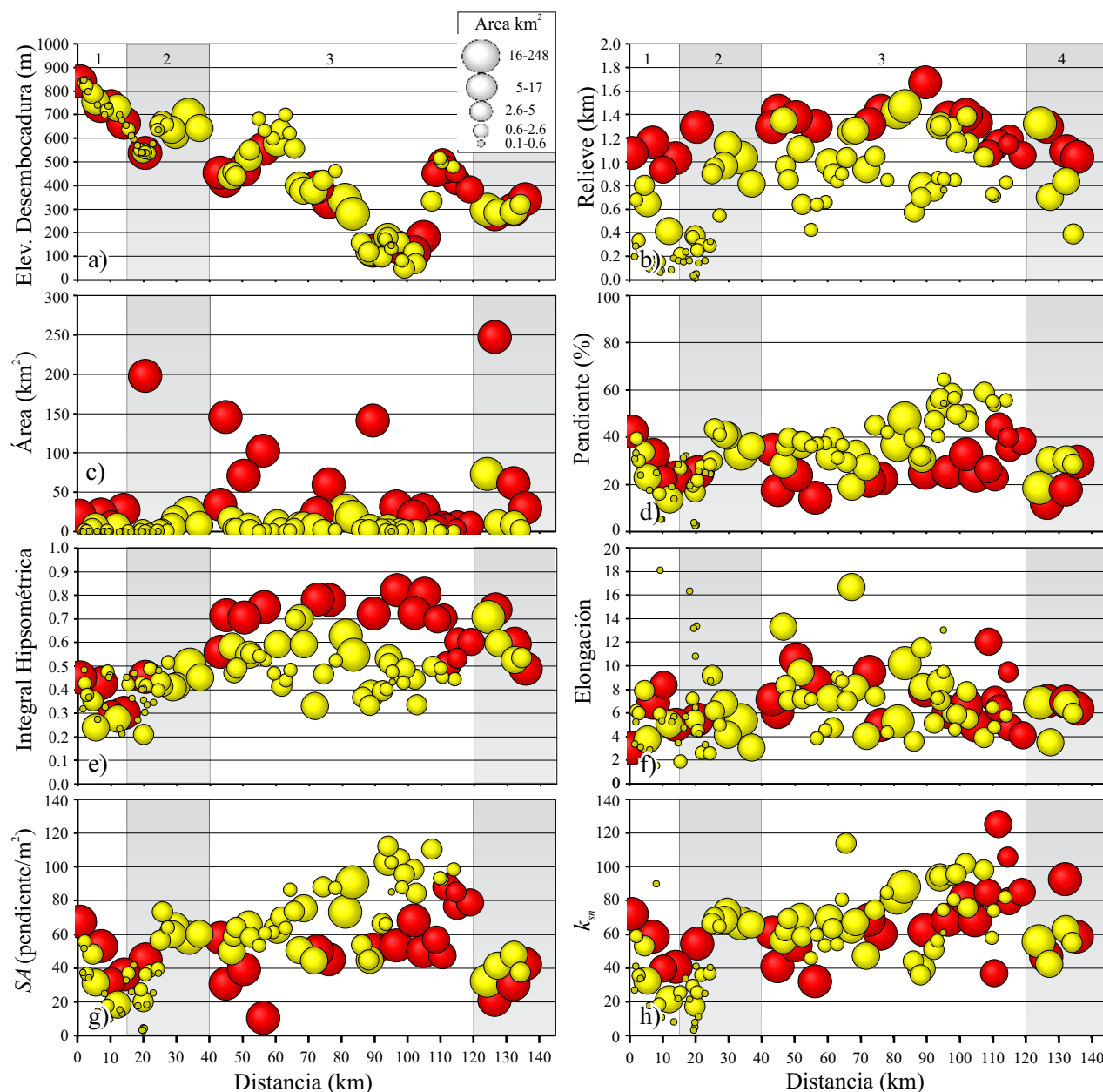


Figura 7. Gráficas con los valores de los indicadores geomorfológicos en las subcuencas del frente montañoso de Sierra Juárez. La escala del eje horizontal indica la posición de la desembocadura de las subcuencas en dirección sur-norte (0–136 km, en la Figura 4). Los límites de los segmentos 1, 2, 3 y 4 a lo largo del frente montañoso están definidos por cambios geomorfológicos y estructurales. El tamaño de las esferas está definido por rangos quintiles, y las esferas en color rojo representan las subcuencas que alcanzan la divisoria del frente montañoso.

sinuosidad, V_f , SA y k_{sn} así como el relieve y la pendiente, muestran que el mayor desplazamiento vertical se localiza en la porción central de la falla San Pedro Mártir. En contraste, el escarpe de Sierra Juárez se formó en el bloque de techo de las fallas maestras Cañada David y Laguna Salada que controlan la subsidencia de la cuenca Laguna Salada. Esto implica que cada incremento en el desplazamiento a lo largo del sistema de estas fallas adelgaza la corteza y tiende a disminuir el relieve del escarpe. No obstante, la geometría de este segmento del rift que se caracteriza por la flexión monoclin tipo *rollover* (Axen, 1995), aumenta el relieve

del escarpe de Sierra Juárez con el movimiento del sistema de fallas a lo largo de este frente montañoso.

El rebote isostático debido al emplazamiento de la astenósfera por debajo de la corteza adelgazada en la Provincia Extensional del Golfo es otro mecanismo de formación del relieve en el Escarpe Principal del Golfo, y el cual debe afectar a los dos segmentos de falla de la misma manera. Los registros de sismicidad y la presencia de escarpes cuaternarios a lo largo de su longitud demuestran que los dos sistemas de falla son activos (Brown, 1978; Frez y González, 1991; Frez y Frías-Camacho, 1998). Por

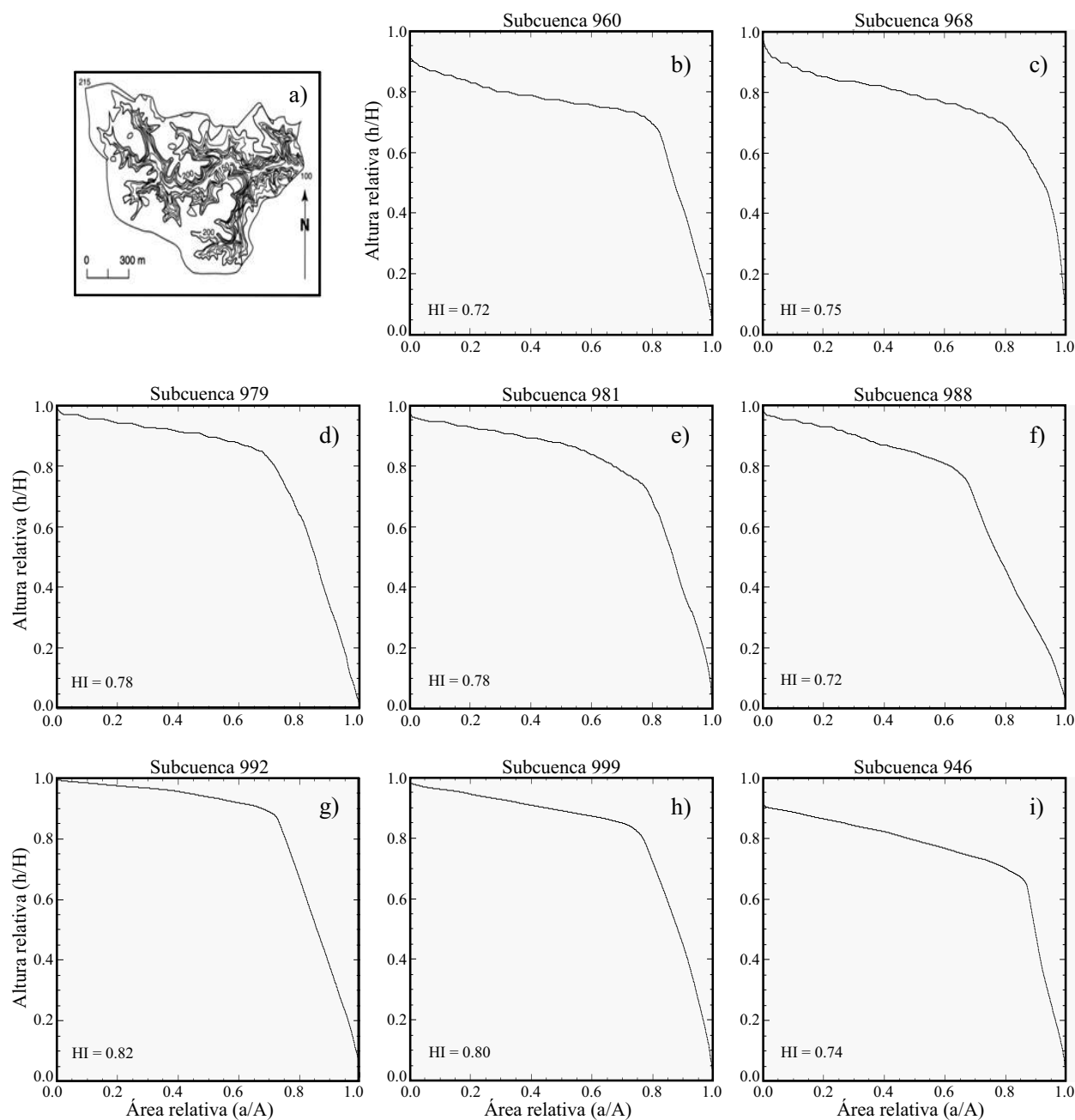


Figura 8. Curva e integral hipsométrica de las subcuencas que alcanzan la divisoria de la cuenca Laguna Salada. Las gráficas 8b a 8h representan las subcuencas del segmento 3 y la gráfica 8i representa a una subcuena del segmento 4. Altos valores de la integral hipsométrica, y grandes áreas por debajo de la curva hipsométrica, son típicos de subcuencas con un bajo grado de disección. La Figura 8a (tomada de Keller y Pinter, 1996), es un ejemplo de la morfología característica y del grado de disección en este tipo de subcuencas.

lo tanto, se considera que la diferencia entre los modelos estructurales anteriormente mencionados son los factores más importantes que controlan el contraste en la evolución geomorfológica del Escarpe Principal del Golfo en el norte de Baja California.

Mediante el análisis geomorfológico se documentaron diferencias significativas que son congruentes con dos distintas configuraciones estructurales en los dos segmentos del Escarpe Principal de Golfo (c.f. Axen, 1995; Lee et al.,

1996). En el frente montañoso de San Pedro Mártir hay parámetros e indicadores que tienen una relación directa con un gradiente de desplazamiento de la falla maestra, estos son: relieve, pendiente, sinuosidad, índice V_f , índice SA , índice de concavidad y el índice k_{sn} . Aunque tienen cambios significativos, la sinuosidad y el índice V_f demuestran que el frente montañoso está controlado por un levantamiento tectónico activo. La magnitud del relieve (500 a 2500 m) se incrementa desde los extremos hacia la porción central

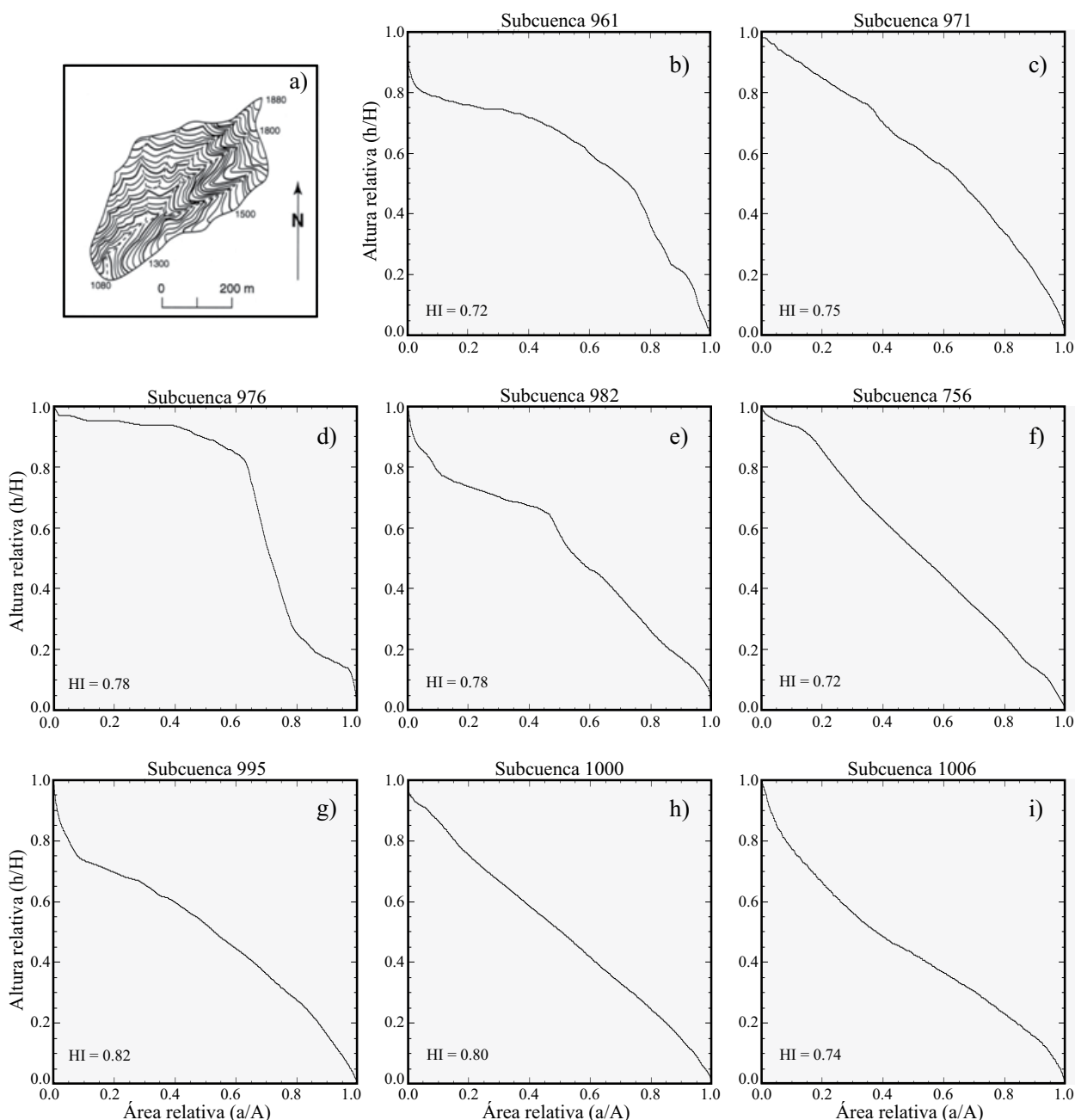


Figura 9. Curva e integral hipsométrica de las subcuencas que se desarrollan sobre la zona escarpada de Sierra Juárez. Las gráficas 9a y 9c representan las subcuencas del segmento 1 y 2, respectivamente; el resto pertenecen al segmento 3. Valores de la integral hipsométrica entre 0.35 a 0.65, y con menor áreas por debajo de la curva hipsométrica con respecto a las subcuencas con un grado de erosión menor, son típicos de subcuencas con un avanzado grado de disección. La Figura 9a (tomada de Keller y Pinter, 1996), es un ejemplo de la morfología característica y del grado de disección de las subcuencas en frentes montañosos escarpados.

del sistema de fallas maestras (Figura 6b). El relieve está relacionado con la variación de la pendiente y de los índices SA y k_{sn} (Figuras 6d, 6g y 6h), los cuales presentan un comportamiento similar debido a un incremento en la tasa de incisión, lo que conduce a un incremento en el relieve. El incremento de las concavidades extremas ($\theta > 1$) aguas abajo, probablemente registra diferencias temporales de levantamiento (Brown, 1978) (Figura 10). En resumen,

estos resultados señalan la existencia de un gradiente de desplazamiento a lo largo de la falla San Pedro Mártir, el cual se incrementa en la parte central donde se han detectado los mayores espesores de basamento producidos por la falla San Pedro Mártir (Slyker, 1970; 1974).

El área de las subcuencas en el escarpe de Sierra San Pedro Mártir se incrementa significativamente en los segmentos 1, 2 y 4 (Figura 6c). Las subcuencas en esta zona

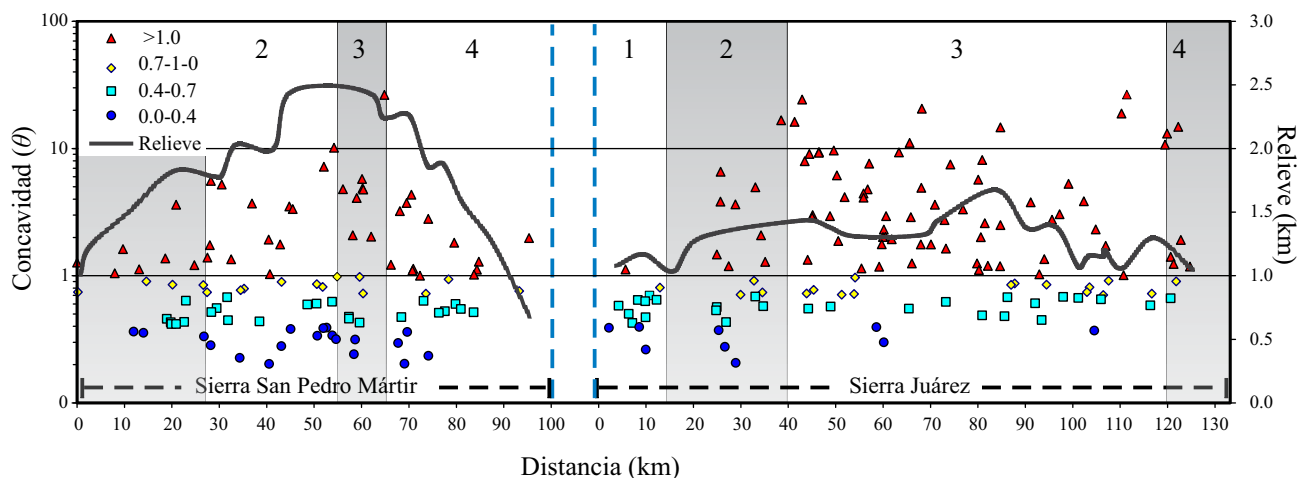


Figura 10. Comparación y distribución espacial de los valores de concavidad (θ) y su relación con la magnitud del relieve a lo largo del Escarpe Principal de Golfo. Los valores del índice de concavidad fueron obtenidos con el método de Wobus *et al.* (2006) y Whipple *et al.* (2007), sobre cauces de corrientes principales en cada subcuenca. Los límites del rango de concavidad están definidos de acuerdo a la clasificación de Whipple (2004): $\theta_{baja} = 0.0$ a 0.4 ; $\theta_{moderada} = 0.0$ a 0.7 ; $\theta_{alta} = 0.7$ a 1.0 ; y $\theta_{extrema} > 1$.

son poco elongadas y presentan un patrón diferente al del relieve en los segmentos 1 y 4 (Figuras 6f y 6b), es donde el índice V_f caracteriza amplios valles aluviales (Figura 5b). Interpretamos que la forma y el tamaño de las subcuencas se deben a heterogeneidades litológicas con diferente resistencia a la erosión (Figura 2), así como a la captura del área de drenaje de subcuencas adyacentes (Figura 3). Esto se puede interpretar como el dominio de procesos de denudación selectiva controlados por la litología del escarpe. Al menos cuatro casos muy claros de este tipo de subcuencas se observan en los segmentos 1, 2 y 4 (Figura 2, subcuencas con achurado blanco), donde existen contactos litológicos entre rocas metamórficas del Paleozoico y tonalita o granodiorita del Cretácico.

En el escarpe de Sierra Juárez, la baja sinuosidad y el índice V_f (Figura 5a y 5b) manifiestan el control tectónico que ejerce el sistema de fallas sobre su porción central. Los valores máximos del índice de concavidad confirma la fuerte actividad tectónica sobre este frente montañoso (Figura 10), y estas concavidades altas se concentran casi por completo en las zonas más escarpadas (Díaz-Torres, 2010).

En la porción central y norte de Sierra Juárez se observa el mayor relieve del frente montañoso (940–1700 m) (Figura 7b). En esta región del escarpe de Sierra Juárez, el relieve corresponde con la baja sinuosidad del pie del escarpe (Figura 5a). Los resultados de los índices SA , k_{sn} y pendiente son consistentes entre sí y presentan sus valores más altos en la parte central de Sierra Juárez.

Los cambios en la elevación de la desembocadura de las subcuencas a lo largo de la porción sur y norte del escarpe de Sierra Juárez señalan la presencia de altos estructurales formados por rocas del basamento separados del mismo escarpe (Romero-Espejel, 1997; Fletcher y Spelz, 2009). Esto indica que el escarpe de Sierra Juárez está controlado principalmente por desplazamientos tectónicos, más que

por cambios en el nivel base impuestos por el relleno sedimentario de la cuenca Laguna Salada y/o por inundaciones del vaso de la Laguna producidas por el Río Colorado (Contreras *et al.*, 2005).

El desarrollo de algunas subcuencas en el escarpe de Sierra Juárez ha causado la captura irregular del drenaje sobre la Mesa Juárez Oriental, ocasionando que el área de estas subcuencas se haya incrementado y su forma sea más compleja (Figuras 4 y 7c).

Los indicadores geomorfológicos de sinuosidad, V_f , SA , K_{sn} , θ y la integral hipsométrica, así como los parámetros de relieve y pendiente sugieren que la porción central y norte del frente montañoso en Sierra Juárez (segmentos 3 y 4) son tectónicamente más activos y consistentes con la interpretación del modelo geológico estructural de Axen (1995) y Lee *et al.* (1996). En estos segmentos, el sistema de falla Sierra Juárez produce una continua microsismicidad (Frez y González, 1991; Frez y Frías-Camacho, 1998).

La comparación del relieve, pendiente, índices SA y k_{sn} entre los dos frentes montañosos indica que el escarpe de Sierra Juárez tiene valores más bajos, aunque con magnitudes semejantes a lo que se observa en los extremos sur y norte del sistema San Pedro Mártir, en donde disminuye el levantamiento de la falla maestra (Figuras 11a, 11b, 11c y 11d).

Interpretación de Mesa Juárez Oriental

Los valores elevados de la integral hipsométrica en Sierra Juárez reflejan la presencia de la Mesa Juárez Oriental; estos valores son mayores que los observados en Sierra San Pedro Mártir (Figura 11e). La inclinación del terreno y la configuración de los sistemas fluviales resaltan el basculamiento regional de la corteza granítica en el

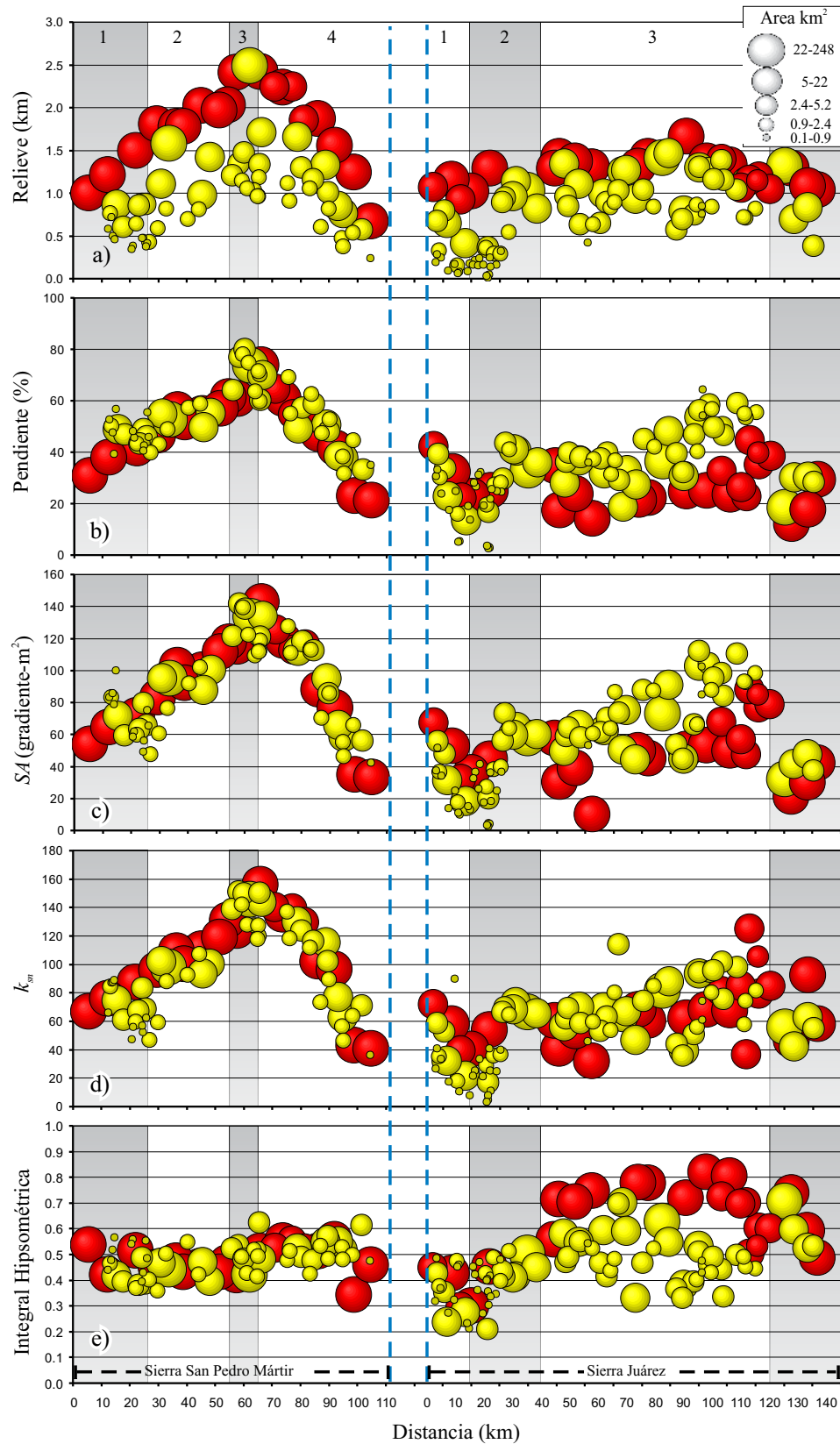


Figura 11. Gráficas comparativas de los resultados de los índices geomorfológicos entre los frentes montañosos de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez. Se observa que la mayoría de los resultados de los indicadores geomorfológicos en Sierra Juárez son menores que en Sierra San Pedro Mártir, excepto para aquéllos de la integral hipsométrica. Los valores más altos en Sierra Juárez presentan magnitudes semejantes a las que se observan en los extremos de Sierra San Pedro Mártir. Para ambos escarpes, los valores más altos se observan en la parte central. El tamaño de las esferas está definido por rangos quintiles, y las esferas en color rojo representan las subcuencas que alcanzan la parte más alta del frente montañoso.

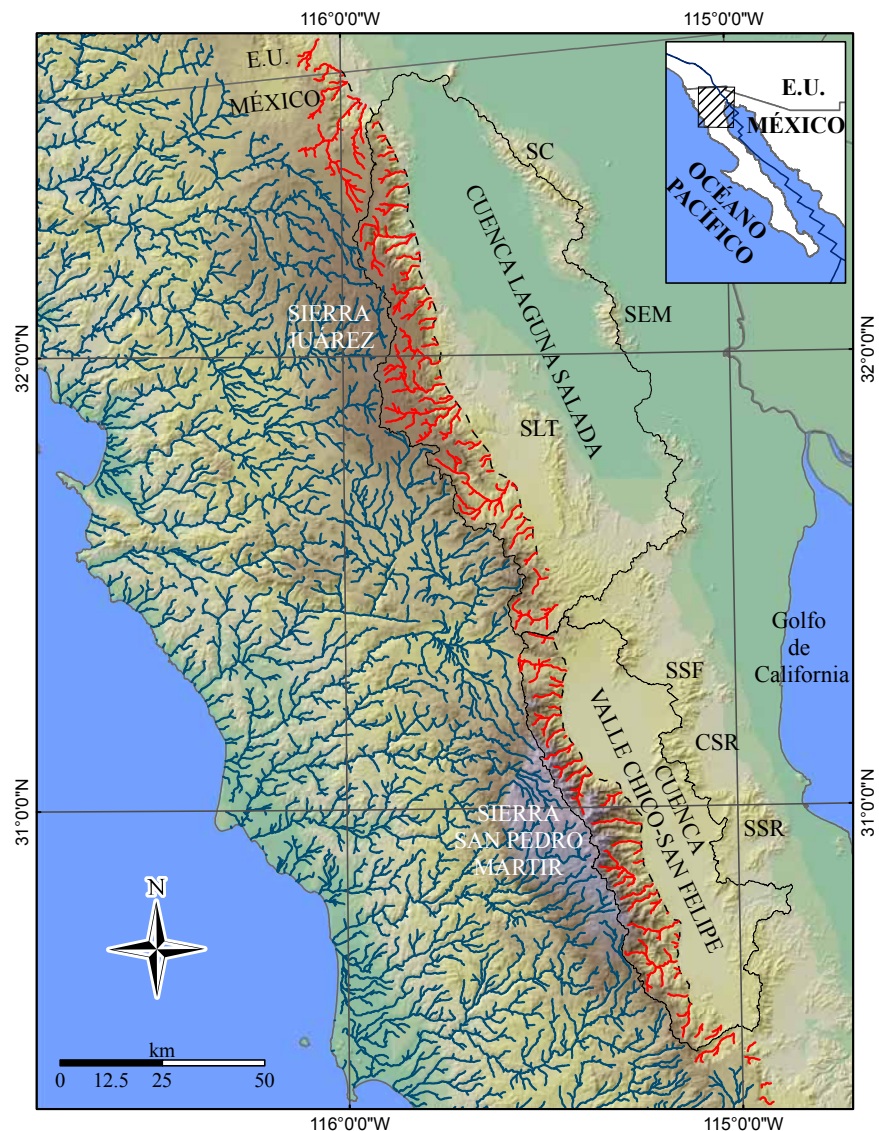


Figura 12. Mapa que muestra los sistemas de drenaje en el norte de Baja California. En azul se representan largos y extensos sistemas de drenaje que fluyen sobre la vertiente del Pacífico. En rojo se representan los sistemas de drenaje cortos y pequeños que fluyen sobre la vertiente del Escarpe Principal del Golfo y desembocan en cuenca Laguna Salada y Cuenca Valle Chico-San Felipe. Las líneas negras discontinuas representan la base del Escarpe Principal del Golfo a lo largo de los frentes montañosos de Sierra Juárez y Sierra San Pedro Mártir. Abreviaturas: Cuenca Santa Rosa (CSR); Sierra Cucapá (SC); Sierra El Mayor (SEM); Sierra Las Tinajas (SLT); Sierra San Felipe (SSF); Sierra Santa Rosa (SSR).

norte de Baja California (Figura 12). La vertiente oriental del Escarpe Principal del Golfo se caracteriza por tener altas pendientes y drenajes pequeños; estas características morfológicas contrastan con la vertiente del Pacífico. La cima del escarpe de los dos segmentos montañosos exhibe la planicie de erosión desarrollada entre el Cretácico tardío y el Eoceno (Axen *et al.*, 2000). En Sierra San Pedro Mártir, la antigua planicie de erosión está basculada enteramente hacia el oeste y no incluye subcuencas con drenaje invertido hacia el este. En contraste, la Mesa Juárez Oriental presenta una dirección de flujo hacia el este, sobrepuesta a los remanentes de paleocanales que drenaron la planicie de erosión en dirección al Océano Pacífico antes del inicio de la extensión en el Golfo de California (Figuras 12 y 13).

Proponemos que la pendiente de la Mesa Juárez Oriental se debe a la flexión monoclinial de un pliegue *rollover* en el bloque de techo de las fallas Cañada David y Laguna Salada (Axen, 1995; Fletcher y Spelz, 2009) (Figuras 13 y 14). En este sistema estructural la divisoria del drenaje en la porción central y norte de Sierra Juárez define la línea de inflexión (*hinge line*) correspondiente al plano axial del pliegue *rollover*; y la superficie de la Mesa Juárez Oriental constituye el flanco oriental del pliegue *rollover* (Figura 13), que es controlado por el desplazamiento de la falla maestra Laguna Salada. Esto implica que si bien la falla Laguna Salada tiene ~50–60° de buzamiento en superficie, esta falla tendría una geometría lítrica a profundidad (*e.g.*, Fletcher y Spelz, 2009) (Figura 14). La geometría lítrica

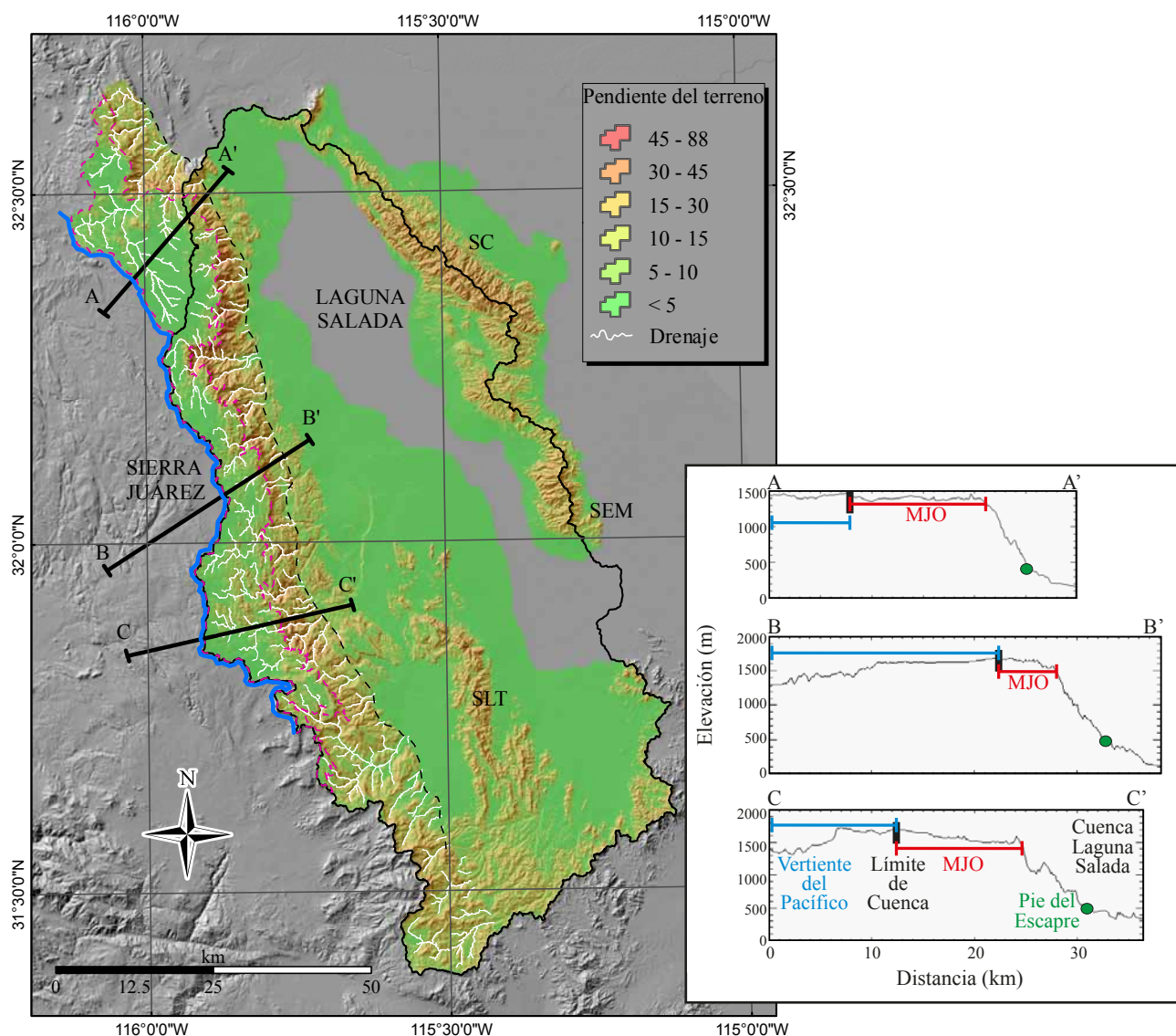


Figura 13. Mapa de pendientes de Sierra Juárez y cuenca Laguna Salada. La clasificación de las pendientes muestra el contraste morfológico entre el escarpe y la Mesa Juárez Oriental (delimitada con una línea discontinua de color magenta), respecto a la superficie de erosión sobre la vertiente del Pacífico. La línea azul describe el límite de inflexión que coincide con la divisoria regional; la línea negra discontinua representa el pie del escarpe de Sierra Juárez. Los perfiles transversales muestran la contrastante morfología entre el escarpe de Sierra Juárez y la Mesa Juárez Oriental (MJO). Abreviaturas: Sierra El Mayor (SEM); Sierra Las Tinajas (SLT).

es necesaria para formar monoclinales de tipo 'rollover' y para producir el basculamiento antepuesto (hacia el este) de la Mesa Juárez Oriental que se documenta en este estudio.

CONCLUSIONES

Los resultados del análisis geomorfológico en los escarpes de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez aportan nuevas evidencias de la morfología en el extremo norte del Escarpe Principal del Golfo. Las diferencias de los modelos estructurales de esta región explican los contrastes morfo-métricos de estos dos escarpes del rift.

La sinuosidad y la V_f en la base del escarpe demues-

tran que los frentes montañosos de San Pedro Mártir y Sierra Juárez son tectónicamente activos. El relieve, la pendiente y los índices SA , K_{sn} y θ presentan un gradiente de desplazamiento que se incrementa hacia la parte central del frente montañoso de Sierra San Pedro Mártir; mientras que en Sierra Juárez, demuestran que el gradiente de desplazamiento se incrementa desde la parte central del frente montañoso en dirección al noroeste. Los resultados de estos índices geomorfológicos son consistentemente mayores en Sierra San Pedro Mártir.

El área y la elongación en algunas subcuencas de Sierra San Pedro Mártir señalan que el control litológico es mayor hacia los extremos del escarpe, donde el tamaño y forma de estas subcuencas presentan un desarrollo irregular.

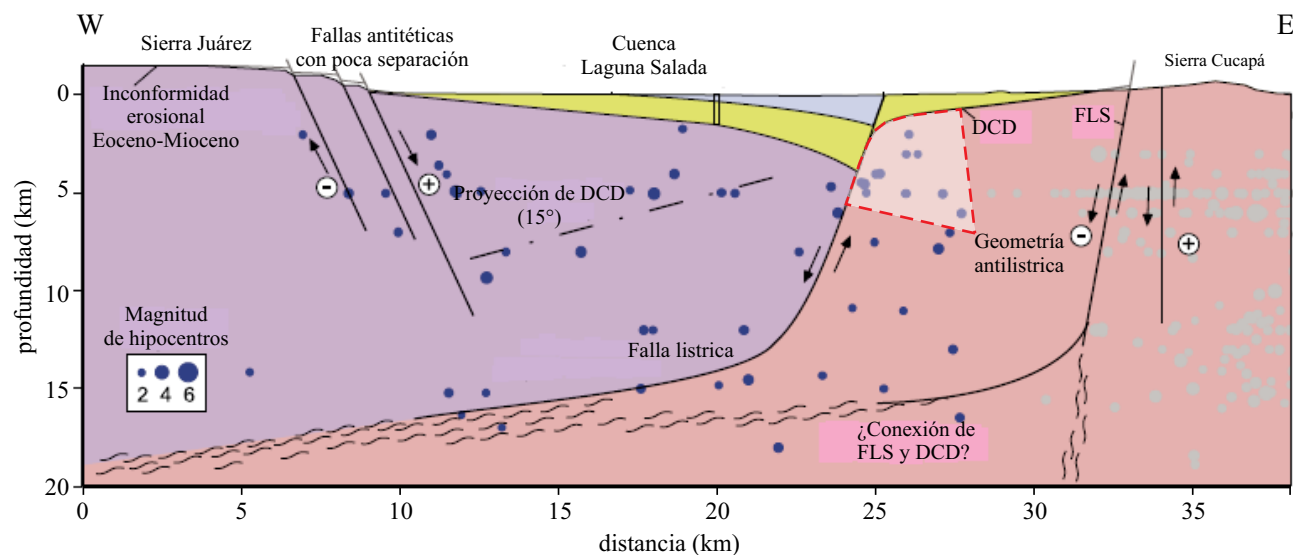


Figura 14. Perfil transversal en el norte de Laguna Salada (ver su localización en la Figura 2). El modelo asume una geometría listrica del sistema de fallas Laguna Salada y *Detachment* Cañada David a profundidad. A lo largo de este sistema, el transporte tectónico hacia el oeste ha producido una flexión monoclinal del bloque de techo con la consecuente formación de un pliegue de tipo 'rollover' en Sierra Juárez (ver texto para explicación). Abreviaturas: *detachment* Cañada David (DCD); Falla Laguna Salada (FLS). Modificado a partir de Fletcher y Spelz (2009).

En particular, los segmentos 1, 2 y 4 del frente montañoso de Sierra San Pedro Mártir presentan un importante avance en el proceso de denudación. En Sierra Juárez, el gran tamaño y forma irregular de las subcuencas está asociado principalmente a la presencia de la Mesa Juárez Oriental. Además, el análisis hipsométrico sobre el frente montañoso de Sierra Juárez confirma la presencia de la Mesa Juárez Oriental, la cual se caracteriza por una morfología semiplana y poco común que drena al oriente; esta morfología la interpretamos como el flanco oriental de un pliegue anticlinal de tipo *rollover*, formado por la flexión monoclinal en el bloque de techo del sistema de fallas Cañada David y Laguna Salada, mientras que el límite occidental de la cuenca Laguna Salada define la línea de inflexión correspondiente al plano axial del pliegue *rollover*.

El rebote isostático y el relieve desarrollado debido al emplazamiento de la astenósfera por debajo de la corteza adelgazada del rift en la Provincia Extensional del Golfo, se refleja en los parámetros e indicadores geomorfológicos obtenidos. Estos exhiben contrastes significativos entre ambos segmentos. Cada incremento en el desplazamiento de la falla San Pedro Mártir aumenta el relieve en la porción central de este escarpe. En contraste, el desplazamiento de las fallas maestras Cañada David y Laguna Salada adelgaza la corteza y tiende a disminuir el relieve del escarpe en Sierra Juárez, que está en el bloque de techo de esas fallas; sin embargo, la geometría de este segmento del rift responde a una flexión causada por un pliegue de tipo *rollover*, que aumenta el relieve del escarpe de Sierra Juárez con el movimiento de las fallas distribuidas a través de este frente montañoso. Concluimos que la diferencia entre estos dos modelos estructurales son los factores más importantes que

controlan el contraste en la evolución geomorfológica del Escarpe Principal del Golfo en el norte de Baja California.

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro agradecimiento a la Dra. Ewa Szykaruk, al Dr. Antonio Azor y al Dr. Miguel Castillo Rodríguez por sus valiosas observaciones y aportaciones al presente trabajo. También agradecemos al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el aporte de recursos del proyecto No. 81463, con lo cual se facilitó llevar a cabo el trabajo de investigación del cual parten los resultados expuestos en este documento.

REFERENCIAS

- Axen, G., 1995, Extensional segmentation of the Main Gulf Escarpment, Mexico and United States: *Geology*, 23(6), 515-518.
- Axen, G.J., Fletcher, J.M., 1998, Late Miocene-Pleistocene extensional faulting, northern Gulf of California, Mexico and Salton Trough, California: *International Geology Review*, 40, 217-244.
- Axen, G.J., Stockli, D., Grove, M., Lovera, O.M., Rothstein, D.A., Fletcher, J.M., Farley, K., Abbott, P.L., 2000, Thermal evolution of Monte Blanco dome: Low-angle normal faulting during Gulf of California rifting and late Eocene denudation of the eastern Peninsular Ranges: *Tectonics*, 19(2), 197-212.
- Brown, L.G., 1978, Recent fault scarps along the eastern escarpments of The Sierra San Pedro Mártir, Baja California: San Diego State University, MSc. Thesis, 108 pp.
- Burbank, D.W., Anderson, R. S. 2001, *Tectonic Geomorphology*: E.U.A., Blackwell Science Ltd, 274 pp.
- Bull, W.B., 2007, *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*: Blackwell Publishing, 328 pp.
- Bull, W.B., McFadden, L.D., 1977, *Tectonic geomorphology north and*

- south of the Garlock Fault, California, *en* Doering, D.O. (ed.), *Proceedings of Eighth Annual Geomorphologic Symposium, Geomorphology in Arid Regions: Binghamton, State University of New York*, 115-138.
- Contreras, J., Martín-Barajas, A., Herguera, J., 2005, Subsidence of Laguna Salada Basin, northeastern Baja California, Mexico, inferred from Milankovitch climatic changes: *Geofísica Internacional*, 4(1), 103-111.
- Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A.A., Motamedi, H., Hosseiniasl, A., 2010, Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran: *Geomorphology*, 121(3-4), 329-341.
- Delcaillau, B., Laville, E., Amhrar, M., Namous, M., Dugué, O., Pedoja, K., 2010, Quaternary evolution of the Marrakech High Atlas and morphotectonic evidence of activity along the Tizi N'Test Fault, Morocco: *Geomorphology*, 118(3-4), 262-279.
- Díaz-Torres, J.J., 2010, Geomorfometría del Escarpe Principal del Golfo: Análisis comparativo entre Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez: Ensenada, B.C., Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada Baja California, Tesis de maestría, 103 pp.
- Dokka, R.K., Merriam, R.H. 1982, Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 93, 371-378.
- Dorsey, R.J., Roering, J.J., 2006, Quaternary landscape evolution in the San Jacinto fault zone, Peninsular Ranges of Southern California: Transient response to strike-slip fault initiation: *Geomorphology*, 73, 16-32.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., Keller, E.A., 2008, Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain): *Geomorphology*, 96(1-2), 150-173.
- Figuerola, A.M., Knott, J.R., 2010, Tectonic geomorphology of the southern Sierra Nevada Mountains (California): Evidence for uplift and basin formation: *Geomorphology*, 123(1-2), 34-45.
- Finlayson, D., Montgomery, D., Hallet, B. 2002, Spatial coincidence of rapid inferred erosion young metamorphic massifs in the Himalayas: *Geological Society of America*, 30(3), 219-222.
- Fletcher, J.M., Spelz, R.M., 2009, Patterns of Quaternary deformation and rupture propagation associated with an active low-angle normal fault, Laguna Salada, Mexico: Evidence of a Rolling Hinge?: *Geosphere*, 5(4), 1-23, doi:10.1130/GES00206.1.
- Frez, J., González, J.J., 1991, Crustal structure and seismotectonics of Northern Baja California, *en* Dauphin, J.P., Simoneit, B. T. (eds.), *Gulf and Peninsular Province of Californias: Tulsa Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 261-283.
- Frez, J., Frias-Camacho, V.M., 1998, Mapas anuales de sismicidad para la región fronteriza de ambas Californias: *GEOS*, 18(2), 112-130.
- Gastil, G., Phillips, R., Allison, E., 1975, Reconnaissance of the state of Baja California: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Memoir 140, 170 pp.
- Hamilton, W., 1971, Recognition on space photograph of structural elements of Baja California: United States Geological Survey, Professional Paper 718, 1-26.
- Johnson, S.E., Tate, A.C., Fanning, C.M., 1999, New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Evidence for a suture?: *Geology* 27, 743-746.
- Keller, E.A., Pinter, N., 1996, *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape: Upper Saddle River, N.J.*, Prentice Hall, Inc., 338 pp.
- Khavari, R., Arian, M., Ghorashi, M., 2009, Neotectonics of the South Central Alborz Drainage Basin, in NW Tehran, N Iran: *Journal of Applied Sciences*, 9(23), 4115-4126.
- Kirby, E., Whipple, K., 2001, Quantifying differential rock-uplift rate via stream profile analysis: *Geological Society of America*, 29(5), 415-418.
- Lee, J., Miller, M.M., Crippen, R., Hacker, B., Ledezma-Vázquez, J., 1996, Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California: Evidence from the southern Sierra Juárez: *Geological Society of America Bulletin*, 108(5), 505-525.
- Martín-Barajas, A., Vázquez-Hernández, S., Carreño, A.L., Helenes, J., Suárez-Vidal, F., Álvarez-Rosales, J. 2001, Late Neogene stratigraphy and tectonic control on facies evolution in the Laguna Salada Basin, northern Baja California, Mexico: *Sedimentary Geology*, 144, 5-35.
- Mendoza-Borunda, R., Axen, G.J., Sanderman, H., Ortega-Rivera, A., Grover, T.M., 1998, Stratigraphy and geochronology of the Tertiary volcanic and sedimentary rocks, in the southern Sierra Juárez and northern Sierra Las Tinajas area, in northeastern Baja California, México: *Unión Geofísica Mexicana, Boletín Informativo*, 18(4), 292.
- Monsalve-Sáenz, G., 1999, *Hidrología en la Ingeniería*: Ed. Alfaomega, 382 pp.
- Montgomery, D.R., López-Blanco, J., 2003, Post-Oligocene river incision, southern Sierra Madre Occidental, México: *Geomorphology*, 55, 235-247.
- Mrinalinee Devi, R., Bhakuni, S., Bora, P., 2011, Neotectonic study along mountain front of northeast Himalaya, Arunachal Pradesh, India: *Environmental Earth Sciences*, 63(4), 751-762.
- Nagy, E.A., Grove, M., Stock, J.M., 1999, Age and stratigraphic relationships of pre- and syn-rift volcanic deposits in the northern Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 1-30.
- Oimoen, M.J., 2000, An effective filter for removal production artifacts in U.S. Geological Survey 7.5-minute digital elevation models, *en* *Proceedings of the 14th International Conference on Applied Geologic Remote Sensing*, Las Vegas, 6-8 november, 2000: Ann Arbor, Michigan, Veridian ERIM International, 311-319.
- Ortega-Rivera, A., 2003, Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges Batholith of Alta and Baja California: Tectonic implications for western México, *en* Johnson, S.E., Petersen, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martín-Barajas, A. (eds.), *Tectonic evolution of north-western Mexico and southern USA: Boulder Colorado, Geological Society of America, Special Paper 374*, p. 297-335.
- Peters, G., van Balen, R.T., 2007, Tectonic geomorphology of the northern Upper Rhine Graben, Germany: *Global and Planetary Change*, 58(1-4), 310-334.
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T.H., LaFemina, P., Sella, G.F., Fletcher, J., Suarez-Vidal, F., 2007, New constraints on relative motion between the Pacific Plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements: *Geophysical Journal International*, 170, 1373-1380, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03494.x
- Ramírez-Herrera, M.T., 1998, Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt: *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 317-332.
- Romero-Espejel, J., 1997, Estructura y petrología en el norte de sierra Juárez, Baja California: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Tesis de maestría, 157 pp.
- Seidl, M., Dietrich, W. 1992, The problem of channel erosion into bedrock, *en* Schmidt, K., de Ploey, J. (eds.), *Functional geomorphology: Landform analysis and models: Catena supplement 23*, 101-124.
- Seiler, C., Fletcher, J.M., Quigley, M.C., Gleadow, A.J., Koh, B.P., 2010, Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province?: *Tectonophysics*, 488, 87-109, doi:10.1016/j.tecto.2009.09.026
- Shtober Zisu, N., Greenbaum, N., Inbar, M., Flexer, A., 2003, Morphometric analysis of the Naftali Mountain front: *Israel Journal of Earth Sciences*, 52, 191-202.
- Siem, M., Gastil, G., 1994, Mid-Tertiary to Holocene extension association with the development of The Sierra El Mayor metamorphic core complex, northeastern Baja California, Mexico, *en* McGill, S.F., Ross, T.M. (eds.), *Geological Investigations of an Active Margin: Geological Society of America, Cordilleran Section Guidebook, Trip 7: Redlands, California, San Bernardino County Museum Association*, 107-119.
- Singh, V., Tandon, S.K., 2008, The Pinjaur dun (intermontane longitudinal valley) and associated active mountain fronts, NW Himalaya: Tectonic geomorphology and morphotectonic evolution:

- Geomorphology, 102(3-4), 376-394.
- Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 1998, River longitudinal profile and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply, *en* Tinkler, K., Wohl, E. (eds.), *River over rock: Fluvial processes in bedrock channels*: Washington, D.C., American Geophysical Union, 237-260.
- Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 2001, Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock: *Geology*, 29(12), 1087-1090.
- Slyker, R.G. Jr., 1970, Geological and geophysical reconnaissance of the Valle San Felipe region, Baja California, Mexico: San Diego State Collage, M.Sc. thesis, 97 pp.
- Slyker, R.G. Jr., 1974, Geophysical survey and reconnaissance geology of the Valle de San Felipe area, Baja California, Mexico, *en* Gastil, R.G., Lillegraven, J. (eds.), *A guidebook to the geology of peninsular California: for the 49th Annual Meeting of the Pacific Section, AAPG-SEPM-SEG, April 24-28, 1974*: American Association of Petroleum Geologists. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Pacific Section, Society of Exploration Geophysicists. Pacific Coast Section, 107-120.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2003, Channel response to tectonic forcing: Field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California: *Geomorphology*, 53, 97-127.
- Stock, J., 1993, Geologic map of southern Valle Chico, Baja California, Mexico: Geological Society of America, Map and Chart Series 76, 2 sheets.
- Stock, J. M., Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate: *Tectonics*, 8(1), 99-115.
- Stock, J. M., Hodges, K.V., 1990, Miocene to recent structural development of extensional accommodation zone northeastern Baja California, Mexico: *Journal of Structural Geology*, 12(3), 315-328.
- Stock, J.M., Lewis, C., Nagy, E., 1998, The tuff of San Felipe: an extensive middle Miocene pyroclastic flow deposit in Baja California, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 53-74.
- Strahler, A.N., 1952, Hypsometric (Area-Altitude) analysis of erosional topography: *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 1117-1142.
- Strahler, A.N., 1956, Quantitative slope analysis: *Bulletin of the Geological Society of America*, 67, 571-596.
- Todd, V.R., Shaw, S.E., Hammarstrom, J.M., 2003, Cretaceous plutons of the Peninsular Ranges batholith, San Diego and westernmost Imperial Counties, California: Intrusion across a Late Jurassic continental margin, *en* Johnson, S., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martín-Barajas, A. (eds.), *Tectonic of northwestern Mexico and southwestern USA*: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper 374, 185-235.
- Umhoefer, P., Mayer, L.A., Dorsey, R., 2002, Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 114(7), 849-868.
- Verrios, S., Zygouri, V., Kokkalas, S., 2004, Morphotectonic analysis in the Eliki fault zone (Gulf of Corinth, Greece): *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 36, 1706-1715.
- Whipple, K.X., 2004, Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 151-185.
- Whipple, K.X., Kirby, E., Brocklehurst, S.H., 1999, Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief: *Nature*, 401, 39-43.
- Whipple, K., Wobus, C., Crosby, B., Kirby, E., Sheehan, D., 2007, New tools for quantitative geomorphology: Extraction and interpretation of stream profile from digital topographic data, *en* Geological Society of America, Annual Meeting, Short Course Guide: Boulder Colorado, disponible en <<http://www.geomorphtools.org>>, 26 p.
- Wobus, C., Whipple, K., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006, Tectonics from topography: Procedures, promise and pitfalls, *en* Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D.M. (eds.), *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*: Geological Society of America, Special Paper 398, Penrose Conference Series, 55-74.

Manuscrito recibido: Febrero 11, 2011

Manuscrito corregido recibido: Abril 24, 2012

Manuscrito aceptado: Mayo 29, 2012