CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS EN GEOCIENCIAS AMBIENTALES

GEOMORFOMETRÍA DEL ESCARPE PRINCIPAL DEL GOLFO: ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE SIERRA SAN PEDRO MÁRTIR Y SIERRA JUÁREZ

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

JOSÉ DE JESÚS DÍAZ TORRES

Ensenada, Baja California, México, Noviembre de 2010

RESUMEN de la tesis de **José de Jesús Díaz Torres,** presentada como requisito parcial para la obtención del grado de **MAESTRO EN CIENCIAS** en Ciencias de la Tierra con orientación en Geociencias Ambientales. Ensenada, Baja California. México, Noviembre de 2010.

GEOMORFOMETRÍA DEL ESCARPE PRINCIPAL GOLFO:
ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE SIERRA SAN PEDRO MÁRTIR
Y SIERRA JUÁREZ

Resumen aprobado por:

_____
John Fletcher Mckrain

El Escarpe Principal del Golfo es una característica tectónica y geomorfológica fundamental que define el límite oeste de la Provincia Extensional del Golfo y el este de la microplaca Baja California. En el norte de Baja California el Escarpe Principal del Golfo Alcanza 2.5 km de relieve que están definidos en dos distintos segmentos a lo largo del frente montañoso este de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez. Aunque su apariencia general es similar, estos dos segmentos están controlados por fallas activas con diferente geometría y cinemática. El escarpe de San Pedro Mártir se formó en el bloque de piso de un sistema de falla normal con dirección hacia el este, mientras que el escarpe de Sierra Juárez se formó en el bloque de techo de un principal sistema de falla normal con dirección oeste. Este estudio documenta profundas diferencias en la geomorfometría cuantitativa de drenajes fluviales de subcuencas que forman parte del frente de montaña este de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez.

Una serie de índices geomorfológicos clave fueron calculados usando modelos digitales de elevación con resolución espacial de ~30 m y software especializado (*River Tools* y *Geomorphotools*). En Sierra San Pedro Mártir, cambios en los patrones del relieve, en la pendiente, el índice *SA*, índice k_{sn} y el índice de concavidad están fuertemente correlacionados con los cuatro principales segmentos del sistema de falla que definen el frente montañoso. Estos datos documentan fuertes gradientes en desplazamiento y levantamiento tectónico que incrementa sistemáticamente desde los extremos norte y sur del sistema de falla hacia el centro. Irregularidades en la forma y tamaño de grandes subcuencas están probablemente controladas por heterogeneidades litológicas que promueven la expansión lateral y la captura de drenaje de subcuencas adyacentes. Los índices geomorfológicos también muestran gradientes en levantamiento a lo largo de Sierra Juárez, pero son consistentemente de menor magnitud que en Sierra San Pedro Mártir. Una notable excepción es la integral hipsométrica en subcuencas, las cuales son anómalamente altas debido a la presencia de Mesa Juárez Oriental, un amplio rasgo geomorfológico descubierto y nombrado por primera vez en este estudio. En el este de Sierra Juárez, la divisoria de drenaje principal no coincide con la cima del escarpe, sino que se existe hasta por 14 km hacia el oeste. Aquí la inclinación (dominante hacia el oeste) de una plataforma erosional regional fue disectada por ríos del Eoceno y Oligoceno que fluyeron desde Sonora hacia la costa del Océano Pacífico. Esta superficie ha sido encorvada hacia abajo y hacia el este. Las subcuencas que alcanzan la divisoria regional tienen una forma compleja que fue formada por la captura de drenajes sobre la meseta por sistemas de drenaje del escarpe.

Los datos de este estudio sugieren que la Mesa Juárez Oriental es la parte superior de una flexión monoclinal que forma una estructura de pliegue *rollover* en el bloque de techo del detachment Cañada David y falla Laguna Salada. Grandes diferencias en los valores de los índices geomorfológicos reflejan contrastes en la geometría estructural de las fallas que controlan a los segmentos de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez en el Escarpe Principal del Golfo.

Palabras Clave: Geomorfometría, Índices geomorfológicos, Escarpe Principal del Golfo, Sierra San Pedro Mártir, Sierra Juárez.

ABSTRACT of the thesis presented by **José de Jesús Díaz Torres** as a partial requirement to obtain the **MASTER OF SCIENCE** degree in Earth Science with orientation in Environmental Geosciences. Ensenada, Baja California, México, Noviembre de 2010.

GEOMORPHOMETRY OF MAIN GULF ESCARPMENT:

COMPARATIVE ANALYSIS BETWEEN SIERRA SAN PEDRO MÁRTIR

AND SIERRA JUÁREZ

The Main Gulf Escarpment is a fundamental tectonic and geomorphologic feature that defines the western limit of the Gulf of California extensional province and the eastern limit of the Baja California microplate. In northern Baja California, the MGE reaches 2.5 km in relieve and is defined into two distinct segments along the eastern mountain fronts of the Sierra San Pedro Mártir and Sierra Juárez. Although their general appearance is similar, these two segments are controlled by active faults with very different geometries and kinematics. San Pedro Mártir escarpment formed in the footwall of an east-directed normal fault system, whereas, the Sierra Juárez escarpment formed in the hanging wall of a major west-directed normal fault system. This study documents profound differences in the quantitative geomorphometry of fluvial drainage basins that comprise the to eastern mountain fronts of the Sierra San Pedro Mártir and Sierra Juárez.

A series of key geomorphic indices were calculated using digital elevation models with spatial resolution ~30 m and specialized software (*River Tools* and *Geomorphtools*). In the Sierra San Pedro Mártir, changes in patterns of relief, average slope, *SA* index, k_{sn} index and concavity index, are strongly correlated with four main fault segments that define this mountain front. These data document strong gradients in displacement and tectonic uplift that increases systematically from the northern and southern limits of the fault system toward the center. Irregularities in shape and size of large catchments are likely controlled by lithologic heterogeneities, which promoted lateral expansion and capture adjacent drainage catchments. Geomorphic indices from the Sierra Juarez also show along-strike gradients in uplift, but are consistently lower in magnitude than in San Pedro Martir. A notable exception is the hypsometric integral of drainage basins, which is anomalously high due to the presence of the Mesa Juárez Oriental, a broad geomorphic feature discovered and named for the first time in this study. In the eastern Sierra Juarez, the main drainage divide does not coincide with the top of the escarpment, but rather exists as much as 14 km farther west. Here the dominant westward inclination of the regional erosional platform carved by Eocene and Oligocene rivers that flowed from Sonora to the Pacific coast. This surface has been down warped toward the east. Catchments that reaches regional divide have complex shapes that were formed by capture of irregular drainage over plateau by escarpment drainage systems.

The data form this study suggest that the Mesa Juárez Oriental is the top of a monocline flexure that forms a rollover structure in the hanging wall of Cañada David detachment and Laguna Salada faults. Strong differences in values of geomorphic indices reflect the contrasting in structural geometry of the faults that control the San Pedro Martir and Sierra Juarez segments of the Main Gulf Escarpement.

Keywords: Geomorphometry, Geomorphic index, Main Gulf Escarpment, Sierra San Pedro Mártir, Sierra Juárez.

DEDICATORIA

A Martha Cristina,
el corazón de mi vida

A mis padres
Rosa y Jesús

A mis hermanos,
Eduardo, Liliana y David

A los pequeños Betito y Jazmin,
luz en nuestro camino

A la familia Bayardo Platas

A mis profesores de la Universidad,
M. en C. Carlos Suárez, Dra. Bertha Márquez,
Ing. Moisés Muñoz y Dr. Heriberto Cruz

AGRADECIMIENTOS

A mis amigos y miembros del comité de tesis, Dr. John Fletcher, Dr. Arturo Martín Barajas, M. en C. Francisco Suárez Vidal y Dr. Jorge Torres Rodríguez, por su valiosa contribución al presente trabajo, a mi formación personal y profesional.

Al CONACYT por el apoyo ofrecido por medio de la beca con número de registro 208243.

Al CICESE, por preocuparse en brindarme el apoyo de manutención y servicios de salud. A todas aquellas personas que con su trabajo hacen que todo esto haya sido posible. Particularmente, al personal de la Dirección de Estudios de Posgrado, de la Biblioteca y la División de Ciencias de la Tierra en CICESE.

A todos mis profesores de posgrado por invertir su esfuerzo en transmitir su valioso conocimiento.

Al meteorólogo Santiago Higareda y al Dr. Edgar Pavía, que con sus conocimientos y comentarios he complementado este trabajo. Aprecio su calidad humana.

A Ramón Mendoza, otro amigo que compartió su conocimiento y experiencia de trabajo en campo.

A mi esposa Martha Cristina, por su incondicional apoyo y por creer en el proyecto de vida que estamos construyendo.

A mis padres Rosa y Jesús, quienes me han transmitido la fuerza y coraje necesario para seguir adelante y por inculcar en mí los valores de compromiso, respecto y perseverancia.

A la familia Bayardo Platas, por el respaldo moral durante estos últimos años.

A Carlos Suárez, Bertha Márquez, Heriberto Cruz y Moisés Muñoz, responsables en parte de este logro personal. Un sincero agradecimiento por confiar en mí.

CONTENIDO	PÁGINA
Resumen español……..	**i**
Resumen ingles…….	**iii**
Dedicatorias……..	**iv**
Agradecimientos……..	**v**
Contenido……..	**vi**
Lista de Figuras……	**ix**
Lista de Tablas…….	**xv**
CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN……	**1**
I.1. Área de estudio……	2
I.2. Objetivos…….	4
I.2.1. Objetivo principal…….	4
I.2.2. Objetivos particulares……...	4
CAPÍTULO II. ESCARPE PRINCIPAL DEL GOLFO……	**5**
II.1. Evolución geológica del Escarpe Principal del golfo……	5
II.1.1. Litología……..	5
II.1.2. Historia de levantamiento……...	7
II.2. Segmentación del Escarpe Principal del Golfo……..	8
II.2.1. Sierra San Pedro Mártir……...	10
II.2.2. Sierra Juárez……	11
II.3. Sismicidad……..	13
II.4. Clima……..	13
CAPÍTULO III. ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS……..	**18**
III.1. Basculamiento……...	18
III.2. Elevación de desembocadura……	19
III.3. Relieve……..	20
III.4. Área……...	20
III.5. Longitud del canal principal…….	20
III.6. Densidad de drenaje……..	20
III.7. Elongación de subcuenca……..	21
III.8. Integral y curva hipsométrica……...	22
III.9. Pendiente del terreno……	24
III.10. Índice gradiente-área (SA)…….	25
III.11. Valores medios ponderados del índice gradiente-área (SA_m)…….	26
III.12. Índice de concavidad (θ) e índice de pendiente normalizado (k_{sn})	27
CAPÍTULO VI. METODOLOGÍA……...	**32**
IV.1. Materiales…….	32
IV.2. Restricciones de los modelos digitales de elevación……	33
IV.3. Procedimientos…….	33

CONTENIDO (Continuación) **PÁGINA**

IV.3.1. Delimitación del subcuencas y agrupación de datos……... 33
IV.3.2. Extracción y cálculo de índices geomorfológicos empleando *River Tools*……... 34
VI.3.3. Extracción y cálculo de índices geomorfológicos empleando *Arc Gis* y *MatLab*……. 35

CAPÍTULO V. RESULTADOS…… **39**
V.1. Frente de montaña de Sierra San Pedro Mártir……. 39
V.1.1. Elevación de la desembocadura……. 43
V.1.2. Relieve……... 43
V.1.3. Área…… 43
V.1.4. Longitud del canal principal…….. 44
V.1.5. Densidad de drenaje……... 44
V.1.6. Razón de elongación…….. 44
V.1.7. Integral hipsométrica……. 44
V.1.8. Pendiente, gradiente-área (*SA*) y pendiente normalizada (k_{sn}) promediados por subcuenca…. 46
V.1.9. Índice *SA*, índice de Concavidad y k_{sn} por segmentos de canal…. 46
V.2. Frente de montaña de Sierra Juárez…….. 50
V.2.1. Elevación de la desembocadura……. 53
V.2.2. Relieve……... 53
V.2.3. Área…… 54
V.2.4. Longitud del canal principal…….. 54
V.2.5. Densidad de drenaje……... 54
V.2.6. Razón de elongación…….. 55
V.2.7. Integral hipsométrica……. 55
V.2.8. Pendiente, gradiente-área (*SA*) y pendiente normalizada (k_{sn}) promediados por subcuenca…….. 58
V.2.9. Índice *SA*, índice de Concavidad y k_{sn} por segmentos de canal…. 58

CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN…… **62**
VI.1. Variación de índices geomorfológicos en Sierra San Pedro Mártir 62
VI.2. Variación de índices geomorfológicos en Sierra Juárez…….. 68
VI.3. Comparaciones entre Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez…… 73

CAPÍTULO VII. CONCLUSIONES...……. **78**

REFERENCIAS CITADAS……... **81**

Apéndice A. Normales climáticas de las estaciones: Observatorio San Pedro Mártir y Sierra Juárez…… **85**

CONTENIDO (Continuación) **PÁGINA**

Apéndice B. Resultados de concavidad y sus incertidumbre, coeficiente de correlación (R) y determinación (R^2) para la relación área-pendiente, calculados para segmentos de canales principales de las subcuencas que forman parte del frente de montaña de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez. ……. **87**

Apéndice C. Conjunto de gráficas que exponen: Arriba: Un perfil longitudinal del canal de subcuencas, Al centro: La relación de área de drenaje-distancia, y Abajo: Valores de concavidad y k_{sn} calculados para segmento de canal…….. **93**

FIGURA	LISTA DE FIGURAS	PÁGINA
1	Mapa con la localización del área de estudio. Polígonos (líneas negras) señalan límites de cuencas; líneas negras discontinuas señalan la base del frente de montaña de los segmentos Sierra Juárez y Sierra San Pedro Mártir (norte y sur, respectivamente), a partir de allí, aguas arriba se definen los sistemas de subcuencas. El límite occidental de cuenca Valle Chico-San Felipe corresponde con el límite superior del escarpe de Sierra San Pedro Mártir y el límite occidental de cuenca Laguna Salada con la parte más elevada Mesa Juárez Oriental (MJO) delimitada por una línea roja discontinua. Nomenclatura: Sierra Las Tinajas (SLT); Sierra Cucapá (SC); Sierra El Mayor (SEM); Sierra San Felipe (SSF); Sierra Santa rosa (SSR); Cuenca Santa Rosa (CSR).	3
2	Mapa geológico del norte de Baja California compuesto por las cartas A y B de Gastil *et al*. (1975) sobre un modelo digital de elevación con resolución espacial de 30 m. Los polígonos (líneas negras) señalan límites de cuencas; Nomenclatura: Sierra Las Tinajas (SLT); Sierra Cucapá (SC); Sierra El Mayor (SEM); Sierra San Felipe (SSF); Sierra Santa rosa (SSR); Cuenca Santa Rosa (CSR).	6
3	Mapa que exhibe los principales segmentos de rift y estructuras que controlan al Escarpe Principal del Golfo (Axen, 1995). El escarpe es dividido en dos segmentos por una zona de acomodamiento definida por el campo volcánico de Sierra Las Tinajas (SLT). Las figuras A y B son secciones que representan la geometría de las estructuras controladas por patrones de levantamiento y subsidencia en Sierra Juárez y Sierra San Pedro Mártir, respectivamente. Nomenclatura: Sierra San Pedro Mártir (SSPM); Valle San Felipe (VSF); Cuenca Santa Rosa (CSR); Detachment Cañada David (DCD); Cuenca Laguna Salada (LS). Modificado de Axen (1995).	9
4	Mapa de sismicidad en el norte de Baja California registrada por la Red Sísmica del Noroeste de México durante el periodo 1976-2010. La porción central del frente montañoso de Sierra Juárez presenta una mayor cantidad de eventos sísmicos que en el resto del Escarpe Principal. Esta sismicidad se asocia con la actividad tectónica del sistema de falla de Sierra Juárez. Mesa Juárez Oriental representada con achurado blanco; fallas normales de ángulo alto (líneas blancas); Sierra Las Tinajas (SLT); Sierra San Felipe (SSF); Sierra Santa Rosa (SSR); Cuenca Santa Rosa (CSR); Sierra Cucapá (SC); Sierra El Mayor (SEM).	14
5	Gráficas con datos de temperatura y precipitación registrados en la cima del Escarpe Principal del Golfo. La curva de precipitación registrada en San Pedro Mártir presenta un importante incremento entre los meses de Julio a Septiembre, representa precipitaciones relacionadas al Monzón Mexicano. Este fenómeno parece tener menor influencia sobre Sierra Juárez.	15

FIGURA	LISTA DE FIGURAS (Continuación)	PÁGINA
6	Imágenes satelitales de la tormenta tropical "Georgette" (22 de Septiembre de 2010) en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos (resolución espacial: 4 km). Muestran la distribución y circulación de corrientes atmosféricas y la humedad que se incorpora al Monzón Mexicano. En la parte superior imagen satelital sensible al espectro infrarrojo, muestra nubosidad de capas altas: colores fríos representan temperaturas bajas y colores cálidos a temperaturas altas. La imagen en la parte inferior una imagen dentro del espectro visible muestra nubosidad superficial. Fuente: http://www.wrh.noaa.gov/sgx/	16
7	Esquema de basculamiento en la región de Bishop California. La figura presenta una superficie de basculamiento de ~3° de inclinación sobre la que se desarrolla una red de drenaje orientada hacia el sureste controlada por un conjunto de fallas normales con orientación sur-norte. Este arreglo sugiere un basculamiento regional hacia el este. Modificado de Burbank y Anderson (2007).	19
8	Esquema que representa la razón de elongación. Es una relación entre el ancho medio y longitud axial de una subcuenca representada por el círculo "a" o alguna de las elipses "b, c o d". Si consideramos que el punto de intersección del círculo o cualquier elipse con el eje horizontal es la desembocadura de una subcuenca. En el caso de la elipse tipo c o b el modelo sugiere la forma de una cuenca elongada. Una elipse tipo d, expone la forma de una subcuenca antigua o con un desarrollo complejo como el que explica Burbank y Anderson (2007).	22
9	Esquema de los elementos que definen la función de la integral hipsométrica. La figura de la parte superior izquierda precisa los límites de la superficie (subcuenca) donde se ha de calcular el volumen de roca (V), está definida por un plano base horizontal consistente con la desembocadura, un plano de cima y la divisoria de la subcuenca. Las imágenes a la izquierda señalan los elementos que intervienen en la función integral para estimar el volumen. La imagen de la derecha presenta la curva hipsométrica normalizada, el área que está por debajo de la cuerva representa el volumen de masa en una subcuenca en términos relativos; la forma de la curva ha de variar conforme a la distribución de roca en la subcuenca. Tonado de Keller y Pinter (2002); modificado de Strahler, (1952).	23
10	Esquema del cálculo de la pendiente sobre algún área o sección longitudinal (P). Se calcula mediante la función tangencial referida a dos puntos (a y b) situados a diferente elevación sobre un plano horizontal base. El gráfico de la izquierda indica como se calcula la pendiente en términos angulares. A la derecha, el gráfico señala como se calcula la pendiente del terreno en términos porcentuales.	25
11	Perfil longitudinal del arroyo Elder California, exhibe la presencia de *knickpoints* representados por secciones cóncavas cara hacia arriba formadas por el desarrollo de terrazas (T1, T2 y T3). Modificado de Burbank y Anderson (2007).	27

FIGURA	LISTA DE FIGURAS (Continuación)	PÁGINA
12	Representación gráfica de curvas de ajuste a perfiles longitudinales. La gráfica A presenta un perfil longitudinal de una subcuenca de la parte central del escarpe de Sierra San Pedro Mártir, la línea color magenta representa el perfil suavizado. La gráfica B presenta una relación de registros de gradiente-área (S-A) en un dominio logarítmico, exhibe rectas de regresión ajustadas para cada segmento de canal muestreado. En ambas figuras la línea color cyan define la curva predefinida por θ_{ref}; la línea azul oscuro representa la curva ajustada a los registros S-A calculada por la función de regresión; y el área sombreada indica A_{cr}. La pendiente de la recta azul oscuro en la gráfica B indica el valor de θ, la proyección de la recta al eje de gradiente define el valor de k_{sn} (Wobus *et al.,* 2006 y Whipple *et al*., 2007).	29
13	Esquema del orden de celdas de un MDE que el algoritmo de *Arc Gis 9.2* (ecuaciones 12 y 13) requiere para el cálculo de la pendiente de la celda central.	36
14	Mapa que exhibe largos y extensos sistemas fluviales que descargan dominantemente al oeste y suroeste (azul); por otra parte, cortos y pequeños sistemas (rojo) que fluyen dominantemente al este y noreste, se desarrollan sobre el frente de montaña del Escarpe Mayor del Golfo y desembocan en cuenca Laguna Salada y Valle Chico-San Felipe; las líneas negras discontinuas señalan la base del frente de montaña de los segmentos Sierra Juárez y Sierra San Pedro Mártir (norte y sur, respectivamente).	40
15	Mapa del sistema de subcuencas sobre el frente de montaña de Sierra San Pedro Mártir. Las subcuencas en color rojo alcanzan la divisoria del frente montañoso. Estrellas blancas señalan las subcuencas que han crecido por la captura del drenaje de subcuencas adyacentes.	41
16	Representación gráfica de valores de índices geomorfológicos del frente montañoso de Sierra San Pedro Mártir. La escala del eje horizontal indica la posición del centroide de subcuencas proyectado a la línea de referencia en dirección sur-norte (0-110 km). Los límites de segmentos (1, 2, 3 y 4) del frente montañoso están definidos por la segmentación de falla San Pedro Mártir. El tamaño de las esferas representa rangos de área definidos por quintiles (ver leyenda en la parte superior). Las esferas en color rojo representan subcuencas que alcanzan la parte más alta del frente montañoso. Los resultados de las gráficas H y J representan valores medios de pendiente y k_{sn}, respectivamente.	42
17	Mapa geológico del norte de Baja California (cartas A y B de Gastil *et al*., 1975) sobre un modelo digital de elevación con resolución espacial de 30 m. Polígonos con contornos blancos señalan los límites de subcuencas en el escarpe de San Pedro Mártir. El mapa indica que la mayoría de las subcuencas de gran tamaño (subcuencas con achurado en líneas horizontales) se desarrollan sobre rocas metamórficas, las cuales son más fáciles de erosionar.	45

FIGURA	LISTA DE FIGURAS (Continuación)	PÁGINA
18	Gráfica de los valores y distribución espacial de la concavidad y su relación con la magnitud del relieve a lo largo del frente de montaña San Pedro Mártir. Los límites de rango de concavidad están definidos de acuerdo a la clasificación de Whipple (2004).	47
19	Mapa de sistemas de drenaje con valores de índice *SA* sobre el frente de montaña de Sierra San Pedro Mártir. Los tonos en naranja y rojo señalan zonas donde el poder de las corrientes incrementa; los tonos en azul y verde indican zonas donde el gradiente es bajo o moderado.	48
20	Mapa de sistemas de drenaje con valores del índice k_{sn} sobre el frente de montaña de Sierra San Pedro Mártir. Los valores más altos de k_{sn} (colores naranja y rojo) se concentran con mayor frecuencia en la parte central del frente montañoso.	49
21	Mapa del sistema de subcuencas sobre el frente de montaña de Sierra Juárez. Las subcuencas en color rojo alcanzan la divisoria del frente montañoso; los límites y la numeración en color azul definen los segmentos en que fue dividido el frente montañoso.	51
22	Representación gráfica de los valores de índices geomorfológicos del frente montañoso de Sierra Juárez. La escala del eje horizontal indica la posición de la desembocadura de subcuencas en dirección sur-norte (0-136 km). Los límites de los segmentos (1, 2, 3 y 4) del frente montañoso están definidos por cambios geomorfológicos y estructurales. El tamaño de las esferas representa rangos de área definidos por quintiles (ver leyenda en la parte superior). Las esferas en color rojo representan subcuencas que alcanzan la parte más alta del frente montañoso. Los resultados de las gráficas H y J representan valores medios de pendiente y k_{sn}, respectivamente.	52
23	Modelo de evolución morfológica del terreno, A) Representa la morfología de una cuenca en estado de desequilibrio, hace referencia a subcuencas con superficies semiplana donde el estado de disección es insignificante. Las graficas proyectan las curvas hipsométricas para algunas de las subcuencas localizadas en la porción central y norte del frente de montaña de Sierra Juárez ordenadas conforme a su posición sureste-noroeste, estas subcuencas se desarrollan sobre la superficie de Mesa Juárez. El área por debajo de la curva y el valor de la integral hipsométrica señalan la proporción de área-relieve en la subcuencas.	56
24	Modelo de evolución morfológica del terreno, A) Representa la morfología de una cuenca en estado de equilibrio donde el estado de disección es significante. Las gráficas proyectan las curvas hipsométricas para algunas de las subcuencas localizadas en la porción central y norte sobre de la zona escarpada de Sierra Juárez ordenadas conforme a su posición sureste-noroeste. El área por debajo de la curva y el valor de la integral hipsométrica señalan la proporción de área-relieve en la subcuencas.	57

FIGURA	LISTA DE FIGURAS (Continuación)	PÁGINA
25	Gráfica de los valores y distribución espacial de la concavidad y su relación con la magnitud del relieve a lo largo del frente de montaña de Sierra Juárez. Los límites de rango de concavidad están definidos de acuerdo a la clasificación de Whipple (2004).	59
26	Mapa de sistemas de drenaje con valores de índice *SA* sobre el frente de montaña de Sierra Juárez. Los tonos en naranja y rojo señalan zonas donde el poder de corrientes incrementa; tonos en azul y verde localizados principalmente sobre Mesa Juárez Oriental, indican un gradiente bajo.	60
27	Mapa de sistemas de drenaje con los valores de k_{sn} sobre el frente de montaña de Sierra Juárez. Los valores más altos de k_{sn} (colores naranja y rojo) se concentran con mayor frecuencia sobre la parte escarpada del frente montañoso.	61
28	Evolución del proceso de deformación y degradación de facetas triangulares en frentes montañosos. Sugiere periodos de desplazamiento tectónico alternados con periodos de ausencia o estabilidad tectónica. A) Formación de un escarpe, B) Formación de facetas por la incisión de corrientes, C) Periodo de estabilidad y degradación del escarpe. El proceso se repite entre D y H. Tomado de Hamblin (1976).	65
29	Perfil transversal de un escarpe que explica la disminución de la pendiente sobre superficies de facetas triangulares. Tomado de Hamblin (1976).	65
30	Fotografías del escarpe San Pedro Mártir. Presenta la formación de varias generaciones de facetas triangulares en la porción sur y central del escarpe (A y B, respectivamente). Las facetas triangulares representan evidencia de periodos de levantamiento activo y calma tectónica. Las facetas son más jóvenes aguas abajo; las líneas discontinuas señalan algunas de las secciones de bancos semiplanos asociados a periodos de estabilidad o calma tectónica. Fotografía de John Fletcher.	66
31	Fotografías de la porción norte del escarpe San Pedro Mártir. Exhiben varias generaciones de facetas triangulares y la formación de recientes terrazas y escarpes de falla. Líneas punteadas señalan algunas de las secciones de bancos semiplanos asociados a periodos de estabilidad o calma tectónica; líneas discontinuas en la base del escarpe señalan un segmento de falla San Pedro Mártir.	67
32	Mapa de pendientes, las dos clases de pendiente resaltan el contraste que hay entre el área semiplana correspondiente a Mesa Juárez Oriental (línea amarillo discontinua) y la zona de escarpe de Sierra Juárez. Línea azul: Línea de inflexión y divisoria regional; Polígono (línea negra): Límite de cuenca Laguna Salada; línea negra discontinua: Base del frente montañoso de Sierra Juárez.	69

FIGURA	LISTA DE FIGURAS (Continuación)	PÁGINA
33	Esquema de los estilos estructurales presentes en Sierra Juárez. A) Perfil transversal que muestra la geometría de las estructuras que controlan el desplazamiento de la placa superior en la porción central y norte de Sierra Juárez, modificado de Axen (1995). B) Perfil transversal que muestra la geometría de las estructuras en la porción sur de Sierra Juárez, modificado de Lee *et al*. (1996).	73
34	Comparación de los resultados de índices geomorfológicos entre los frentes de montaña de Sierra San Pedro Mártir (columna izquierda) y Sierra Juárez (columna derecha). Los indicadores señalan significativas diferencias entre ambos frentes montañosos. El tamaño de las esferas representa rangos de área definidos por quintiles. Las esferas en color rojo representan a subcuencas que alcanzan la parte más alta del frente montañoso. Los resultados de las gráficas B y D representan valores medios de pendiente y k_{sn}, respectivamente.	75
35	Perfil transversal del norte de Laguna Salada. Representa el modelo de pliegue *rollover* y de fallamiento normal que explica la migración de la deformación hacia el W e infiere una geometría antilístrica somera. *Detachment* Cañada David (DCD); Falla Laguna Salada (FLS). Modificado de Fletcher y Spelz (2009).	76
36	Comparación de los resultados de concavidad y su relación con la magnitud del relieve a lo largo del Escarpe Principal de Golfo. Los límites de rango de concavidad están definidos de acuerdo a la clasificación de Whipple (2004).	77

TABLA	LISTA DE TABLAS	PÁGINA
I	Sensibilidad de los elementos de un sistema de cuenca al cambio tectónico	18
II	Registro de valores de concavidad en *knickpoints* sobre el Escarpe de San Pedro Mártir	46
III	Registro de valores de concavidad en *knickpoints* sobre el Escarpe Sierra Juárez	59
IV	Normales Climatológicas 1971-2000, Estación: 0000, Observatorio San Pedro Mártir	85
V	Normales Climatológicas 2000-2010, Estación: 00002066, Sierra Juárez, Ensenada.	86
VI	Lista de los valores de concavidad (θ) y sus incertidumbres (σ) calculados para cada segmento de canal muestreado en Sierra San Pedro Mártir. R y R^2 representan los coeficientes de correlación y desviación derivados de la estimación de regresiones para el ajuste de curvas a perfiles longitudinales.	87
VII	Lista de los valores de concavidad (θ) y sus incertidumbres (σ) calculados para cada segmento de canal muestreado en Sierra Juárez. R y R^2 representan los coeficientes de correlación y desviación derivados de la estimación de regresiones para el ajuste de curvas a perfiles longitudinales.	90

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

La geomorfología tectónica estudia la deformación de la superficie del terreno mediante la evaluación de la magnitud y velocidad de los procesos tectónicos considerando el tipo de roca y las condiciones climáticas. Muchos de los modelos propuestos se enfocan en la evolución geomorfológica por medio del balance entre tasas de levantamiento y denudación de la corteza (Keller y Pinter, 2002; Burbank y Anderson, 2007). El análisis geomorfológico representa una de las primeras aproximaciones para la detección y entendimiento de las etapas de evolución geomorfológica del terreno causada por procesos tectónicos. La morfometría es una herramienta de la geomorfología tectónica que caracteriza la forma, tamaño y elevación del terreno. Estas mediciones proporcionan datos útiles para el cálculo de índices geomorfológicos.

A mediados del siglo XX, estudios sobre el análisis y relación de propiedades físicas de canales, redes de drenaje, procesos de erosión, volumen y la evolución topográfica en subcuencas ofrecieron avances significativos en el campo de la geomorfología (Horton, 1945; Strahler, 1952, 1953 y 1956). Estos trabajos fueron inspirados en conceptos y observaciones de trabajos previos llevados a cabo por Gilbert (1880 y 1909), Davis (1909), Gravelius (1914), Bailey (1935), entre otros. Estudios posteriores, destacan el análisis de perfiles longitudinales de canales y sugieren una fuerte relación entre el gradiente local de secciones del perfil y el área aguas arriba. Explican el efecto de descargas, aporte y tamaño de grano de sedimentos, resistencia del basamento y eventos tectónicos (p.e., Hack, 1973; Flint, 1974; Bull y McFadden, 1977; Sheperd, 1985; Schumm, 1993). En los últimos 20 años, el análisis geomorfológico se ha beneficiado con el uso de Modelos Digitales de Elevación (MDE) y Software especializado. Esto ha permitido reducir el tiempo que se empleaba para la medición de rasgos y el cálculo de indicadores en grandes regiones. Recientemente, los estudios geomorfológicos centran su atención entorno al análisis de perfiles longitudinales y han encontrado modelos que explican el

estado de la actividad tectónica o evolución del terreno. Para tener mejores aproximaciones, estos modelos son calibrados con un mayor número de parámetros obtenidos de observaciones y muestras de campo (p.e., Howard, 1994; Sklar y Dietrich, 1998 y 2001; Stock y Montgomery, 1999; Whipple *et al*., 1999 y 2000; Kirby y Whipple, 2001; Snyder *et al*., 2003; Wobus *et al*., 2006).

En la actualidad no hay reportes de un análisis geomorfológico de este tipo en la región norte de Baja California, la cual experimenta deformación activa asociada a la separación de la microplaca de Baja California del continente. Por eso el interés de llevar a cabo este trabajo que caracterice y señale los contrastes de índices geomorfológicos en dos segmentos del Escarpe Principal del Golfo, el cual constituye el límite occidental de la zona de extensión continental del rift.

I.1. Área de estudio

Los frentes montañosos de Sierra San pedro Mártir y Sierra Juárez forman parte del Escarpe Principal del Golfo y definen el margen occidental del la Provincia Extensional del Golfo en el norte de Baja California (Gastil *et al*., 1975) (figura 1). El frente de montaña oriental de Sierra San Pedro Mártir esta formado por un escarpe que alcanza los 3,042 msnmm y una longitud de ~100 km orientado con un azimut de 325°. Este frente montañoso marca el límite occidental de la cuenca Valle Chico-San Felipe (~3,093 km^2) (figura 1).

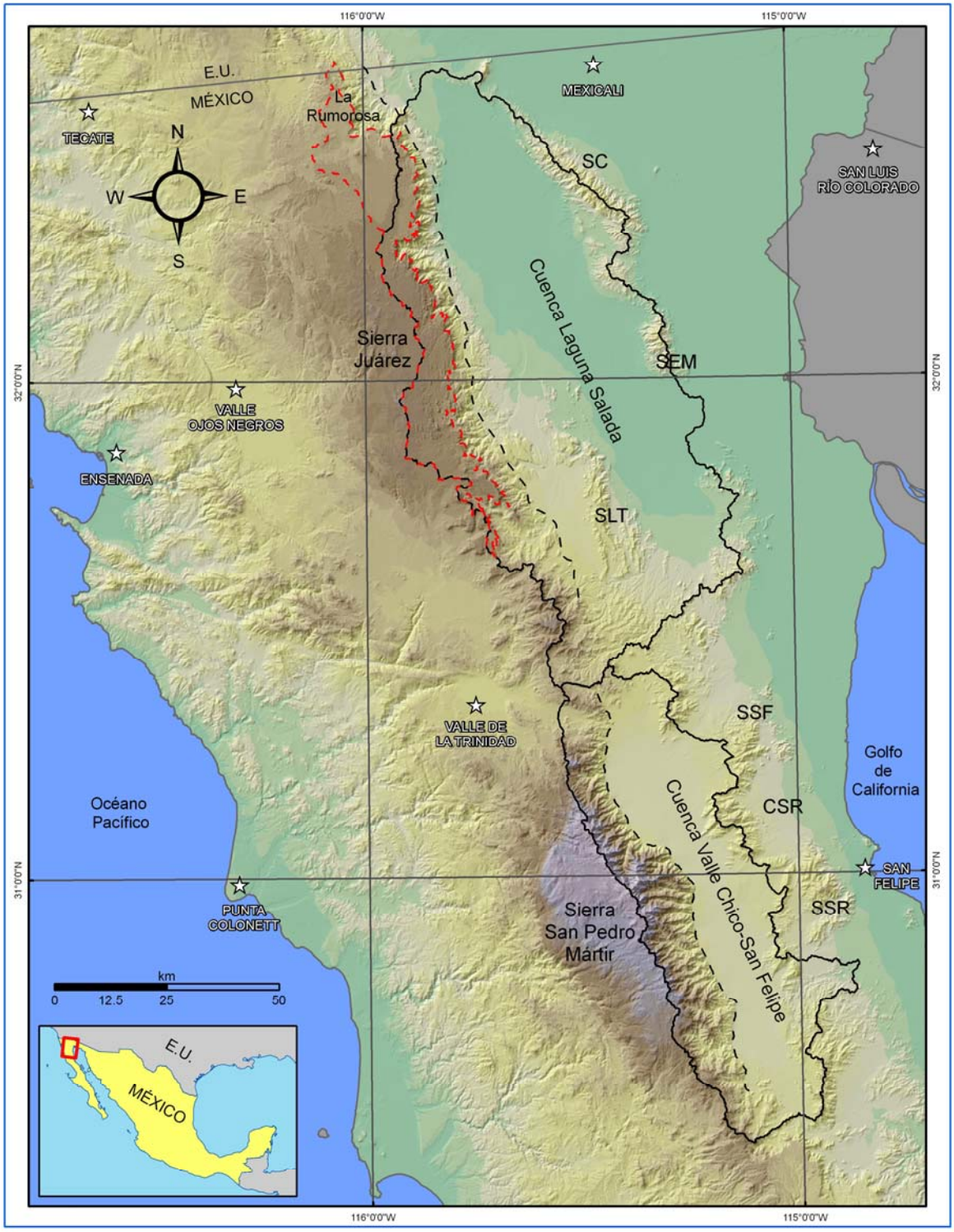


Figura 1. Mapa con la localización del área de estudio. Polígonos (líneas negras) señalan límites de cuencas; líneas negras discontinuas señalan la base del frente de montaña de los segmentos Sierra Juárez y Sierra San Pedro Mártir (norte y sur, respectivamente), a partir de allí, aguas arriba se definen los sistemas de subcuencas. El límite occidental de cuenca Valle Chico-San Felipe corresponde con el límite superior del escarpe de Sierra San Pedro Mártir y el límite occidental de cuenca Laguna Salada con la parte más elevada Mesa Juárez Oriental (MJO) delimitada por una línea roja discontinua. Nomenclatura: Sierra Las Tinajas (SLT); Sierra Cucapá (SC); Sierra El Mayor (SEM); Sierra San Felipe (SSF); Sierra Santa rosa (SSR); Cuenca Santa Rosa (CSR).

El frente de montaña oriental de Sierra Juárez tienen ~136 km de longitud con una orientación de 345° y con una elevación máxima de 1,979 m. Este frente define el límite oeste de la cuenca Laguna Salada (~6,118 km^2) (figura 1). Al oeste del escarpe de Sierra Juárez hay una superficie semiplana con una extensión que varia entre 1 y 14 km de amplitud a lo largo del frente de montaña. Esta superficie denominada en este trabajo como Mesa Juárez Oriental (MJO), drena a la cuenca Laguna Salada. Esta superficie se amplifica en la zona de "La Rumorosa", localizada en la parte norte del área de estudio (figura 1).

I.2. Objetivos

I.2.1. Objetivo principal

Caracterizar variaciones de los índices geomorfológicos causadas por las fallas que controlan el levantamiento en las subcuencas fluviales a lo largo del frente de montaña de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez.

I.2.2. Objetivos particulares

1. Comparar resultados de los índices geomorfológicos ante variaciones estructurales de las fallas que controlan al Escarpe Principal del Golfo en el norte de Baja California.
2. Analizar y clasificar los resultados de los indicadores para definir segmentos y/o dominios de las fallas que controlan al Escarpe Principal del Golfo en el norte de Baja California.

CAPÍTULO II. EL ESCARPE PRINCIPAL DEL GOLFO

El Escarpe Principal del Golfo define el límite topográfico entre la depresión tectónica del golfo y el margen de la microplaca de Baja California (Plattner *et al*., 2007). Marca el límite occidental de la Provincia Extensional del Golfo que comenzó a formarse durante el Mioceno temprano (Gastil *et al*., 1975). Se extiende por más de 1,000 km desde el área Mar Salton hasta el extremo sur de la península de Baja California. El Escarpe Principal del Golfo es controlado estructuralmente por sistemas de fallas maestras que definen segmentos de hasta 150 km de longitud (Axen, 1995). Este estudio pretende caracterizar la geomorfología en dos segmentos tectónicamente contrastantes en el norte del Escarpe Principal del Golfo: 1) El segmento de Sierra San Pedro Mártir, y 2) El segmento de Sierra Juárez.

II.1. Evolución geológica del Escarpe Principal del Golfo

II.1.1. Litología

El basamento cristalino en Sierra San Pedro Mártir esta constituido por afloramientos de gneiss y secuencias de rocas metasedimentarias del Paleozoico (probablemente del periodo Carbonífero), estas rocas son intruidas por plutones de tonalita y granodiorita del Cretácico superior (Gastil *et al*., 1975; Ortega-Gutiérrez, 2003) (figura 2). En la porción sur del escarpe de San Pedro Mártir yacen capas de roca volcánica y depósitos aluviales y fluviales (Gastil *et al*., 1975) y más al sur, en la Provincia Volcánica de Puertecitos yacen capas de rocas volcánicas y sedimentos marinos del Mioceno-Plioceno temprano (Martín-Barajas *et al*., 1997).

El basamento en Sierra Juárez tiene una composición litológica similar a Sierra San Pedro Mártir, esta constituida dominantemente por rocas metamórficas ricas en carbonatos del Paleozoico, esquistos y gneiss del Mesozoico; estas rocas son intruidas por plutones de granodiorita y tonalita (Gastil *et al*., 1975) (figura 2).

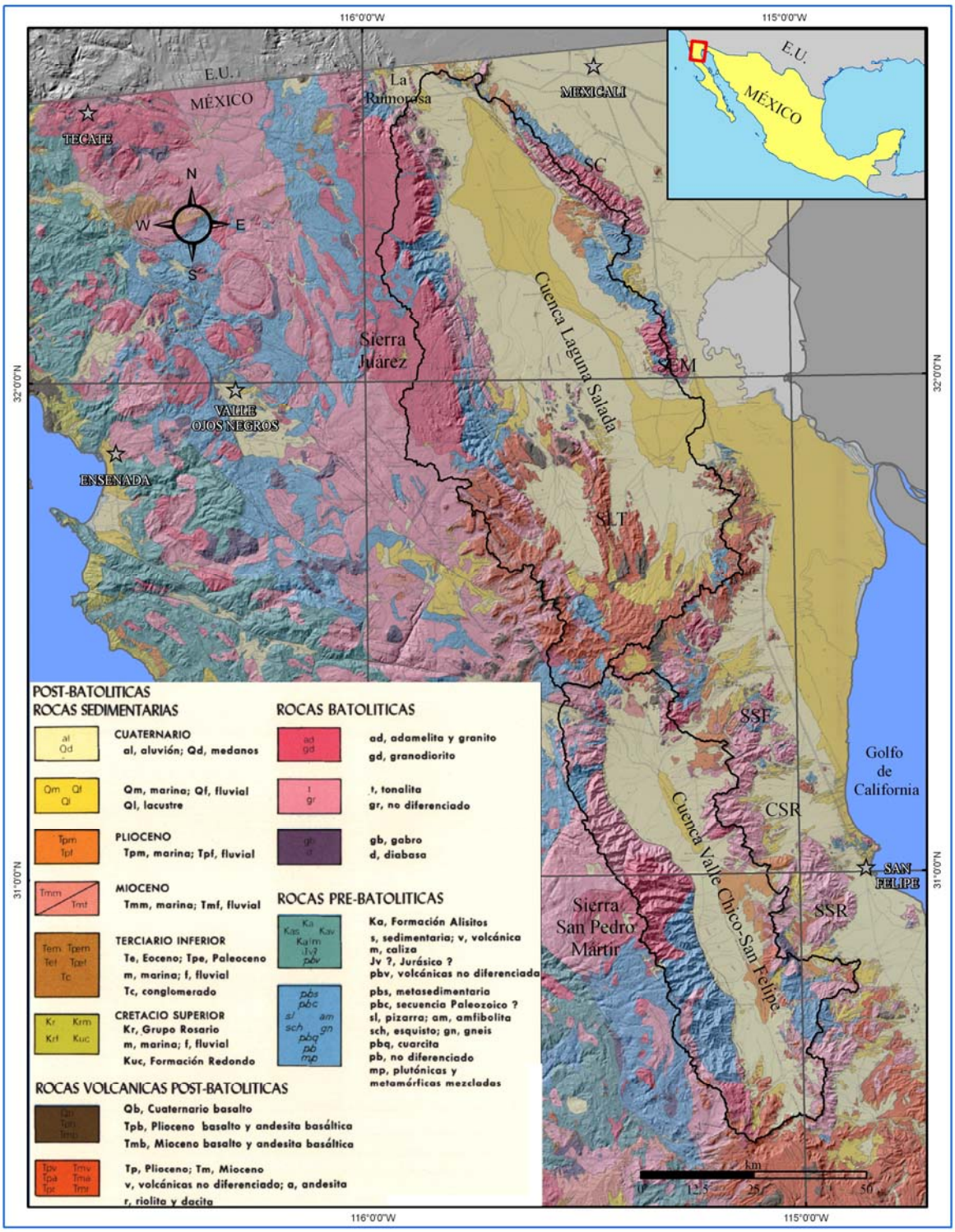


Figura 2. Mapa geológico del norte de Baja California compuesto por las cartas A y B de Gastil *et al*. (1975) sobre un modelo digital de elevación con resolución espacial de 30 m. Los polígonos (líneas negras) señalan límites de cuencas; Nomenclatura: Sierra Las Tinajas (SLT); Sierra Cucapá (SC); Sierra El Mayor (SEM); Sierra San Felipe (SSF); Sierra Santa rosa (SSR); Cuenca Santa Rosa (CSR).

En la porción norte de Sierra Juárez hay remanentes de depósitos de tobas andesítico-dacíticas de ~18.5 Ma que también afloran al pie del escarpe (Romero-Espejel, 1997). En la porción sur de Sierra Juárez, cerca de Sierra Las Tinajas (figura 2) una secuencia de capas sedimentarias y volcánicas del Mioceno temprano-medio cubren al basamento cristalino (Gastil *et al*., 1975). Esta secuencia se compone por areniscas conglomeráticas y flujos de lava basáltica cubiertas por depósitos volcánicos terciarios tipo lahares con clastos ricos en dacitas y andesitas. Esta secuencia volcánica sedimentaria esta cubierta por flujos de cenizas tobáceas y flujos basálticos del Mioceno medio que antecede la formación del escarpe (Gastil *et al*., 1975; Mendoza-Borunda *et al*., 1998).

II.1.2. Historia del levantamiento

Resultados de análisis termocronológicos en diferentes zonas entorno al Escarpe Principal del Golfo han registrado varias fases de denudación y enfriamiento producidas por levantamiento. El análisis termocronológico de muestras de biotita y feldespato potásico tomadas a lo largo de un perfil al norte de Sierra Juárez, registra dos fases de rápido levantamiento durante el Cretácico superior (Grove *et al*., 2003). La primera fase de levantamiento (91-86 Ma) se atribuye a la denudación superficial en la porción noroeste del perfil, esta relacionada con el emplazamiento de un conjunto de plutónicos denominado “La Posta”. En contraste, la segunda fase de levantamiento (78-68 Ma) fue más intensa y se atribuye al declive en el ángulo de subducción de la placa Farallón por debajo del Batolito Peninsular durante la formación de la Orogenia Laramide. Estos eventos provocaron la denudación de al menos 11 km de espesor del Batolito Peninsular (Grove *et al*., 2003). A causa de estos eventos de levantamiento durante el Cretácico superior se ha formado una superficie de erosión en la cima de la Sierra Peninsular.

En Sierra El Mayor, Axen, *et al* (2000) reconocen dos eventos de enfriamiento en torno a domo Monte Blanco localizado en el bloque de piso del *detachment* de Cañada David. En el primero, la termocronología en muestras de biotita y feldespato potásico señalan que el primer evento ocurrió durante el Eoceno-Oligoceno y se calcula una denudación de 3 a 4 km relacionada al levantamiento del Batolito Peninsular.

Traza de fisión de apatita y edades de (U-Th/He) registran una segunda etapa de rápido enfriamiento en torno al domo Monte Blanco durante el Neogeno tardío, lo que marca el inicio de la formación del Escarpe Principal (Axen *et al.*, 2000). Este último evento ocurre en respuesta a la exhumación del bloque de piso del *detachment* Cañada David relacionado con el proceso de extensión de la corteza hace ~5 a ~4 Ma. Seiler *et al*. (2010) por medio de análisis de traza de fisión de Apatita y edades de (U-Th/He) en el bloque de piso del *detachment* Santa Rosa (al este del escarpe de San Pedro Mártir) señalan que el inicio de la extensión en esta región ocurre entre 9 y 8 Ma. Seiler *et al* (2010) menciona que el evento de enfriamiento registrado por Axen *et al*. (2000) en el domo Monte Blanco durante Eoceno-Oligoceno no se manifestó en la región de Sierra San Felipe (al este del escarpe de San Pedro Mártir). Estos dos estudios documentan que la extensión cortical y la formación del Escarpe Principal iniciaron en el Mioceno medio-tardío.

II.2. Segmentación del Escarpe Principal del Golfo

Axen (1995) divide a la porción norte del Escarpe Principal del Golfo en cuatro segmentos que reflejan dos estilos estructurales controlados por dos sistemas de falla tipo *detachment*. Estos segmentos se extienden sobre la porción central y norte de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez. Los dos frentes montañosos son separados por una zona de acomodamiento estructural en las inmediaciones de la Sierra Las Tinajas (figura 3). En este

modelo, Sierra San Pedro Mártir está limitada al sur por otra zona de acomodamiento en la región de Puertecitos (figura 3).

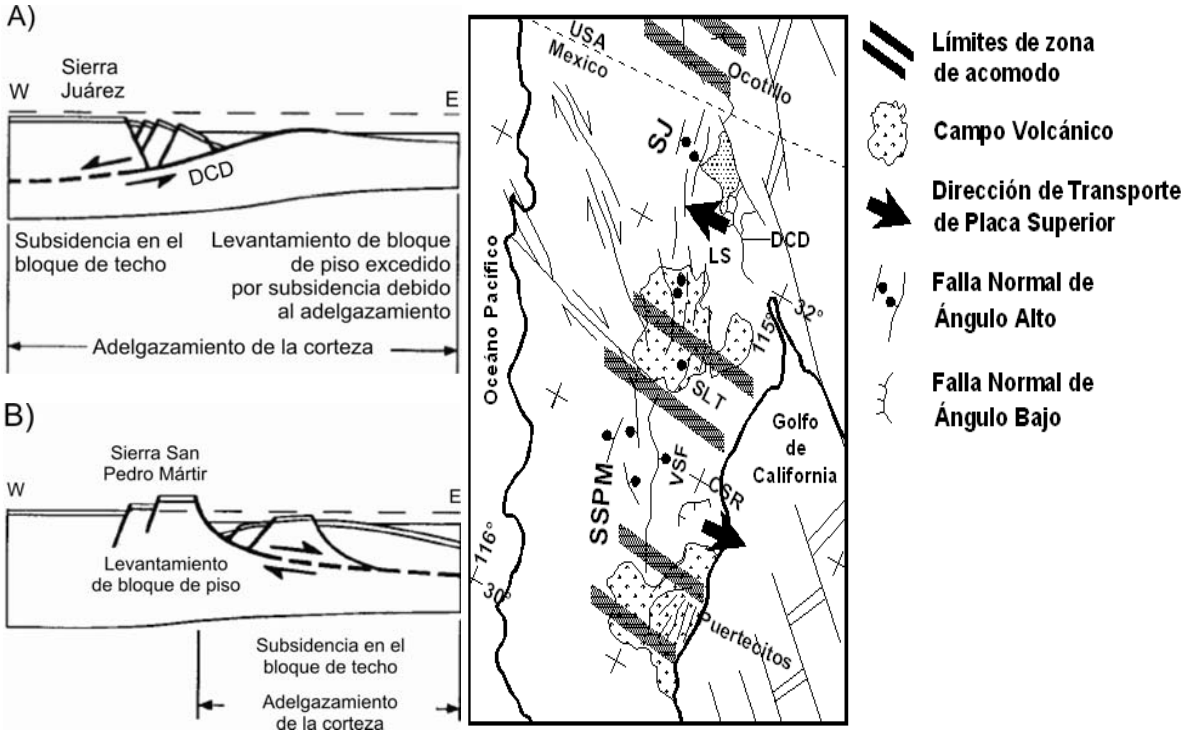


Figura 3. Mapa que exhibe los principales segmentos de rift y estructuras que controlan al Escarpe Principal del Golfo (Axen, 1995). El escarpe es dividido en dos segmentos por una zona de acomodamiento definida por el campo volcánico de Sierra Las Tinajas (SLT). Las figuras A y B son secciones que representan la geometría de las estructuras controladas por patrones de levantamiento y subsidencia en Sierra Juárez y Sierra San Pedro Mártir, respectivamente. Nomenclatura: Sierra San Pedro Mártir (SSPM); Valle San Felipe (VSF); Cuenca Santa Rosa (CSR); *Detachment* Cañada David (DCD); Cuenca Laguna Salada (LS). Modificado de Axen (1995).

Los registros estratigráficos y cinemáticos en la porción norte de Baja California sugieren que el inicio de la extensión con dirección noroeste-sureste comenzó durante el Mioceno medio-tardío (Stock y Hodges, 1990; Romero-Espejel, 1997). Tal como ocurre en la frontera entre las placas Pacífico-Norteamericana, donde la dirección de extensión tienen un movimiento transtensional (Stock y Hodges, 1989; Suárez-Vidal *et al*., 1991; Siem y Gastil, 1994; Axen, 1995; Axen *et al*., 2000; García-Abdeslem *et al*., 2001; Fletcher y Spelz, 2009).

II.2.1. Sierra San Pedro Mártir

En el modelo de Axen (1995), la Sierra San Pedro Mártir representa el bloque de piso de la falla del mismo nombre basculada ligeramente al oeste debido al desplazamiento vertical de la falla San Pedro Mártir. Vista en planta el sistema de falla maestra está formado por un conjunto de fallas normales cóncavas al este que acomodan en la parte central del escarpe ~5 km de deslizamiento vertical al este (Slyker, 1970 y 1974; Hamilton, 1971; Gastil *et al*., 1975; Dokka y Merriam, 1982) (figura 3). El gradiente de desplazamiento decrece hacia los extremos del sistema de falla (Seiler *et al*., 2010). Análisis de anomalías gravimétricas y datos magnéticos en el sur de Valle Chico-San Felipe sugieren que la cantidad de desplazamiento normal de la falla San Pedro Mártir decrece hacia el sur (Slyker, 1970; Slyker, 1974). El escarpe montañoso presenta evidencias que sugieren reciente desplazamiento (Slyker, 1974; Brown, 1978). El basculamiento de estratos volcánicos en Sierra San Felipe y Sierra San Fermín hacia el oeste, así como el basculamiento de una secuencia de sedimentos aluviales intercalados con estratos volcánicos del Mioceno medio-Plioceno depositados en cuenca Santa Rosa, presentan indicios de que la falla San Pedro Mártir es una falla lístrica con dirección de transporte hacia el este (Dokka y Merriam, 1982; Stock y Hodges, 1990; Stock *et al*., 1999).

El fechamiento de la toba San Felipe en Valle Chico y el norte de la Provincia Volcánica Puertecitos sugiere que la etapa de extensión en la cuenca Valle Chico-San Felipe inició entre 12 y 6 Ma (Stock y Hodges, 1990; Lewis y Stock, 1998; Stock *et al*., 1999). Esto es consistente con el análisis termocronológico y observaciones estratigráficas al este de Sierra San Pedro Mártir (Seiler *et al*., 2010) que revela que este proceso inició hace ~9-8 Ma. La presencia de un arreglo de fallas normales de ángulo bajo *en echelon* con paso lateral izquierdo que controla al frente de montaña de Sierra San Felipe y Sierra Santa Rosa, acomoda un deslizamiento no mayor a 9 km con dirección este a sureste (Seiler *et al*., 2010). El trazo del

sistema de fallas de San Pedro Mártir en la base del frente montañoso y la reciente formación de escarpes de falla normal y terrazas sobre superficies aluviales al este de Sierra San Pedro Mártir indican que la actividad tectónica aún continua (Gastil *et al*., 1975; Brown, 1978; Stock y Hodges, 1990).

II.2.2. Sierra Juárez

La extensión y subsidencia en cuenca Laguna Salada está asociada a una falla tipo *detachment*. La actividad de esta falla ocurre al menos desde el Mioceno medio (Axen *et al*., 2000). El *detachment* Cañada David (DCD) es una falla sinuosa con deslizamiento al norte, oeste y suroeste con rumbo norte-noroeste que yuxtapone sedimentos del Mioceno tardío al Pleistoceno contra rocas cristalinas del Paleozoico en la zona de Sierra El Mayor (SEM) (Siem y Gastil, 1994; Axen y Fletcher, 1998; Martín-Barajas *et al*., 2001; Fletcher y Spelz, 2009). Se estima que el sistema *detachment* Cañada David comenzó a acomodar de 10-12 km de extensión horizontal y una denudación tectónica de 5-7 km desde hace ~12 Ma, dejando al descubierto un complejo núcleo metamórfico (Axen *et al*., 2000).

El frente de montaña de Sierra Juárez presenta una topografía irregular y es cortado por un sistema de fallas normales de ángulo alto con rumbo norte-sur y caída hacia el este y oeste. Estas fallas son antitéticas y sintéticas (respectivamente) al transporte del *detachment* que se mueve hacia el oeste (Romero-Espejel, 1997; Axen y Fletcher, 1998). Se ha interpretado que la zona más escarpada de Sierra Juárez representa una estructura de un pliegue *rollover* con desplazamiento al oeste a lo largo del despegue basal del *detachment* Cañada David (Axen, 1995; Fletcher y Spelz, 2009) (figura 3).

En el norte de Sierra Juárez, los depósitos de tobas andesítico-dacíticas de ~18.5 Ma son cortados por fallas normales de ángulo alto con rumbo noroeste y deslizamiento al este, al

noroeste de estos depósitos ocurrió el emplazamiento de diques andesítico-basálticos (Romero-Espejel, 1997). En esta zona hay evidencia de secuencias clásticas asociadas a la evolución del escarpe de Sierra Juárez y contemporáneas al emplazamiento de las rocas volcánicas del Mioceno temprano (Romero-Espejel, 1997). Estos registros indican que el proceso de extensión en esta porción del escarpe comenzó durante el Mioceno medio.

En la porción sur de Sierra Juárez, la secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas del Mioceno medio (Lee *et al*., 1996) es cortada por dos generaciones de fallas: a) La primera generación formada por fallas normales de ángulo alto con rumbo noroeste-noreste y deslizamiento al oeste (sintéticas al *detachment*); también hay fallas normal de ángulo alto con rumbo noroeste-noreste y deslizamiento al este (antitéticas al *detachment*) y fallas de rumbo este-oeste. Las fallas sintéticas representan el conjunto más antiguo y dominante que controlaron la intrusión de una dacita hypabisal de ~11 Ma. La secuencia de eventos indica que la extensión del rift en esta zona comenzó entre ~16-11 Ma. Sin embargo, el fechamiento de capas basálticas sugiere que el inicio de la extensión en el sur del escarpe de Sierra Juárez comenzó alrededor de 11-10 Ma (Gastil *et al*., 1975; Mendoza-Borunda *et al*. 1998). b) La segunda generación comprende fallas de rumbo con orientación este-oeste y fallas normales con rumbo noroeste y deslizamiento al noreste que cortan capas volcánicas y fallas de primera generación (Lee *et al*., 1996).

El extremo sur de Sierra Juárez es una zona de acomodamiento estructural donde la extensión precede el inicio de formación del Escarpe Principal en Sierra San Pedro Mártir. Se interpreta como un arreglo de estructuras relevadas que acomodan al *detachment* de San Pedro Mártir y conecta al bloque de piso de falla San Pedro Mártir con el bloque de techo del *detachment* Cañada David (Lee *et al*., 1996).

II.3. Sismicidad

La sismicidad en el norte de Baja California tiene buena correlación con la posición de los sistemas de falla (Frez y González, 1991; Frez y Camacho-Frías, 1998; Fletcher y Spelz, 2009). Los registros de sismicidad del Catálogo del Sur de California (SCC) y el Catálogo del Noroeste de México (CNOM) del siglo XX, confirman eventos con magnitud ≥ 5.0 y alta microsismicidad con magnitudes entre 2.4 y <5.0 (Brown, 1978; Frez y Frías-Camacho, 1998). La Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM) indica que la frecuencia incrementa desde la porción central de Sierra San Pedro Mártir hacia el norte (figura 4). Particularmente en la porción central y norte del frente montañoso de Sierra Juárez se registra la mayor actividad sísmica del Escarpe Principal del Golfo con magnitudes entre 2.4 y <5.0 (Frez y Frías-Camacho, 1998).

II.4. Clima

El agua es el principal agente que causa la erosión de canales, mientras más grande sea el área y la descarga de una cuenca, mayor será el transporte de sedimentos (Summerfield, 1991; Alan Strahler y Arthur Strahler, 1997; Tarbuck y Lutgens, 2005). Se considera que debido a las frecuentes descargas y transporte de sedimentos, la morfología de canales se mantiene en estado de cuasi-equilibrio (ajuste de la pendiente) a través del tiempo. Hay eventos de tormentas extraordinarias poco frecuentes que tienen un fuerte impacto sobre la morfología de canales a corto plazo. Existen registros de precipitaciones extraordinarias de gran intensidad capaces de producir el 90% de la erosión de canales, se cree que estas tormentas tienen ciclos de recurrencia que varían entre 100 y 500 años (Summerfield, 1991).

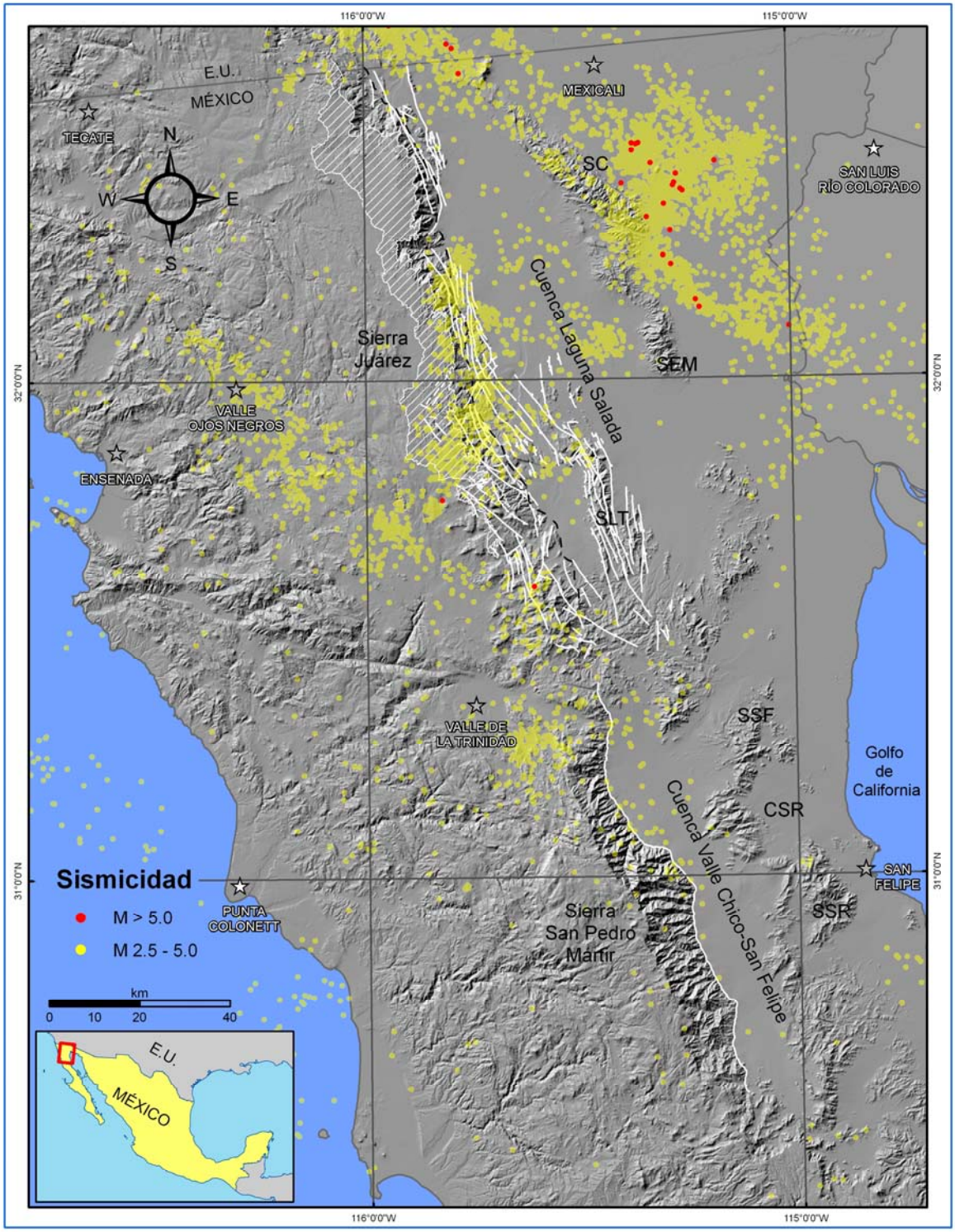


Figura 4. Mapa de sismicidad en el norte de Baja California registrada por la Red Sísmica del Noroeste de México durante el periodo 1976-2010. La porción central del frente montañoso de Sierra Juárez presenta una mayor cantidad de eventos sísmicos que en el resto del Escarpe Principal. Esta sismicidad se asocia con la actividad tectónica del sistema de falla de Sierra Juárez. Mesa Juárez Oriental representada con achurado blanco; fallas normales de ángulo alto (líneas blancas); Sierra Las Tinajas (SLT); Sierra San Felipe (SSF); Sierra Santa Rosa (SSR); Cuenca Santa Rosa (CSR); Sierra Cucapá (SC); Sierra El Mayor

Las condiciones climáticas en el norte de Baja California parecen estar controladas por la circulación atmosférica de escala hemisférica, tormentas convectivas y la influencia del Monzón Mexicano (Reyes *et al*., 1994). Los registros de temperatura y precipitación de las estaciones "Observatorio Meteorológico San Pedro Mártir y Sierra Juárez"[1] (figura 5 y Apéndice A) señalan importantes contrastes entre ambos frentes montañosos. La temperatura media mensual en San Pedro Mártir es menor que en Sierra Juárez. Sin embargo durante los meses de Julio a Septiembre, los registros de precipitación media mensual en Sierra San Pedro Mártir es tres veces mayor en comparación a Sierra Juárez (figura 5).

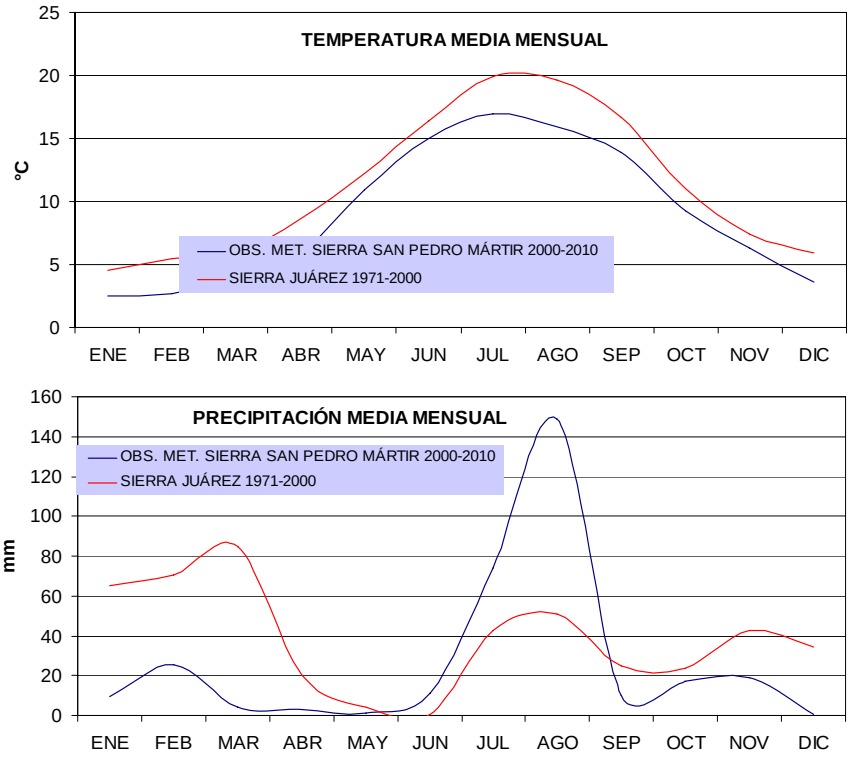


Figura 5. Gráficas con datos de temperatura y precipitación registrados en la cima del Escarpe Principal del Golfo. La curva de precipitación registrada en San Pedro Mártir presenta un importante incremento entre los meses de Julio a Septiembre, representa precipitaciones relacionadas al Monzón Mexicano. Este fenómeno parece tener menor influencia sobre Sierra Juárez.

[1] Datos de la estación Observatorio San Pedro Mártir fueron tomados del Observatorio Meteorológico del Instituto de Astronomía de la Universidad Nacional Autónoma de México www.astrossp.unam.mx/weather15/ y de la Dirección Regional de la Comisión Nacional del Agua: Península de Baja California. Datos de la estación Sierra Juárez fueron tomados de las Normales Climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional (www.smn.cna.gob.mx).

El incremento de precipitación en verano en Sierra San Pedro Mártir contrasta con el típico régimen de la precipitación invernal de la región norte de Baja California observado en la estación meteorológica Sierra Juárez. Las lluvias de verano se relacionan con la influencia del Monzón Mexicano que recibe grandes cantidades de humedad provenientes del Pacífico tropical y el Golfo de México (Reyes *et al*., 1994) (figura 6).

El aporte de lluvias de verano contribuye junto con precipitaciones y nevadas invernales a que el escurrimiento superficial sea mayor sobre el escarpe de San Pedro Mártir que sobre el frente montañoso de Sierra Juárez.

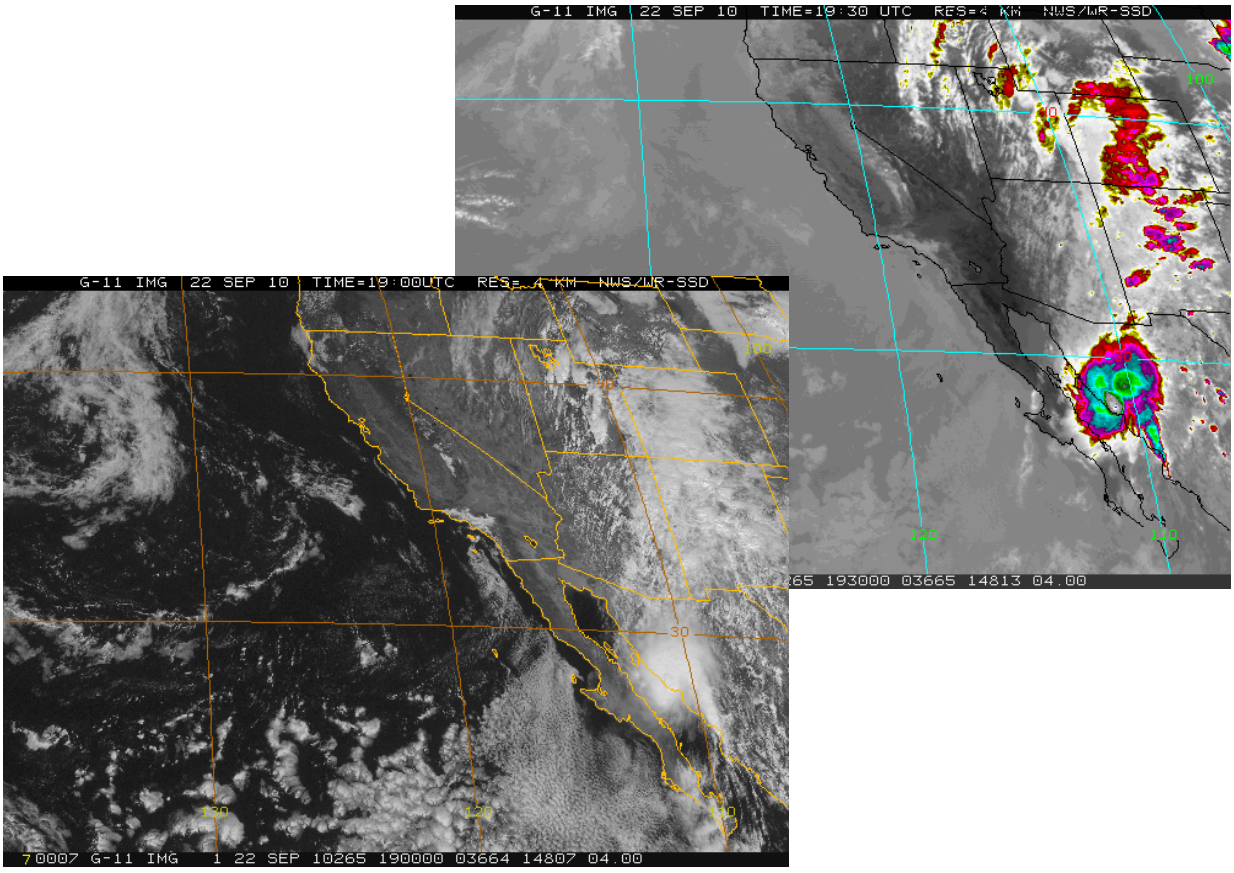


Figura 6. Imágenes satelitales de la tormenta tropical "Georgette" (22 de Septiembre de 2010) en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos (resolución espacial: 4 km). Muestran la distribución y circulación de corrientes atmosféricas y la humedad que se incorpora al Monzón Mexicano. En la parte superior imagen satelital sensible al espectro infrarrojo, muestra nubosidad de capas altas: colores fríos representan temperaturas bajas y colores cálidos a temperaturas altas. La imagen en la parte inferior una imagen dentro del espectro visible muestra nubosidad superficial. Fuente: http://www.wrh.noaa.gov/sgx/

Los resultados de temperatura y precipitación expuestos son insuficientes para explicar la incidencia directa del factor climático sobre la evolución tectónica del Escarpe Principal del Golfo. Sin embargo, la variación de temperatura y precipitación señalan un importante contraste entre Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez que sugieren la influencia de distintas condiciones climáticas que a mediano o largo plazo pueden marcar diferencias sobre la morfología del terreno.

CAPÍTULO III. ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS

Este capítulo describe los índices geomorfológicos utilizados en el análisis de los frentes de montaña de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez. Más adelante se describe la metodología seguida para la obtención de los resultados de los índices y su interpretación.

Una subcuenca es la unidad de análisis geomorfológico y en su interior hay elementos que responden de distinta manera a la actividad tectónica. La variación de la respuesta de estos elementos se interpreta como la sensibilidad a cambios tectónicos (Burbank y Anderson, 2007) (Tabla I).

Tabla I. Sensibilidad de los elementos de un sistema de cuenca al cambio tectónico

Sensibilidad	***Elemento***	***Factor que incide en la evolución del elemento***	***Efecto***
Alta ↕ **Baja**	Canales	∗ Cambio en el nivel base ∗ Degradación ∗ Gradación	∗ Inclinación del gradiente del canal ∗ Incremento del poder de corrientes ∗ Formación de knickpoints
	Interfluvios	∗ Incremento del ángulo de la pendiente	∗ Inestabilidad del terreno ∗ Remoción de material ∗ Retraimientos de laderas
	Área de cuenca	∗ Degradación de los interfluvios	∗ Cambio de la forma ∗ Aumento del tamaño de la cuenca

III.1. Basculamiento

El basculamiento regional es uno de los indicadores que hacen evidente procesos de actividad tectónica. La pendiente, patrones del drenaje y la longitud de canales revelan la dirección de flujo del drenaje y exhiben el basculamiento de superficies que permiten reconocer un régimen tectónico (Figura 7).

Figura 7. Esquema de basculamiento en la región de Bishop California. La figura presenta una superficie de basculamiento de ~3° de inclinación sobre la que se desarrolla una red de drenaje orientada hacia el sureste controlada por un conjunto de fallas normales con orientación sur-norte. Este arreglo sugiere un basculamiento regional hacia el este. Modificado de Burbank y Anderson (2007).

III.2. Elevación de desembocadura

Es la elevación registrada en la superficie de la desembocadura de las subcuencas, es el punto por donde cruza la descarga de toda la subcuenca antes de expandirse y formar parte del sistema de abanicos aluviales. Esta elevación refleja el nivel base local impuesto por estructuras de falla.

III.3. Relieve

El relieve indica la diferencia de altura entre la base y el punto más elevado en una subcuenca respecto al nivel medio del mar. Un relieve prominentemente elevado y con alta pendiente del terreno son característicos de zonas tectónicamente activas, signo de procesos de levantamiento y subsidencia (Keller y Pinter, 2002).

III.4. Área

La forma y tamaño de una subcuenca pueden indicar su estado de evolución respecto a subcuencas adyacentes (Bull y McFadden, 1977; Burbank y Anderson, 2007). El área es un indicador que implica un conjunto de procesos que surgen como producto de la actividad tectónica (tabla 1).

III.5. Longitud del canal principal

Indica la longitud del cauce troncal que captura la carga de los tributarios de toda la red de drenaje. Frecuentemente se utiliza para estimar de manera aproximada el ancho medio de la subcuenca y calcular el radio de elongación, también se utiliza en el análisis de perfiles longitudinales.

III.6. Densidad de drenaje

Es un parámetro definido por un cociente entre la sumatoria de la longitud total de la red de drenaje y el área de la cuenca. La variación en la densidad depende del control litológico impuesto por el tipo de roca y las condiciones climáticas (Horton, 1945).

III.7. Elongación de subcuenca

La elongación caracteriza la forma de subcuencas dentro de zonas tectónicamente activas. Esta definida por un cociente que involucra la longitud axial (B_l) y el ancho medio (B_w) de una subcuenca. B_l es sustituido por el valor de longitud del canal principal (L), de forma que:

$$E = \left(\frac{L}{B_w} \right) \qquad [1]$$

Para calcular el ancho medio (B_w) de una subcuenca se considera su área (A) y la longitud del canal principal L:

$$B_w = \left(\frac{A}{L} \right) \qquad [2]$$

Sustituyendo el término (B_w) de la ecuación 2 en 1 se tiene que:

$$E = \left(\frac{L^2}{A} \right) \qquad [3]$$

Subcuencas elongadas (largas y angostas) se asocian a frentes montañosos activos (figura 8). Subcuencas con forma circular son signo de periodos con ausencia o insignificante actividad tectónica (Bull y McFadden, 1977). En frentes de montaña antiguos o tectónicamente complejos, el drenaje de una subcuenca puede capturar el drenaje de subcuencas adyacentes, resultando en formas irregulares (Burbank y Anderson, 2007) (figura 8).

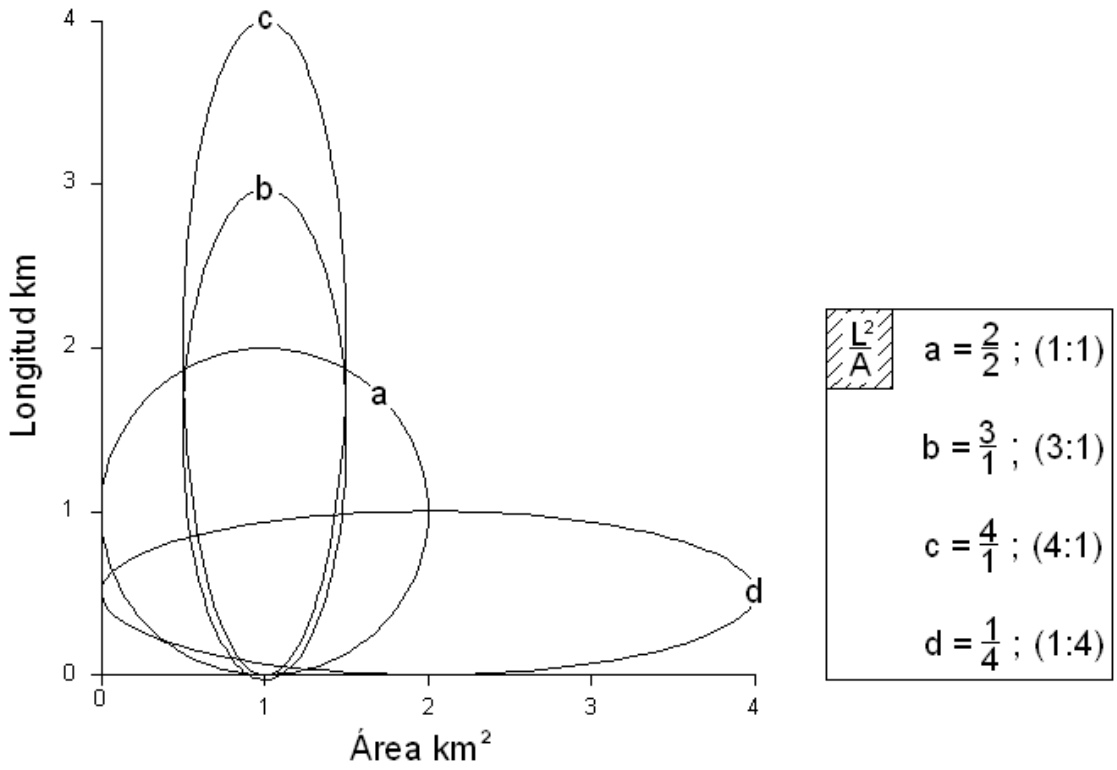


Figura 8. Esquema que representa la razón de elongación. Es una relación entre el ancho medio y longitud axial de una subcuenca representada por el círculo "a" o alguna de las elipses "b, c o d". Si consideramos que el punto de intersección del círculo o cualquier elipse con el eje horizontal es la desembocadura de una subcuenca. En el caso de la elipse tipo c o b el modelo sugiere la forma de una cuenca elongada. Una elipse tipo d, expone la forma de una subcuenca antigua o con un desarrollo complejo como el que explica Burbank y Anderson (2007).

III.8. Integral y curva hipsométrica

El análisis hipsométrico propuesto por Strahler (1952) establece una relación área-altura y plantea el uso de una *función integral* para calcular la distribución del volumen de roca confinado por debajo de la superficial de una subcuenca. La proyección vertical de este límite hasta intersectar el plano de referencia base (definido por la elevación de la desembocadura) restringe el volumen total de roca de la subcuenca (Figura 9) mediante la siguiente función:

$$V = \int_{base\ elev}^{cima\ elev} a \cdot \partial h \qquad [4]$$

Donde V es el volumen de roca entre el plano de referencia base y la parte más elevada de la subcuenca, *a* representa el área de subcuenca dentro de un rango de elevación (*h*) (Figura 9).

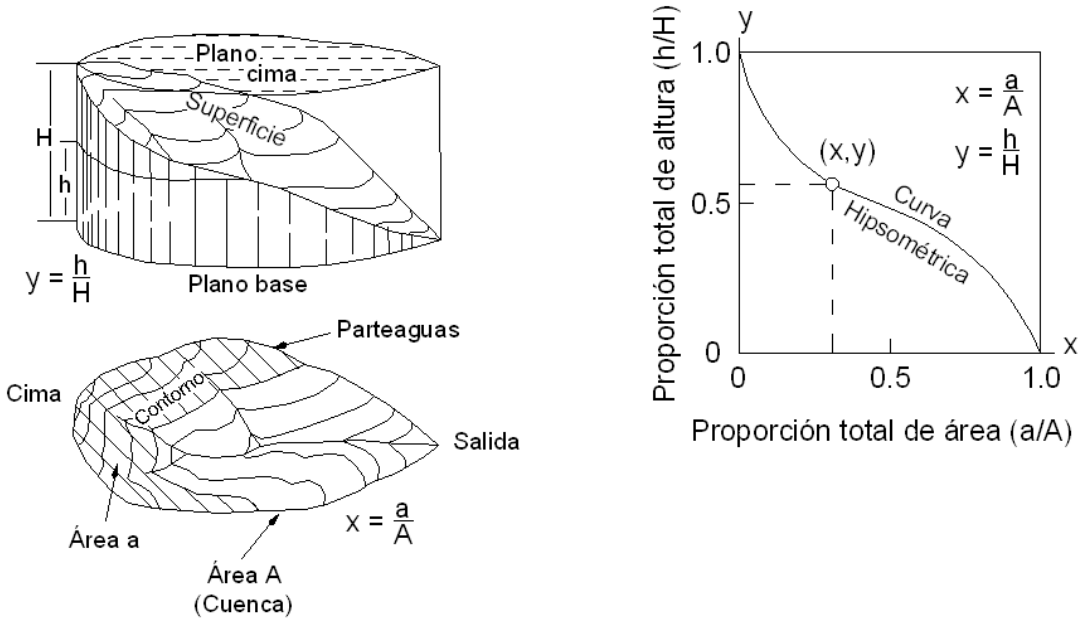


Figura 9. Esquema de los elementos que definen la función de la integral hipsométrica. La figura de la parte superior izquierda precisa los límites de la superficie (subcuenca) donde se ha de calcular el volumen de roca (V), esta definida por un plano base horizontal consistente con la desembocadura, un plano de cima y la divisoria de la subcuenca. Las imágenes a la izquierda señalan los elementos que intervienen en la función integral para estimar el volumen. La imagen de la derecha presenta la curva hipsométrica normalizada, el área que está por debajo de la curva representa el volumen de roca en una subcuenca en términos relativos; la forma de la curva ha de variar conforme a la distribución de roca en la subcuenca. modificado de Strahler, (1952).

La ecuación 4 mide el volumen total de la subcuenca pero no permite establecer comparaciones entre subcuencas con diferente relieve y tamaños. Debido a esto, la ecuación 4 es normalizada con términos constantes definidos por el relieve *H* y área total de la subcuenca *A*:

$$\frac{V}{HA} = \int_{base\ elev}^{cima\ elev} \frac{a}{A} \cdot \partial\left(\frac{h}{H}\right) \qquad [5]$$

Sustituyendo la ecuación 5, se tiene:

$$\frac{V}{HA} = \int_0^1 x \cdot \partial y \qquad [6]$$

Una subcuenca con valor de integral hipsométrica normalizada adquiere la propiedad de relatividad respecto a otras subcuencas, sin importar el tamaño o relieve. Por otra parte, la *curva hipsométrica* es la representación gráfica de los valores acumulados de la integral, de tal forma que el área por debajo de la curva indica el volumen de roca confinado a una subcuenca (figura 9) (Strahler, 1952).

La integral hipsométrica revela la evolución de subcuencas mediante la interpretación del estado de disección del terreno. Altos valores de integral (~80%) corresponden a subcuencas pobremente disectadas, señalan un etapa juvenil. Subcuencas en la etapa de madurez presentan valores de integral entre 35 y 60%, están profundamente disectadas. Por último, valores de integral <35% indican subcuencas en etapa de senectud caracterizadas por la pérdida de gran parte del volumen de roca (Strhaler, 1952).

III.9. Pendiente del terreno

La pendiente o gradiente es la propiedad de inclinación de la superficie del terreno o un perfil longitudinal medida entre dos puntos de la superficie en términos porcentuales o angulares respecto a un plano horizontal, resulta del cociente entre distancia vertical sobre distancia horizontal, definida también como la primera derivada de la función tangencial (figura 10) (Strhaler, 1956).

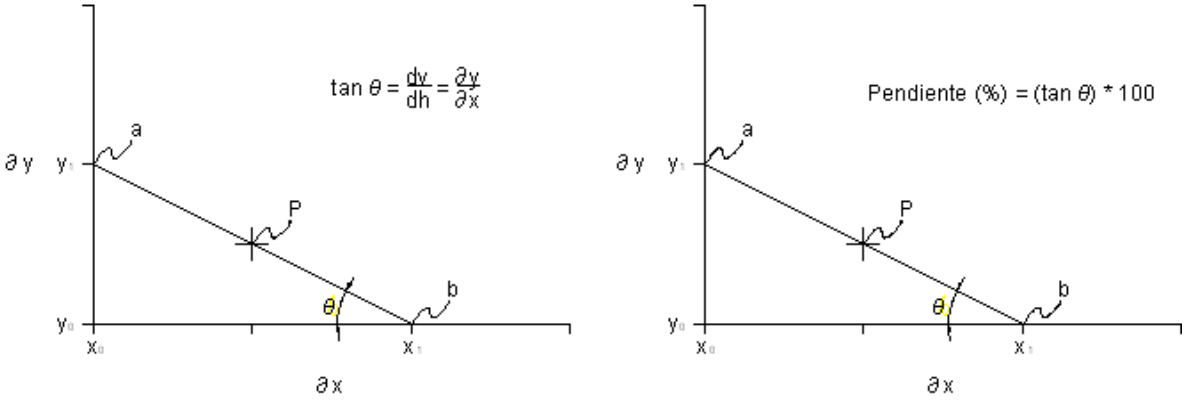


Figura 10. Esquema del cálculo de la pendiente sobre algún área o sección longitudinal (P). Se calcula mediante la función tangencial referida a dos puntos (a y b) situados a diferente elevación sobre un plano horizontal base. El gráfico de la izquierda indica como se calcula la pendiente en términos angulares. A la derecha, el gráfico señala como se calcula la pendiente del terreno en términos porcentuales.

III.10. Índice gradiente-área (*SA*)

La red de canales representa una pequeña porción del espacio, pero la tasa de incisión de ríos controla la denudación regional de canales y pendientes del terreno (Whipple, 2004; Burbank y Anderson, 2007). Los ríos son elementos muy sensibles que proporcionan evidencia de deformación tectónica activa y mediante el análisis de perfiles longitudinales es posible detectar sutiles perturbaciones a lo largo del canal del río (Keller y Pinter, 2002).

El índice gradiente-longitud de corriente (*SL*) es un indicador que señala el poder de una corriente mediante el producto de la pendiente de un segmento de canal y la distancia que hay desde la divisoria hasta el punto central del segmento. Predice la relación entre descarga, área de la subcuenca y longitud de una corriente. Es una herramienta de reconocimiento para comparar la respuesta del terreno a la actividad tectónica e identificar zonas anómalas (Hack, 1973; Keller y Pinter, 2002; Burbank y Anderson, 2007). Este parámetro es expresado en unidades de gradiente-metro:

$$SL = \left(\frac{\Delta H}{\Delta L} \right) \cdot L \qquad [7]$$

Donde $\Delta H/\Delta L$ representa la pendiente en un segmento de alguna corriente y L la longitud de la misma corriente medida desde el centro del segmento aguas arriba hasta alcanzar la divisoria. En el presente trabajo se propone el uso del índice gradiente-área (*SA*) en lugar de *SL* para identificar secciones de canal tectónicamente anómalas. Éste índice sustituye la variable *A* (área aguas arriba) por *L,* y se calcula de la siguiente manera:

$$SA = \left(\frac{\Delta H}{\Delta L}\right) \cdot \left(\sqrt{A} \cdot 1000\right) \qquad [8]$$

El índice *SA* al igual que *SL* es muy sensible a cambios en la pendiente, lo que permite evaluar la variabilidad de la actividad tectónica, y consecuentemente reflejan cambios atribuidos a controles litológicos o estructurales (Keller y Pinter, 2002).

III.11. Valores medios ponderados de Índice gradiente-área (SA_m)

Es un indicador que incluye la totalidad de segmentos de corrientes que constituyen a la red de drenaje y representan valores promediados por subcuenca:

$$\bar{x} = \frac{\Sigma_{i=1}^{n} x_1 w_1}{\Sigma_{i=1}^{n} w_1} \rightarrow SA_m = \frac{\Sigma (SA \cdot L_{seg})}{\Sigma L_{seg}} \qquad [9]$$

Donde la *longitud del segmento* (L_{seg}) es el factor de peso y ΣL_{seg} representa la longitud total de la red de drenaje de la subcuenca.

III.12. Índice de concavidad (θ) e índice de pendiente normalizado (k_{sn})

A lo largo de perfiles longitudinales es común encontrar segmentos donde el gradiente del terreno cambia abruptamente respecto a los segmentos adyacentes aguas arriba y abajo. Estos segmentos son conocidos como *knickpoints* topográficos. Se desarrollan por la caída del nivel base a causa de la actividad tectónica, por diferencias en la resistencia del basamento, por cambios eustáticos o por la captura de ríos (figura 11).

En regiones afectadas por fallamiento normal, la caída del bloque de techo produce *knickpoints* y un consecuente descenso en el nivel base local para las corrientes aguas arriba del trazo de falla. Este cambio rompe el equilibrio del río para conducirlo a una etapa de ajuste del perfil del canal mediante procesos de incisión (Burbank y Anderson, 2007). El incremento del poder de una corriente a través del *knickpoint* es el mecanismo que produce su propagación aguas arriba en respuesta al descenso del nivel base local. La resistencia del sustrato litológico parece ser uno de los principales factores que controlan la tasa de migración y forma de *knickpoints* (Whipple, 2004).

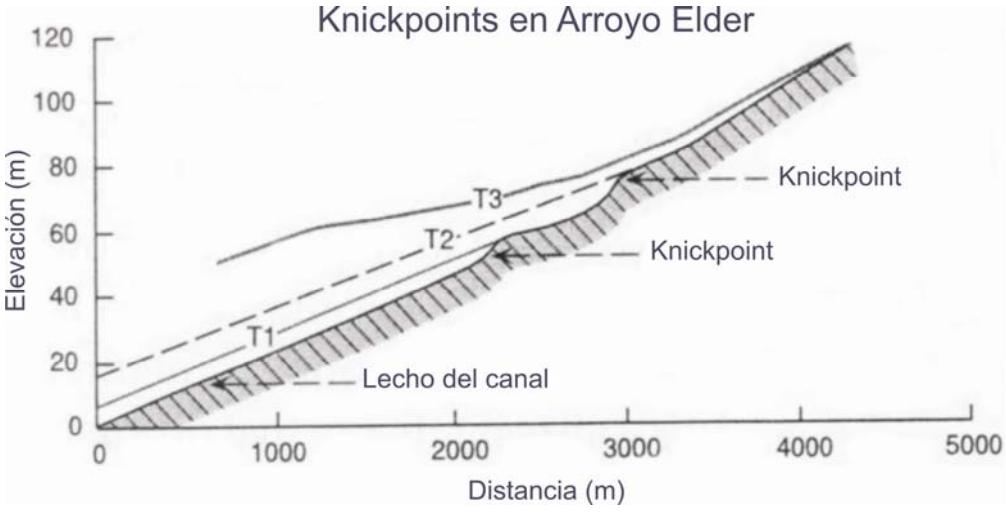


Figura 11. Perfil longitudinal del arroyo Elder California, exhibe la presencia de *knickpoints* representados por secciones cóncavas cara hacia arriba formadas por el desarrollo de terrazas (T1, T2 y T3). Modificado de Burbank y Anderson (2007).

Importantes trabajos de investigación (p.e., Hack, 1973; Flint, 1974; Shepherd, 1985; Howard *et al*., 1994; Whipple y Tucker, 1999; Kirby y Whipple, 2001; Wobus *et al*., 2006) han conseguido avances significativos que señalan la importancia del poder de incisión de una corriente dentro de modelos que predicen la respuesta morfológica de canales mediante la relación entre el gradiente del terreno y área del drenaje. La ley de Flint establece una relación de cambio de gradiente de canal promedio respecto al área o descarga, mediante la función de poder:

$$S = k_s \cdot A^{-\theta} \qquad [10]$$

Donde pendiente (S) y área de drenaje aguas arriba (A) son términos conocidos; k_s representa el índice de pendiente y θ el índice de concavidad, ambos se obtienen mediante el método de regresión (figura 12-B).

Este modelo no predice secciones de perfiles longitudinales dentro del dominio de área crítica (A_{cr}; donde $A \leq 1\text{x}10^5$ m^2) localizadas en las partes más altas y alejadas de la desembocadura. En esta área crítica dominan procesos de erosión por gravedad, justo por encima de la transición de una sección aluvial a una sección de coluvial (Whipple, 2004). Es importante recordar que los procesos aluviales y coluviales ocurren a lo largo del perfil (Snyder *et al*., 2003).

Este modelo requiere ser calibrado con otros parámetros (Snyder *et al*., 2003; Wobus *et al*., 2006), se infiere que k_s refleja la incidencia del sustrato de roca, la distribución espacial y temporal del levantamiento tectónico y los patrones climáticos. Sin embargo, k_s es muy variable ante los cambios en el sustrato litológico, la tasa de levantamiento (U) o el descenso del nivel base. El índice de concavidad expresa la influencia de cambios en el levantamiento de roca

sobre el lecho de los canales, la dureza del sustrato rocoso o condiciones de procesos de incisión-deposición, incluso la influencia de flujos de detritos (Whipple, 2004). La concavidad no varía significantemente excepto cuando la topografía ha experimentado una compleja historia de forzamiento causado por otros factores: (p.e., la dureza litológica, el levantamiento, el clima o procesos de erosión) (Dorsey y Roering, 2006).

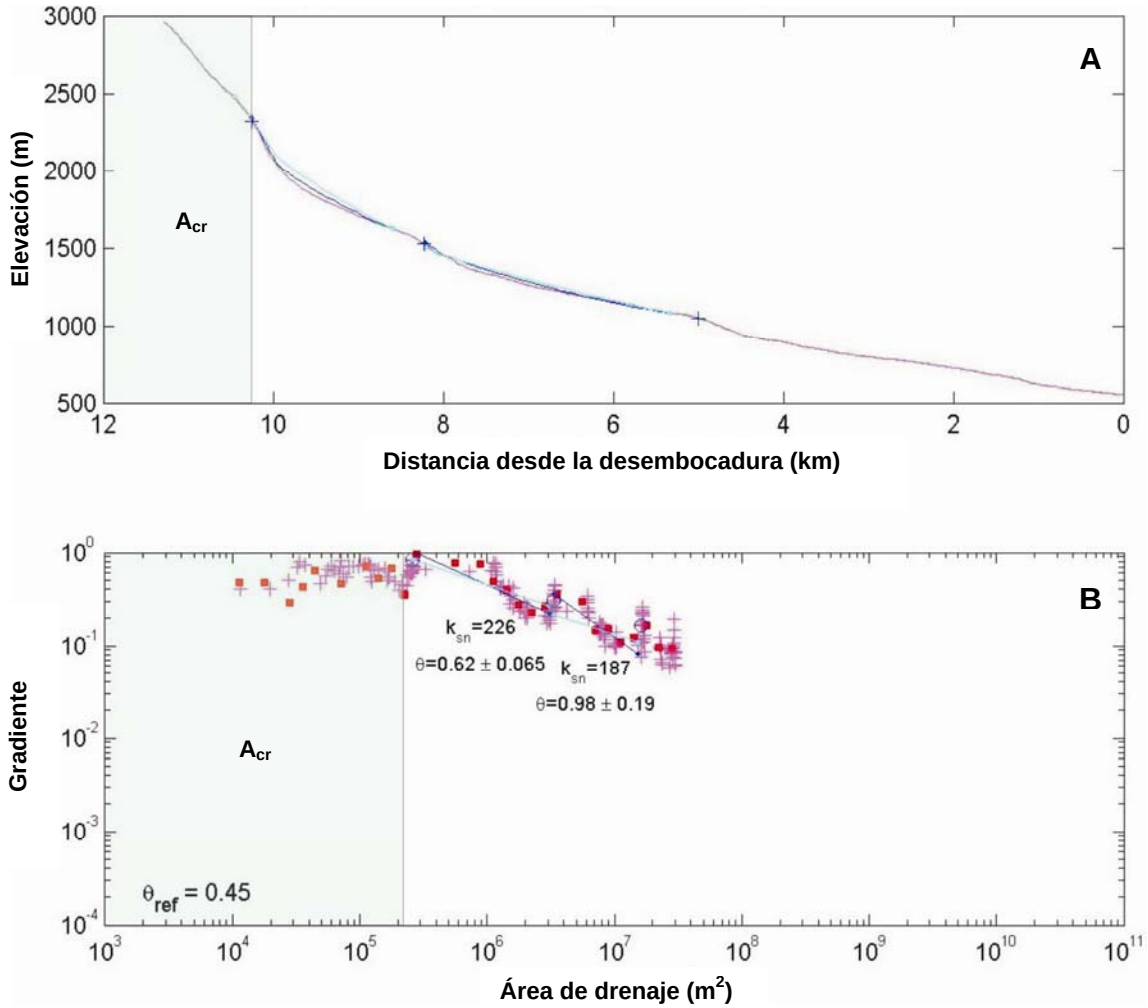


Figura 12. Representación gráfica de curvas de ajuste a perfiles longitudinales. La gráfica A presenta un perfil longitudinal de una subcuenca de la parte central del escarpe de Sierra San Pedro Mártir, la línea color magenta representa el perfil suavizado. La gráfica B presenta una relación de registros de gradiente-área (S-A) en un dominio logarítmico, exhibe rectas de regresión ajustadas para cada segmento de canal muestreado. En ambas figuras la línea color cyan define la curva predefinida por θ_{ref}; la línea azul oscuro representa la curva ajustada a los registros S-A calculada por la función de regresión; y el área sombreada indica A_{cr}. La pendiente de la recta azul oscuro en la gráfica B indica el valor de θ, la proyección de la recta al eje de gradiente define el valor de k_{sn} (Wobus *et al.,* 2006 y Whipple *et al*., 2007).

Sklar y Dietrich (2001) señalan que la función del poder de una corriente podría ser insuficiente para explicar la variación en las tasas de incisión y sugieren que la influencia del suministro de sedimentos, tamaño de grano y dureza del sustrato son factores difíciles de ajustar mediante un coeficiente dentro de un modelo de regresión. Además, la función de poder de una corriente es soportada con fundamentos empíricos y factores que aún no se han incorporado (p.e., procesos de incisión no lineales, ajustes en la morfología del canal, ajuste de la cubierta aluvial, rugosidad hidráulica, cambios en la frecuencia de procesos erosivos, incremento de la precipitación, entre otros), cuya ausencia incide en la relación de k_s y la tasa de levantamiento (Whipple, 2004; Wobus *et al*., 2006). Debido a esto, la tasa de levantamiento se vuelve difícil de resolver puesto que: 1) θ en algunos segmentos presentan grandes incertidumbre que reflejan dispersión en los valores estimados inherentes a la regresión de la función de poder (Snyder *et al*., 2003), 2) k_s es influenciado por el factor climático y el sustrato de roca, y 3) hay una fuerte correlación entre k_s y θ (Wobus *et al*., 2006). A pesar de esto, la calibración de parámetros en modelos de incisión permiten filtrar la señal y aislar el efecto de levantamiento (p.e., Kirby y Whipple, 2001; Montgomery y López-Blanco, 2003; Snyder *et al*., 2003; Dorsey y Roering, 2006; Wobus *et al*., 2006).

La calibración de modelos en diferentes ambientes tectónicos ha permitido establecer límites aproximados de algunos parámetros, particularmente θ_{ref} representa el valor medio observado de concavidad (representa levantamiento regional) y varía entre 0.35 y 0.65 en ambientes tectónicamente activos (Whipple *et al*., 1999; Kirby y Whipple, 2001; Montgomery y López-Blanco, 2003; Snyder *et al*., 2003; Wobus *et al*., 2006). Para sistemas de canales donde predominan superficies que exhiben completa o parcialmente el basamento, se sugiere utilizar valores de θ_{ref} entre 0.45 y 0.5 (Whipple, 2010, comunicación personal).

Debido a la variabilidad de k_s en respuesta a cambios en la dureza del sustrato litológico, la tasa de levantamiento o nivel base, es difícil comparar los resultados de un perfil o un segmento de perfil con otro. Sin embargo, la implementación de θ_{ref} dentro del método de regresión ajusta segmentos (conjuntos de registros gradiente-área) para normalizar valores de k_s por medio de:

$$k_{sn} = k_s \cdot A^{(\theta_{ref} - \theta)} \qquad [11]$$

El índice de pendiente normalizado (k_{sn}) mide la influencia tectónica de manera clara, consistente y sencilla, de la misma forma que registra contrastes en el sustrato litológico a pesar de la presencia de factores que influyen en las relaciones cuantitativas (levantamiento, clima, flujo de sedimentos, tamaño de grano). El análisis de gradiente-área sobre segmentos cortos de canal a lo largo de perfiles longitudinales expresado en términos de k_{sn} es una herramienta muy poderosa para evaluar regiones tectónicamente activas con mayor efectividad que el índice de concavidad (Whipple, 2004). No obstante, los valores de concavidad a menudo son útiles para reconocer zonas de rápido levantamiento con cambios sistemáticos a lo largo de perfiles longitudinales (Kirby y Whipple, 2001; Snyder *et al*., 2003). Whipple (2004) sugiere una serie de rangos para clasificar el levantamiento: 1) concavidades bajas (<0.4); 2) concavidades moderadas (0.4-0.7); 3) concavidades altas (0.7-1.0); y 4) concavidades extremas (>1.0).

CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA

Modelos digitales de elevación, paquetes de software especializado en el procesamiento de información del terreno y el análisis de sistemas fluviales han sido elementos fundamentales para la caracterización y análisis geomorfológico de esta tesis.

El uso del Modelo Digital de Elevación (MDE) facilitó la estimación de los índices geomorfológicos descritos y representan la principal fuente de datos tratados en este trabajo y de aquí la importancia de contar con un MDE de resolución espacial adecuada que deseche la mayor cantidad de artefactos.

IV.1. Materiales

Se utilizaron modelos digitales de elevación con resolución espacial de 1 segundo de arco (~30 m) que cubren el área del frente de montaña de Sierra Juárez y Sierra San Pedro Mártir. El servidor del Mapa Nacional (http://seamless.usgs.gov/) del *USGS* (Servicio Geológico de Estados Unidos, por sus siglas en inglés) contiene datos de elevación de las fuentes del *NED* (*National Elevation Data*) y también de *INEGI* (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática). Los MDE han sido creados usando métodos fotogramétricos. Como parte del proceso de montaje de datos de elevación, el *USGS* ha mejorado y homogenizado la calidad de los datos con algoritmos que filtran la mayoría de los artefactos, también ha emparejado y ajustado los límites de frontera entre datos de ambas fuentes (Oimoen, 2000).

IV.2. Restricciones de los modelos digitales de elevación

El *USGS* ha mejorado los MDE con el objeto de incrementar la calidad de los modelos de relieve sombreado, modelos de pendientes o datos asociados al drenaje. Pero los modelos que obtuvimos aún contienen artefactos que han incidido tenuemente y de forma negativa en la obtención de estos productos. Sin embargo, la presencia de estos artefactos se ha podido resolver favorablemente con el objeto de obtener buenos resultados.

Debido a la escala regional del análisis (norte de Baja California), la resolución de los MDE´s que hemos usado es buena y suficiente para obtener estimaciones de índices geomorfológicos aceptables, incluyendo los índice *SA* y K_{sn} (Wobus *et al*. 2006).

IV.3. Procedimientos

IV.3.1. Delimitación de subcuencas y agrupación de datos

El primer paso del presente trabajo fue definir el perímetro de las cuencas Laguna Salada y Valle Chico-San Felipe por medio de los MDE´s. Los límites se corroboraron con imágenes Landsat 5 con resolución espacial de 14.5 m, con el objetivo de reconocer y detallar el dominio e incidencia de los dos segmentos del Escarpe Principal del Golfo.

Para definir la desembocadura de subcuencas se consideró el pie de escarpe en ambos frentes montañosos. Sobre los MDE's se marcaron y se registraron las coordenadas en la desembocadura de cada una de las subcuencas con área $>1x10^5$ m a lo largo de los dos frentes montañosos. A partir de este registro se creó un archivo vectorial que delimita el área de cada subcuenca. Los archivos vectoriales se complementaron con una base de datos que contiene mediciones y resultados de índices geomorfológicos a manera de atributo. Éstos archivos vectoriales y datos adjuntos se concentraron en dos conjuntos de subcuencas, así se tuvo un archivo vectorial con formato **.shp* con su respectiva base de datos: El primer conjunto está

compuesto por 74 subcuencas distribuidas a lo largo del frente de montaña de Sierra San Pedro Mártir, y el segundo conjunto incluye 105 subcuencas sobre el frente de montaña de Sierra Juárez.

IV.3.2. Extracción y cálculo de índices geomorfológicos empleando River Tools

Los modelos digitales de elevaciones están compuestos por un conjunto de *celdas* o *pixeles*. El píxel representa la unidad básica y contienen atributos de tamaño de celda ($l \times l$), posición geográfica (x, y) y elevación (z).

El software *River Tools versión 3.0* es un paquete de software que aprovecha los datos de modelos digitales de elevación. Dos de sus módulos más importantes (*extracción* y *análisis)* miden la magnitud y calculan índices geomorfológicos.

El *módulo de extracción* de *River Tools* posee un conjunto de algoritmos encargados de medir y calcular propiedades morfométricas del terreno directamente del MDE, registrando y almacenando información en archivos vectoriales y base de datos adjuntas. Se tiene entonces, la elevación de desembocadura, el relieve, el área, la longitud de canal principal, la densidad de drenaje y pendiente de segmentos de canal para cada subcuenca. La estimación de la razón de elongación e índice *SA* se han llevado a cabo manualmente usando los propios datos que provee *River Tools.* Por medio del *módulo de análisis* se ha calculado la magnitud de la integral y curva hipsométrica.

El *módulo de extracción* contiene la rutina *Extract River Network* que construye archivos vectoriales que almacenan atributos geomorfológicos para cada segmento de canal dentro de la red de drenaje, entre ellos el área aguas arriba del segmento y el orden jerárquico de corrientes Horton-Strahler (Horton, 1945; Strahler, 1953). La rutina crea una red de drenaje tan densa como sea necesario en función del tamaño de celda del MDE. Ésta rutina se limita al

tamaño de celda (p.e., si se tiene un MDE con celdas de 30x30 m, la rutina puede crear redes de drenaje de modo que si avanzamos sobre una corriente formada por varios segmentos aguas arriba, tendrá como máximo conexiones de tributarios cada 30 m). La rutina ofrece la oportunidad de definir un *umbral de poda* que excluye segmentos de uno o varios órdenes de jerarquía con el objeto de representar apropiadamente la red de drenaje actual. La aplicación del umbral de poda conduce a la reordenación jerárquica.

El presente trabajo utiliza datos de corrientes definidos con un umbral de 2^{do} orden (excluye datos de corrientes de 1^{er} orden), de esta forma corrientes de 2^{do} orden adquieren una jerarquía de 1^{er} orden. Con la aplicación del umbral de poda se excluyen muchos de los segmentos de corriente que no están bien definidos, estos segmentos probablemente representan un flujo laminar. La definición de este umbral permitió remover el efecto de artefactos. Considerando que River Tools calcula el área aguas arriba del punto de salida de cualquier segmento, el cálculo del índice *SA* prescindió del umbral de poda debido a que se requiere incluir la totalidad del área aguas arriba de cualquier segmento (incluyendo las corrientes de 1^{er} orden).

IV.3.3. Extracción y cálculo de índices geomorfológicos empleando Arc Gis y MatLab

Por medio de algoritmos ejecutados en *Arc Gis versión 9.2* fue posible calcular la pendiente del terreno de los frentes montañosos. Una secuencia de comandos ejecutables (http://www.geomorphtools.org/) con el software *Arc Gis* alternados con *script* ejecutados con la *versión 7.7 de MatLab* ha permitido graficar perfiles longitudinales de canales y la estimación de la concavidad para las corrientes principales de cada subcuenca. También se estimó k_{sn} para toda la red de drenaje en ambos frentes montañosos.

Pendiente del terreno

Este parámetro se calculó en unidades de grados usando el MDE y un algoritmo de cálculo de pendiente. La función de pendiente se ajusta a un plano de 3x3 celdas, el valor de la pendiente en la celda central se calcula usando la técnica de tasa máxima de cambio (Burrough y McDonell, 1998) (figura 13).

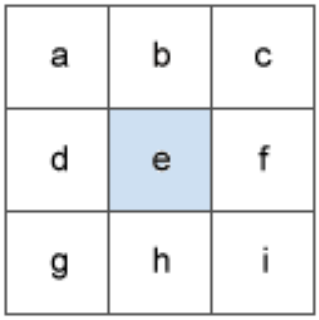


Figura 13. Esquema del orden de celdas de un MDE que el algoritmo de *Arc Gis 9.2* (ecuaciones 12 y 13) requiere para el cálculo de la pendiente de la celda central.

Para calcular el valor de una celda, la técnica toma como referencia las 8 celdas adyacentes y se ejecuta en dos direcciones del plano: se calcula ($\Delta z/\Delta x$) para determinar el cambio en la componente "*x*"; y ($\Delta z/\Delta y$) para el cambio en la componente "*y"*. El algoritmo asume un orden de celdas (figura 13) de tal forma que la tasa de cambio en la dirección "*x"* se calcula con:

$$\frac{\Delta z}{\Delta x} = \frac{(c + 2f + i) - (a + 2d + g)}{8 \cdot tamaño\ de\ celda\ en\ x} \qquad [12]$$

Mientras que la tasa de cambio en la dirección "*y"* es:

$$\frac{\Delta z}{\Delta y} = \frac{(g + 2h + i) - (a + 2b + c)}{8 \cdot tamaño\ de\ celda\ en\ y} \qquad [13]$$

Despejada la tasa de cambio en ambas direcciones, el algoritmo calcula el ángulo de la pendiente de la celda central en términos de radianes de la siguiente forma:

$$S_{rad} = ATAN(\sqrt{((\Delta z/\Delta x)^2 + (\Delta z/\Delta y)^2)}) \quad [14]$$

Para convertir el ángulo de una pendiente de radianes (S_{rad}) a grados sexagesimales ($S°$), se incluye el factor: *57.29578* expresado en grados decimales y equivalente a la unidad del radian:

$$S° = ATAN(\sqrt{((\Delta z/\Delta x)^2 + (\Delta z/\Delta y)^2)}) \cdot 57.29578 \quad [15]$$

Consecuentemente, $S°$ ha sido convertida y expresada en términos porcentuales de la siguiente forma:

$$S(\%) = (Tan\,\theta) \cdot 100 \quad [16]$$

Finalmente tomamos el valor medio de S (%) de cada subcuenca para agregarlo a la base de datos de cada frente montañoso.

Índices θ, k_s y k_{sn}

Estos indicadores fueron calculados sobre canales de corrientes principales en subcuencas con área >1x10^5m. Se obtuvieron usando el *script profile51* y siguiendo la metodología de Wobus *et al*. (2006) y Whipple *et al*. (2007). Este método asume la función de poder de una corriente (ecuación 10) y grafica registros de pendiente-área a lo largo de perfiles

longitudinales de canales en un dominio logarítmico (figura 12-B), debido a esto, la función es reorganizada de la siguiente forma:

$$\log S = \log k_s + \theta(\log A) \qquad [17]$$

Como resultado se tienen rectas de regresión lineal con correlación negativa que representan segmentos de canales con valores constantes de k_s separados por zonas de alta o baja concavidad (figura 12-B). El valor de θ está definido por la inclinación de la pendiente de la recta (figura 12-B) (Wobus *et al*., 2006).

Para determinar θ en la mayoría de los segmentos muestreados se tuvo cuidado en seleccionar solo las regresiones en las que el coeficiente de correlación (R) es ≥90% y una desviación (R^2) ≥80%. También fueron consideradas algunas secciones de perfiles donde el ajuste de las curvas de regresión con valores de R y R^2 está por debajo de estos porcentajes. En Sierra Juárez 82% de las curvas de regresión presenta R ≥90%, mientras que en Sierra San Pedro Mártir solo el 60% presenta R ≥90%, aunque hay un 30% de curvas que se ajustan con un valor de R entre 83 y 89% (Apéndice B).

El *script profile51_batch* en *MatLab* ejecuta un proceso automatizado que calcula los valores de k_{sn} para pequeños segmentos de canal y los almacena en archivos vectoriales con formato **.shp*. Este script emplea la función de la ecuación 11. Para normalizar los valores de k_s se ha elegido un valor $\theta_{ref} = 0.45$ debido a condiciones de incisión del basamento, donde gran parte de la superficie de canales sobre la zona de escarpe carece de cobertura aluvial, tal como lo sugiere Whipple (2010, comunicación personal). Finalmente, los valores medios de k_{sn} para cada subcuenca se han agregado a la base de datos de ambos frentes montañosos.

CAPÍTULO V. RESULTADOS

La inclinación del terreno y la configuración de sistemas fluviales ponen en evidencia el basculamiento regional de la corteza continental que ocurre en el norte de Baja California (figura 14). La vertiente del Escarpe Principal del Golfo se caracteriza por un alto gradiente del terreno y por tener drenajes más pequeños y con menor longitud del cauce principal de las subcuencas. Estas características morfométricas del Escarpe Principal del Golfo contrastan con lo que ocurre sobre la vertiente del Pacífico. El límite occidental de la cuenca Valle Chico-San Felipe, tal como se espera coincide con la parte superior del escarpe de San Pedro Mártir; mientras que el límite occidental de la cuenca Laguna Salada es poco común, púes no coincide con la parte superior del escarpe de Sierra Juárez, se extiende en dirección sureste-noroeste al oeste del escarpe (figura 14).

V.1. Frente de montaña de Sierra San Pedro Mártir

El frente de montaña de Sierra San Pedro Mártir esta controlado por un conjunto de fallas normales que se extiende por ~100 km con rumbo al noroeste (Stock y Hodges, 1990; Axen, 1995). El sistema de fallas define cuatro segmentos arqueados y cóncavos hacia el este. Las fronteras laterales entre segmentos están definidas por salientes encorvadas (figuras 15 y 16). Para este estudio los segmentos se enumeran consecutivamente de sur a norte. Los segmentos 1, 2 y 4 están bien alineados entre sí y tienen un azimut de 325°. El segmento 3 se ubica al este de los demás segmentos y forma un dominio saliente del frente montañoso. Las subcuencas de Sierra San Pedro Mártir están identificadas por la posición de su centroide proyectado ortogonalmente hacia una línea de referencia con azimut de 325° (figura 15).

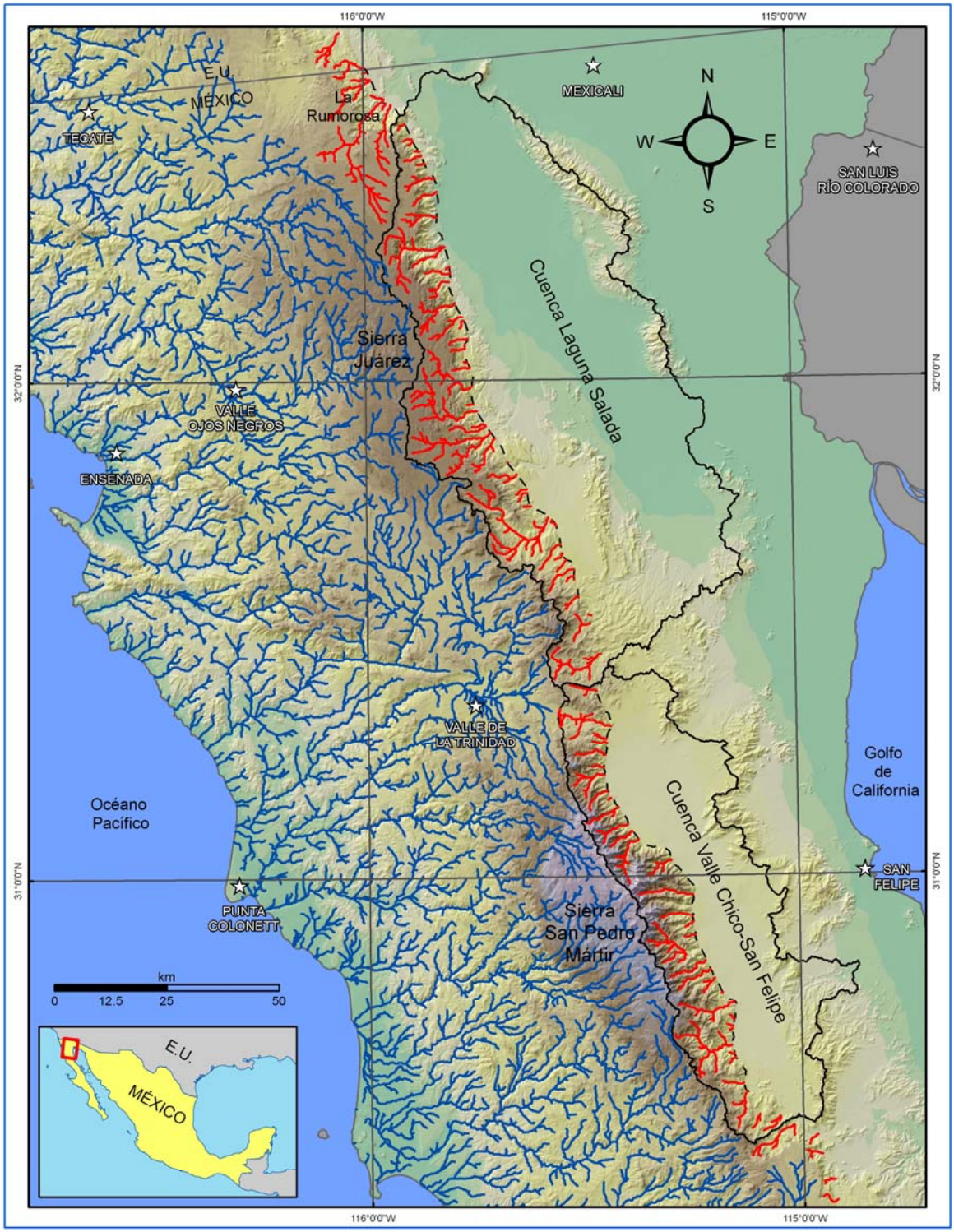


Figura 14. Mapa que exhibe largos y extensos sistemas fluviales que descargan dominantemente al oeste y suroeste (azul); por otra parte, cortos y pequeños sistemas (rojo) que fluyen dominantemente al este y noreste, se desarrollan sobre el frente de montaña del Escarpe Mayor del Golfo y desembocan en cuenca Laguna Salada y Valle Chico-San Felipe; las líneas negras discontinuas señalan la base del frente de montaña de los segmentos Sierra Juárez y Sierra San Pedro Mártir (norte y sur, respectivamente).

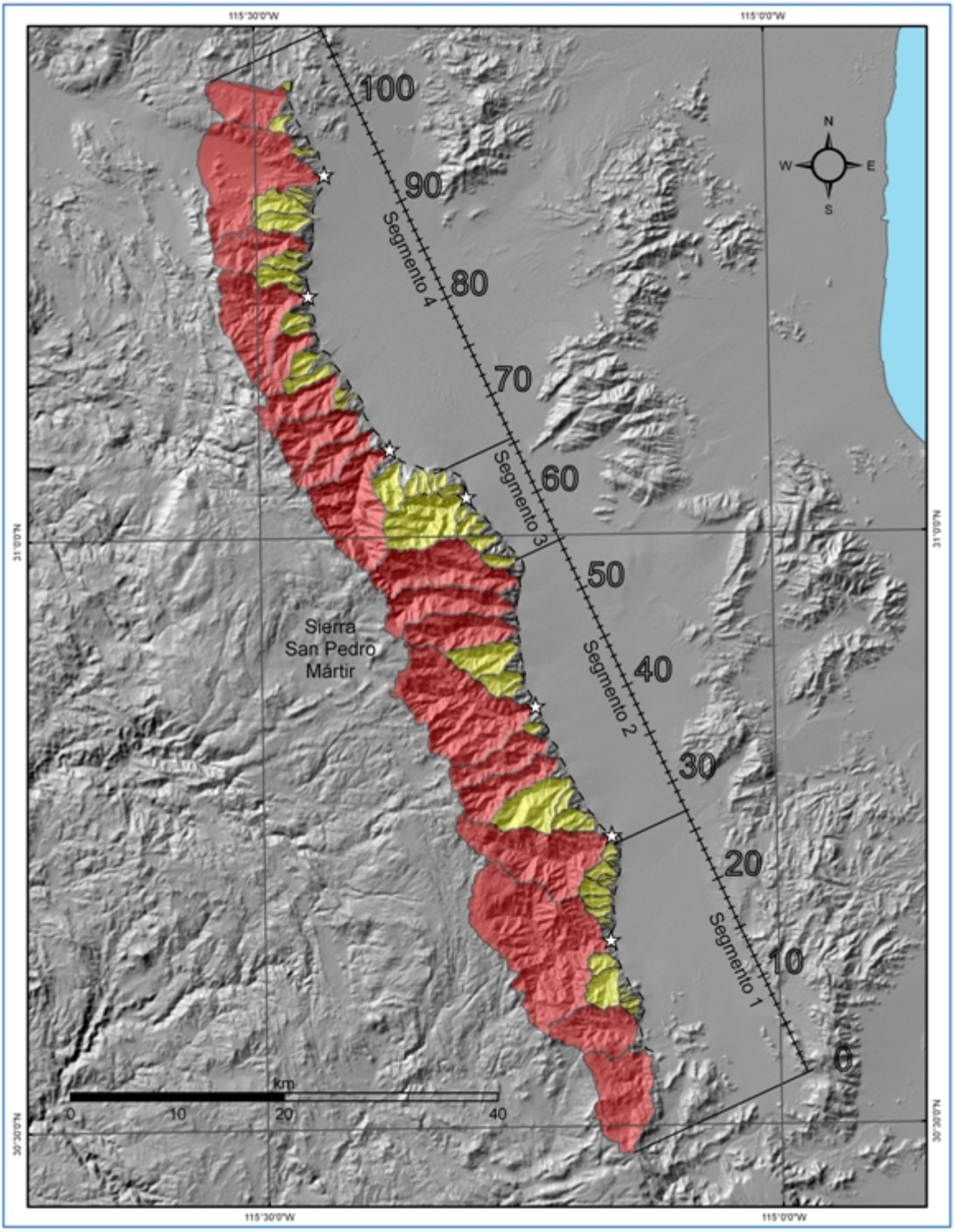


Figura 15. Mapa del sistema de subcuencas sobre el frente de montaña de Sierra San Pedro Mártir. Las subcuencas en color rojo alcanzan la divisoria del frente montañoso. Estrellas blancas señalan las subcuencas que han crecido por la captura del drenaje de subcuencas adyacentes.

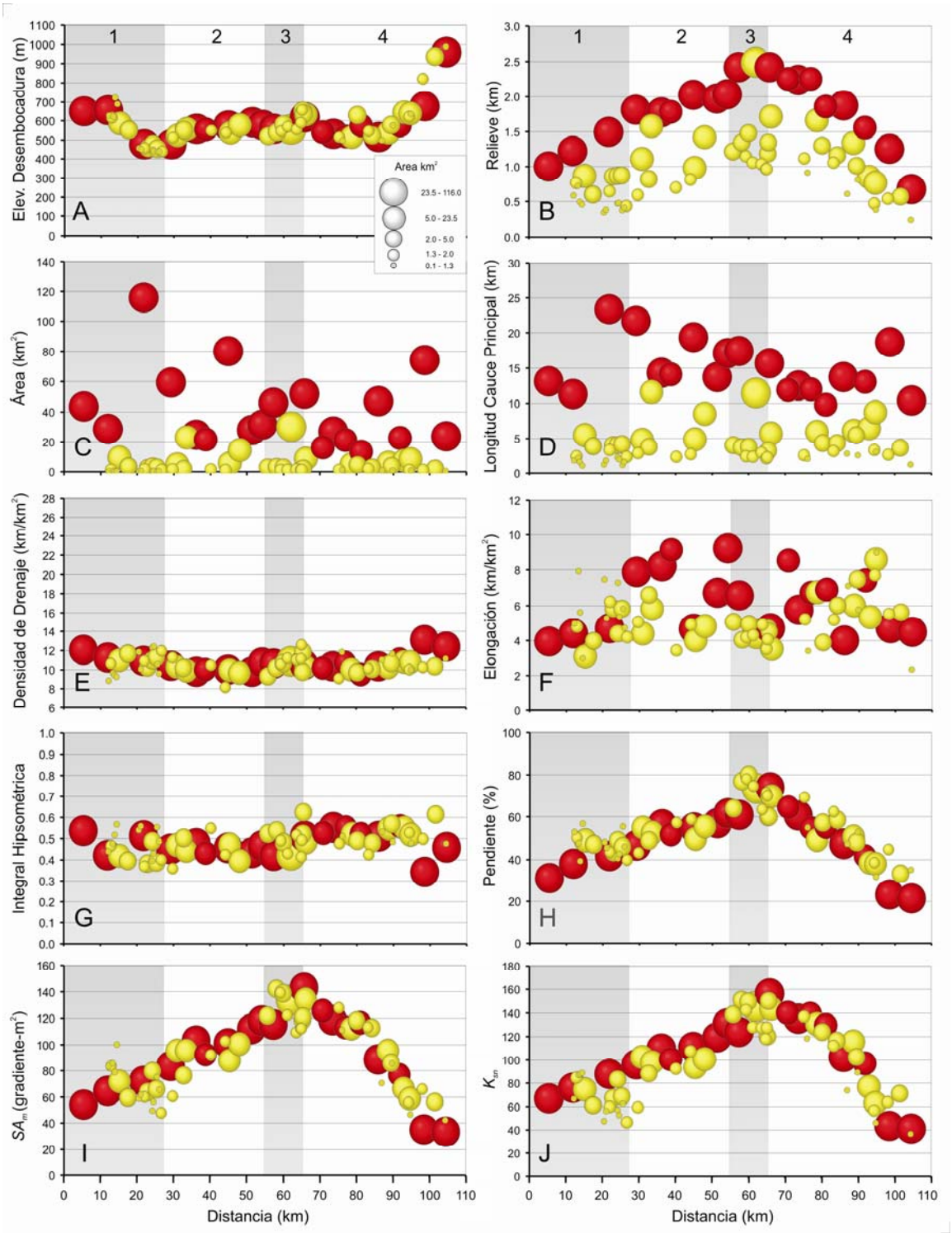


Figura 16. Representación gráfica de valores de índices geomorfológicos del frente montañoso de Sierra San Pedro Mártir. La escala del eje horizontal indica la posición del centroide de subcuencas proyectado a la línea de referencia en dirección sur-norte (0-110 km). Los límites de segmentos (1, 2, 3 y 4) del frente montañoso están definidos por la segmentación de falla San Pedro Mártir. El tamaño de las esferas representa rangos de área definidos por quintiles (ver leyenda en la parte superior). Las esferas en color rojo representan subcuencas que alcanzan la parte más alta del frente montañoso. Los resultados de las gráficas H y J representan valores medios de pendiente y k_{sn}, respectivamente.

V.1.1. Elevación de la desembocadura

La elevación de desembocadura de las subcuencas varía entre 400 y 1000 msnmm y cambia sistemáticamente a través del frente montañoso. Las elevaciones de desembocaduras más altas se encuentran en los extremos norte y sur del sistema de falla San Pedro Mártir. Se registran cambios abruptos en la elevación cerca de los límites de los cuatro segmentos (figura 16-A).

V.1.2. Relieve

El relieve en Sierra San Pedro Mártir varía de 500 a 2,500 m y cambia sistemáticamente de manera antepuesta a lo que ocurre con la elevación de la desembocadura a lo largo del frente montañoso de San Pedro Mártir (figura 16-B). Los datos definen dos conjuntos importantes, el relieve de las subcuencas que alcanzan la divisoria de San Pedro Mártir es sustancialmente mayor. Aumenta sistemáticamente hacia el centro del sistema de falla San Pedro Mártir y es maximizado en el segmento 3, donde se ubica el picacho del diablo con ~3042 msnmm (la cresta más alta de Baja California). También se notan cambios en el relieve de las subcuencas que alcanzan la divisoria cerca de los límites de los segmentos, específicamente el relieve aumenta en los límites del segmento 3 y tiende a disminuir en los límites del segmento 2.

V.1.3. Área

La mayoría de las subcuencas más grandes alcanzan el límite superior del escarpe (figura 16-C). Estas subcuencas presentan áreas entre 13.85 y 116.08 km^2.

Curiosamente en el segmento 3, las subcuencas con valores máximos de área no coinciden con el máximo relieve. Es posible que las subcuencas con altos valores de área en los segmentos 1, 2 y 4 estén controladas por heterogeneidades litológicas. Se observa que las

subcuencas con altos valores de área se ubican sobre rocas metamórficas que son más fáciles de erosionar debido a su alto contenido de micas y foliaciones penetrativas (figura 17).

V.1.4. Longitud del canal principal

La longitud del canal principal en subcuencas que alcanzan la divisoria incrementa desde el centro del escarpe hacia los extremos (figura 16-D). Las longitudes son mayores hacia el extremo sureste.

V.1.5. Densidad de drenaje

Los valores de densidad de drenaje no registran cambios significativos a lo largo del frente montañoso, parece que este índice no es afectado por el levantamiento (figura 16-E).

V.1.6. Razón de elongación

La elongación de subcuencas tiene una distribución de valores dispersa, pero subcuencas que alcanzan la divisoria de San Pedro Mártir son muy elongadas dentro de los segmentos 2 y 4, y tienden a disminuir en dirección al noroeste (figura 16-F). Las subcuencas en los extremos del frente montañosos son menos elongadas y tienen formas irregulares.

V.1.7. Integral hipsométrica

Los valores de la integral hipsométrica no registran cambios significativos y presentan una distribución sin mucha variación dentro de un rango de 0.4 a 0.6 (figura 16-G). Tampoco se notan diferencias importantes entre subcuencas que alcanzan la divisoria y las que no. En la mayoría de las subcuencas del segmento 4 hay un pequeño incremento de los valores de integral respecto al resto de las subcuencas.

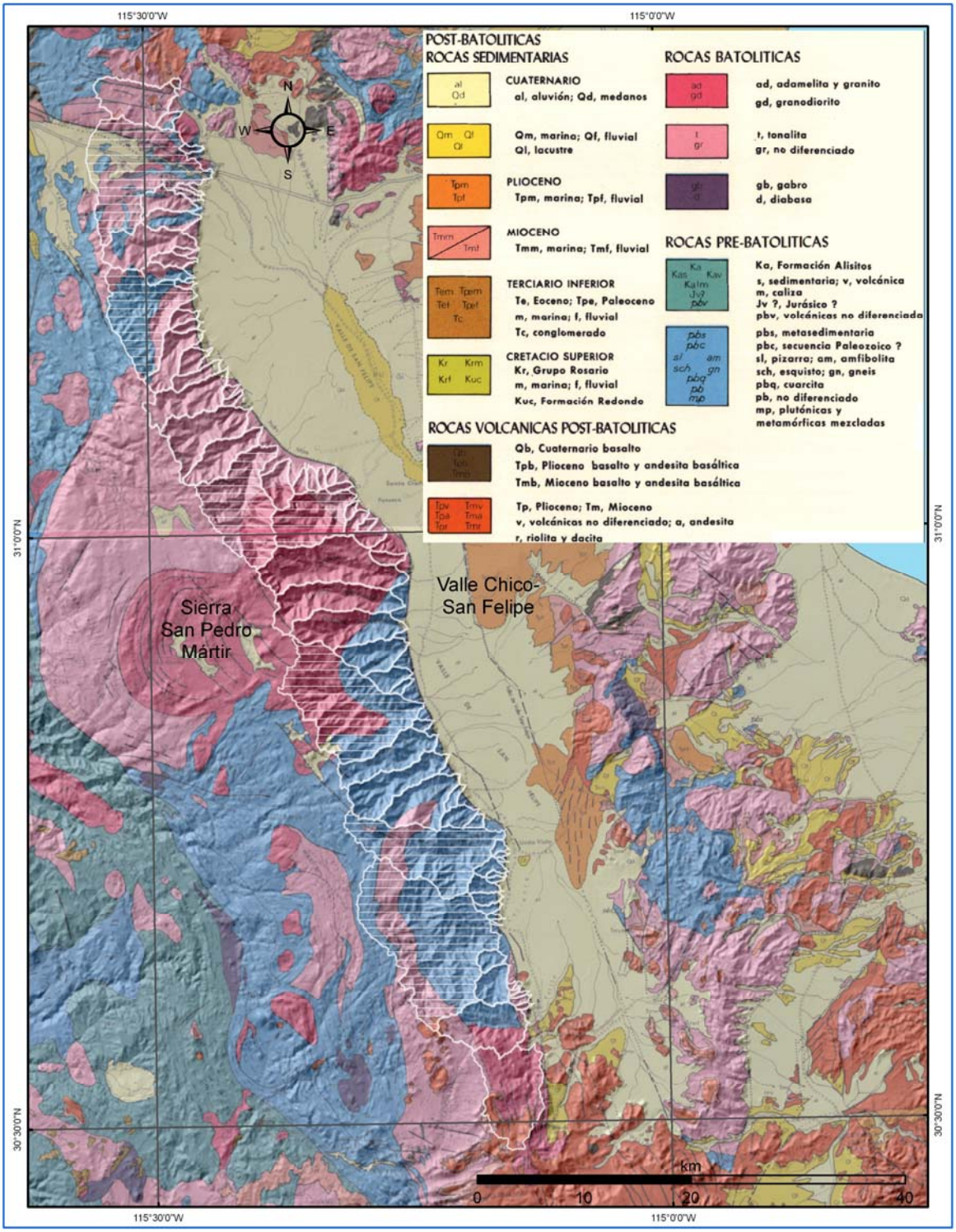


Figura 17. Mapa geológico del norte de Baja California (cartas A y B de Gastil *et al*., 1975) sobre un modelo digital de elevación con resolución espacial de 30 m. Polígonos con contornos blancos señalan los límites de subcuencas en el escarpe de San Pedro Mártir. El mapa indica que la mayoría de las subcuencas de gran tamaño (subcuencas con achurado en líneas horizontales) se desarrollan sobre rocas metamórficas, las cuales son más fáciles de erosionar.

V.1.8. Pendiente, gradiente-área (SA) y pendiente normalizada (k_{sn}) promediados por subcuencas

Los resultados de la pendiente media indican que en la parte central del frente montañoso (segmento 3) se maximizan los valores, alcanzando hasta el 80%. Estos valores de pendiente disminuyen progresivamente en las subcuencas localizadas hacia los extremos del frente montañoso (figura 16-H). Los resultados de *SA* y K_{sn} tienen una distribución similar a la pendiente media de subcuencas (figuras 16-I y J).

En el segmento 4 (km ~85) hay una disminución pronunciada en valores de pendiente, *SA* y k_{sn}. El gradiente de decrecimiento es más alto hacia el norte (figuras 15 y 16-I, J).

V.1.9. Índice SA, índice de Concavidad y k_{sn} por segmentos de canal

Según la clasificación de Whipple (2004), más del 40% de los segmentos de canal muestreados en Sierra San Pedro Mártir tienen valores de concavidad extrema *(θ>1)* (Tabla II y Figura 18). Algunos de los valores más altos de concavidad están en el centro del frente montañoso (hasta 26.43). Las concavidades extremas disminuyen hacia los extremos del frente montañoso y tienen un patrón similar al relieve.

Tabla II. Registro de valores de concavidad en *knickpoints* sobre el Escarpe de San Pedro Mártir

	Sierra San Pedro Mártir			
Rango de concavidad	***# kp***	***%kp***	***segmento***	***kp***
0.0-0.4 (baja)	19	19%		
0.4-0.7 (moderada)	24	24%		
0.7-1.0 (alta)	16	16%		
1.0-26.6 (extrema)	41	41%	Seg 1 Seg 2 Seg 3 Seg 4	6 14 8 13
knickpoints registrados	100	100%		

kp = knickpoint

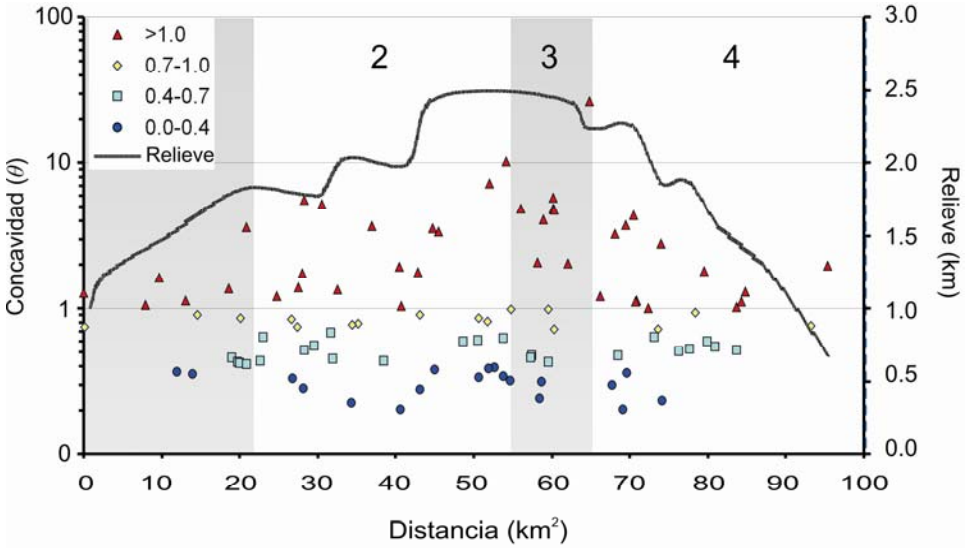


Figura 18. Gráfica de los valores y distribución espacial de la concavidad y su relación con la magnitud del relieve a lo largo del frente de montaña San Pedro Mártir. Los límites de rango de concavidad están definidos de acuerdo a la clasificación de Whipple (2004).

Los resultados del índice *SA* determinados por segmentos de canal están clasificados en rangos definidos por quintiles. La mayor concentración de valores altos y muy altos ocurre en la parte central del frente montañoso (figura 19). En los extremos del frente predominan valores bajos y medios (figura 19).

Los valores de k_{sn} determinados por segmentos de canal presentan una distribución semejante al índice *SA*. Exponen una marcada diferencia entre los altos valores del escarpe y los observados en el piso de la cuenca Valle Chico-San Felipe (figura 20). También se nota un aumento en valores k_{sn} en segmento 3 y los valores decaen hacia el noroeste y sureste.

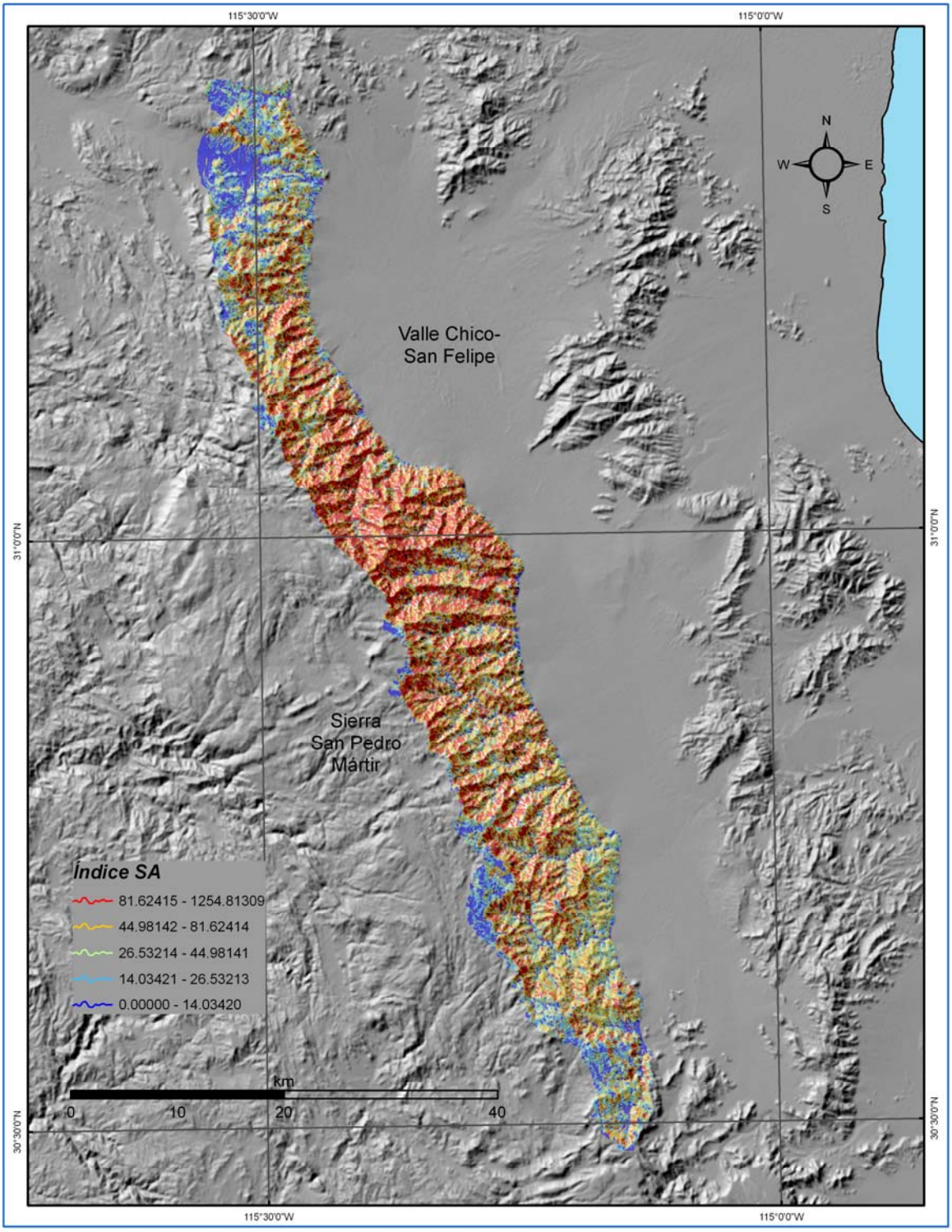


Figura 19. Mapa de sistemas de drenaje con valores de índice *SA* sobre el frente de montaña de Sierra San Pedro Mártir. Los tonos en naranja y rojo señalan zonas donde el poder de las corrientes incrementa; los tonos en azul y verde indican zonas donde el gradiente es bajo o moderado.

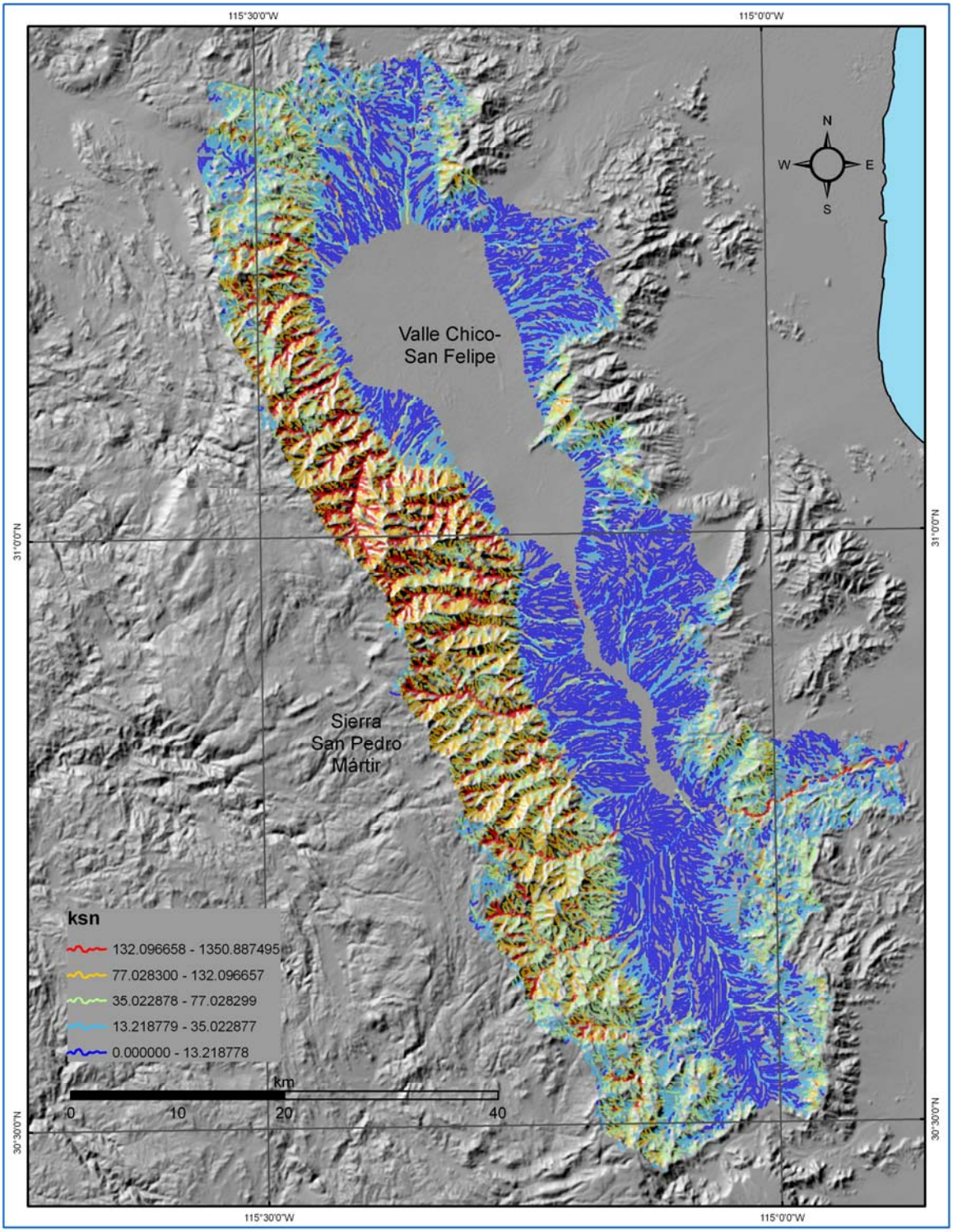


Figura 20. Mapa de sistemas de drenaje con valores del índice k_{sn} sobre el frente de montaña de Sierra San Pedro Mártir. Los valores más altos de k_{sn} (colores naranja y rojo) se concentran con mayor frecuencia en la parte central del frente montañoso.

V.2. Frente de montaña de Sierra Juárez

El escarpe de Sierra Juárez se extiende por ~136 km y tiene un relieve de 600 a 1,700 m. El frente montañoso está cortado por una zona de falla con orientación norte-sur con caída hacia el oeste y este (Lee *et al*., 1996; Romero-Espejel, 1997). La subsidencia en el bloque de techo no ha sido de magnitudes muy grandes porque aún se encuentran grandes remanentes del basamento cristalino al pie del escarpe que no han sido cubiertos por sedimentos en el margen occidental de Laguna Salada. El arreglo de fallas en Sierra Juárez ha acomodado ~1 km de desplazamiento vertical, el cual ha sido particionado completamente por el levantamiento del bloque de piso (Fletcher y Spelz, 2009). Esto significa que el nivel base de los sistemas fluviales del escarpe está controlado principalmente por desplazamientos tectónicos, o mejor dicho, el relleno sedimentario tiene muy poco control sobre el nivel base.

Las subcuencas de Sierra Juárez son identificables por la posición de sus desembocaduras expresadas en unidades de kilómetro a lo largo del frente montañoso (figura 21). Este frente ha sido dividido en cuatro segmentos con base a cambios geomorfológicos y estructurales que se describen a continuación (figuras 21 y 22).

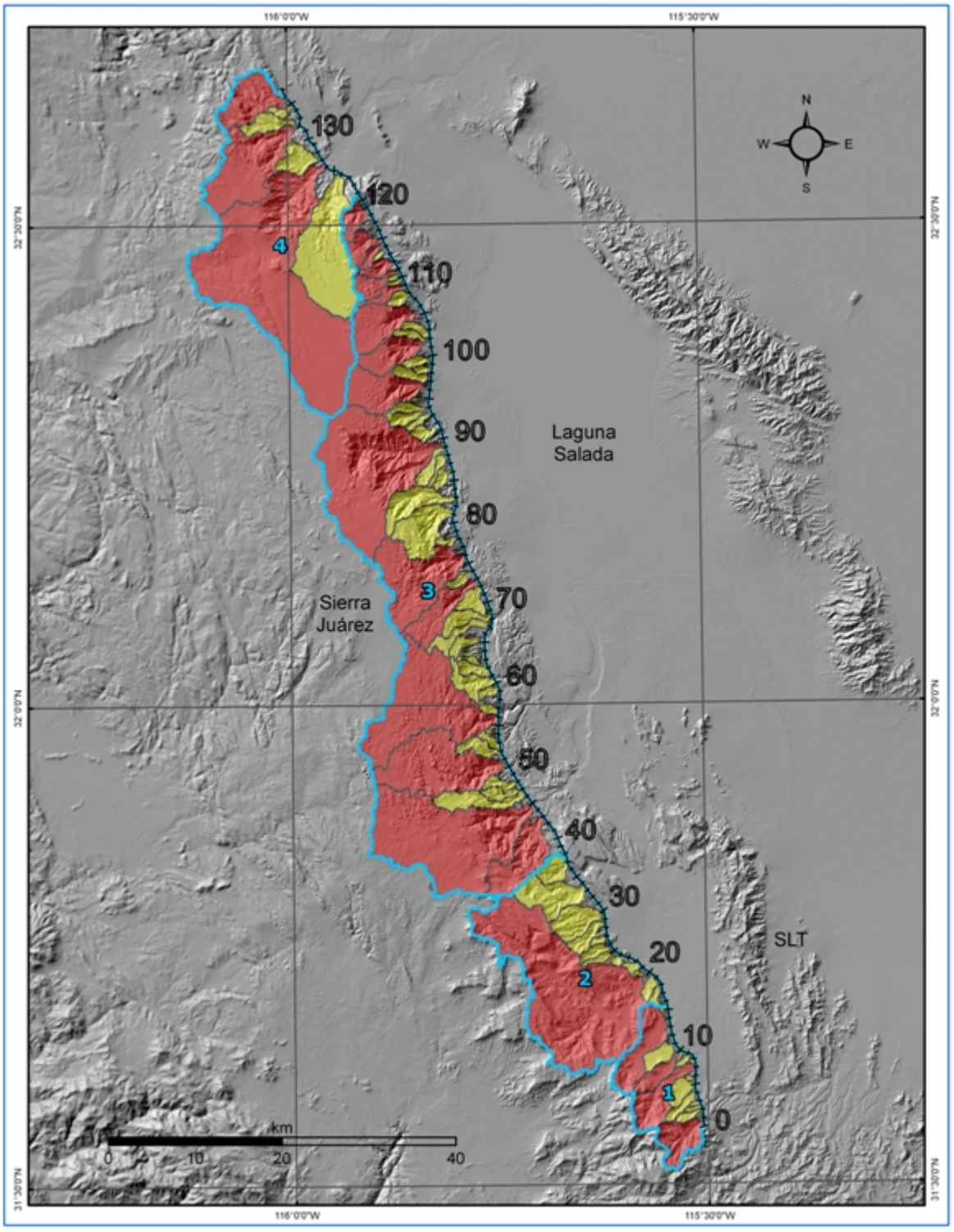


Figura 21. Mapa del sistema de subcuencas sobre el frente de montaña de Sierra Juárez. Las subcuencas en color rojo alcanzan la divisoria del frente montañoso; los límites y la numeración en color azul definen los segmentos en que fue dividido el frente montañoso.

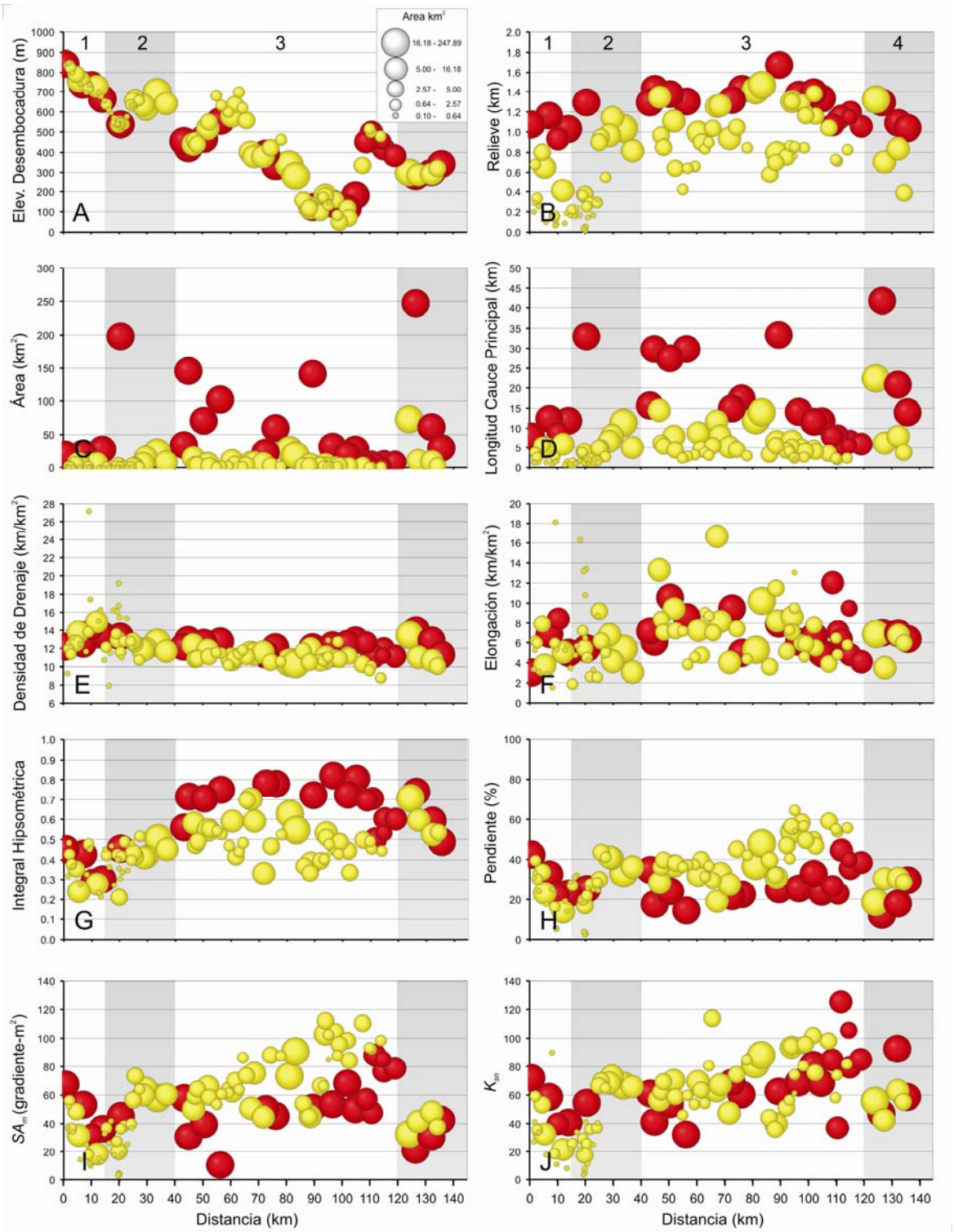


Figura 22. Representación gráfica de los valores de índices geomorfológicos del frente montañoso de Sierra Juárez. La escala del eje horizontal indica la posición de la desembocadura de subcuencas en dirección sur-norte (0-136 km). Los límites de los segmentos (1, 2, 3 y 4) del frente montañoso están definidos por cambios geomorfológicos y estructurales. El tamaño de las esferas representa rangos de área definidos por quintiles (ver leyenda en la parte superior). Las esferas en color rojo representan subcuencas que alcanzan la parte más alta del frente montañoso. Los resultados de las gráficas H y J representan valores medios de pendiente y k_{sn}, respectivamente.

V.2.1. Elevación de la desembocadura

Los valores de elevación de la desembocadura de las subcuencas señalan que hacia el norte se presentan cambios sistemáticos de descenso-ascenso en la elevación, con una diferencia máxima de hasta 466 m (figura 22-A). Existen cuatro cambios y/o discontinuidades en la elevación de la desembocadura ubicadas en los km 15, 40, 60 y 110 (figuras 21 y 22). Las últimas tres discontinuidades corresponden a altos estructurales en el bloque de techo donde la subsidencia no fue suficiente para cubrir las rocas cristalinas que lo constituyen. Las dos primeras corresponden a cambios observados en otros índices geomorfológicos (figura 22-G, H, I y J).

V.2.2. Relieve

Los valores del relieve en el frente montañoso de Sierra Juárez revelan que en general las subcuencas que alcanzan la divisoria de Sierra Juárez presentan valores máximos de relieve y de área a lo largo de todo el frente montañoso (figura 22-B). La única excepción se encuentra en el norte, cerca del km 124, hay una subcuenca que alcanza la cima de Mesa Juárez Oriental pero no la divisoria regional. El conjunto de subcuencas que alcanza la divisoria de Sierra Juárez presentan relieve entre 935 y 1,700 m. Entre el km 40 y 110 (segmento 3) se observa la sección de mayor magnitud en el frente montañoso, el relieve máximo se localiza alrededor del km 90. El relieve mínimo de subcuencas que alcanzan la divisoria se encuentra en el extremo norte y sur del frente montañoso. Estos gradientes en relieve reflejan gradientes en desplazamiento registrado por la zona de falla que controla al escarpe de Sierra Juárez.

V.2.3. Área

Las subcuencas que alcanzan la divisoria tienen áreas >10 km^2. Las subcuencas más grandes (área >50 km^2) típicamente muestran mayor discontinuidad espacial debido a su tamaño (figura 22-C). Esto se debe a que drenajes por encima de la Mesa Juárez Oriental son capturados irregularmente por los sistemas fluviales del escarpe. Sin embargo, hay un mayor número de subcuencas con mayor área en la parte central del frente montañoso (segmento 3) que presentan un patrón semejante al relieve (figura 22-C).

V.2.4. Longitud del canal principal

Los valores de la longitud del canal principal tienen buena correlación con el tamaño de la subcuenca y se observan tres conjuntos de datos que exhiben distinto comportamiento (figura 22-D). El primer conjunto expone seis de las subcuencas más grandes (71-250 km^2) y presentan canales de entre 27 y 42 km de longitud, incrementando en dirección al norte. El segundo conjunto de subcuencas predominantemente pequeñas (<5 km^2) presentan canales con longitudes <6 km. El tercer conjunto esta formado por subcuencas medianas (5-60 km^2) y presentan canales entre 5 y 25 km de longitud (figura 22-D). La clasificación de estos tres conjuntos indica que existe una alta correlación entre la longitud de canal principal y el tamaño de la subcuenca.

V.2.5. Densidad de drenaje

La densidad de drenaje presenta una distribución homogénea (figura 22-E). Estos valores se distribuyen en un rango de 10 a 15 km/km^2, excepto por un conjunto de subcuencas con áreas <1 km^2 que presentan dispersión en subcuencas localizadas entre los km 5-25.

V.2.6. Razón de elongación

Los valores de elongación son muy dispersos, sin embargo demuestran una tendencia de incremento en la porción central (segmento 3) y disminuyen hacia los extremos norte y sur de una manera similar a los valores del relieve (figura 22-B y F). En contraste a los patrones observados en valores de longitud del canal principal y tamaño de subcuencas, no se ve ningún tipo de relación directa respecto a los valores de elongación (figura 22-F)

V.2.7. Integral hipsométrica

La integral hipsométrica calculada para cada subcuenca demuestra que hay una distribución de datos que incrementa dentro de los primeros 110 km (figura 22-G). Las subcuencas dentro de los primeros 40 km presentan un importante incremento de los valores. Al noroeste del km 40 existe una separación importante entre subcuencas que alcanzan y no alcanzan la divisoria de Sierra Juárez. Esta separación de valores de integral hipsométrica ocurre adyacente a Mesa Juárez Oriental, es decir, que los valores de la integral hipsométrica están afectados por la gran proporción del área de las subcuencas que se encuentran en Mesa Juárez Oriental, la cual contiene el relieve más elevado en este frente montañoso. Las subcuencas que alcanzan la divisoria occidental de Laguna Salada tienen valores de integral entre 0.5 y 0.82 (figura 23), mientras que el resto tienen valores de entre 0.33 y 0.70 (figura 24). Más al norte en la zona de La Rumorosa, hay una disminución en los valores de la integral.

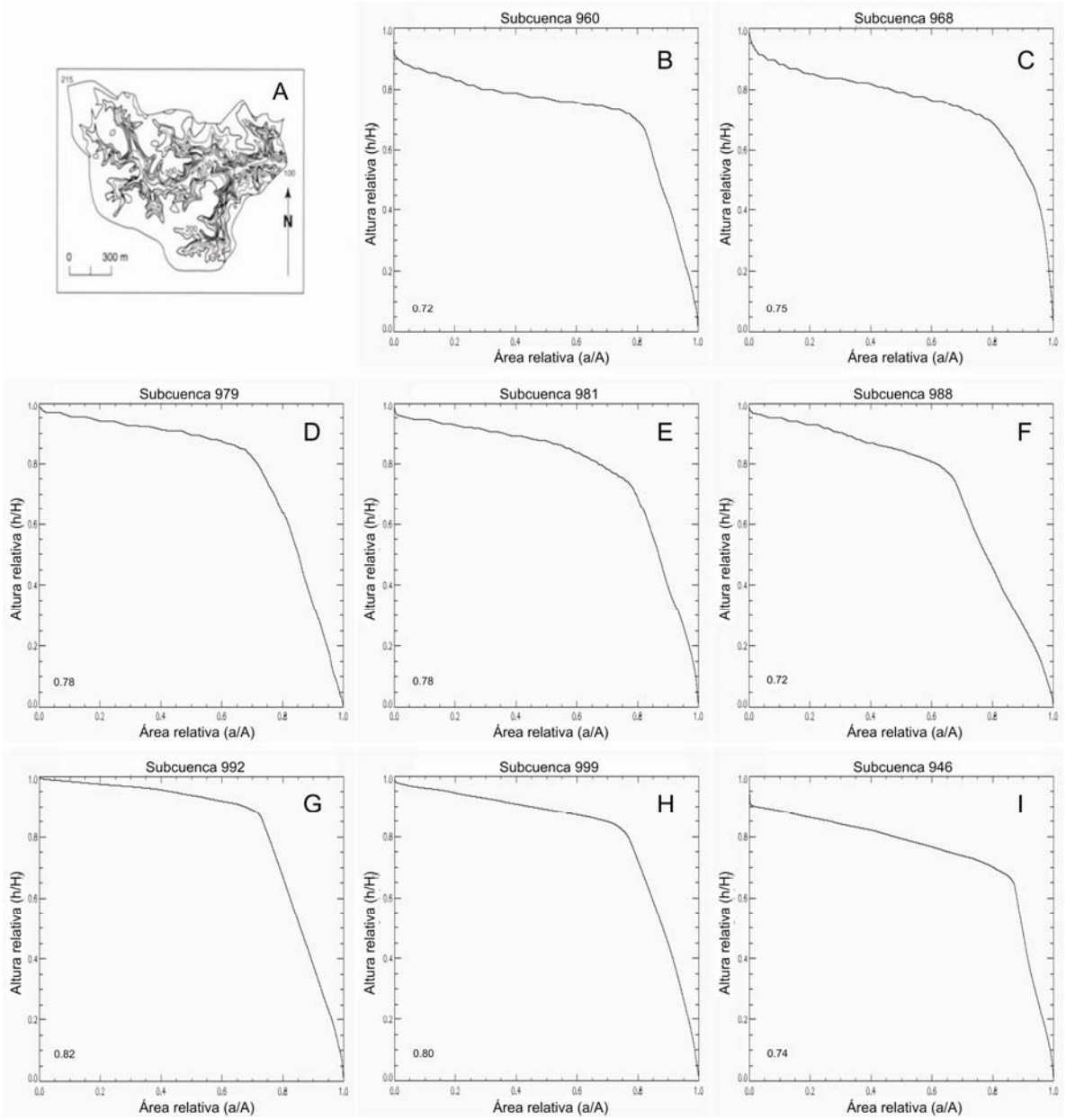


Figura 23. Modelo de evolución morfológica del terreno, A) Representa la morfología de una cuenca en estado de desequilibrio, hace referencia a subcuencas con superficies semiplana donde el estado de disección es insignificante. Las graficas proyectan las curvas hipsométricas para algunas de las subcuencas localizadas en la porción central y norte del frente de montaña de Sierra Juárez ordenadas conforme a su posición sureste-noroeste, estas subcuencas se desarrollan sobre la superficie de Mesa Juárez. El área por debajo de la curva y el valor de la integral hipsométrica señalan la proporción de área-relieve en la subcuencas.

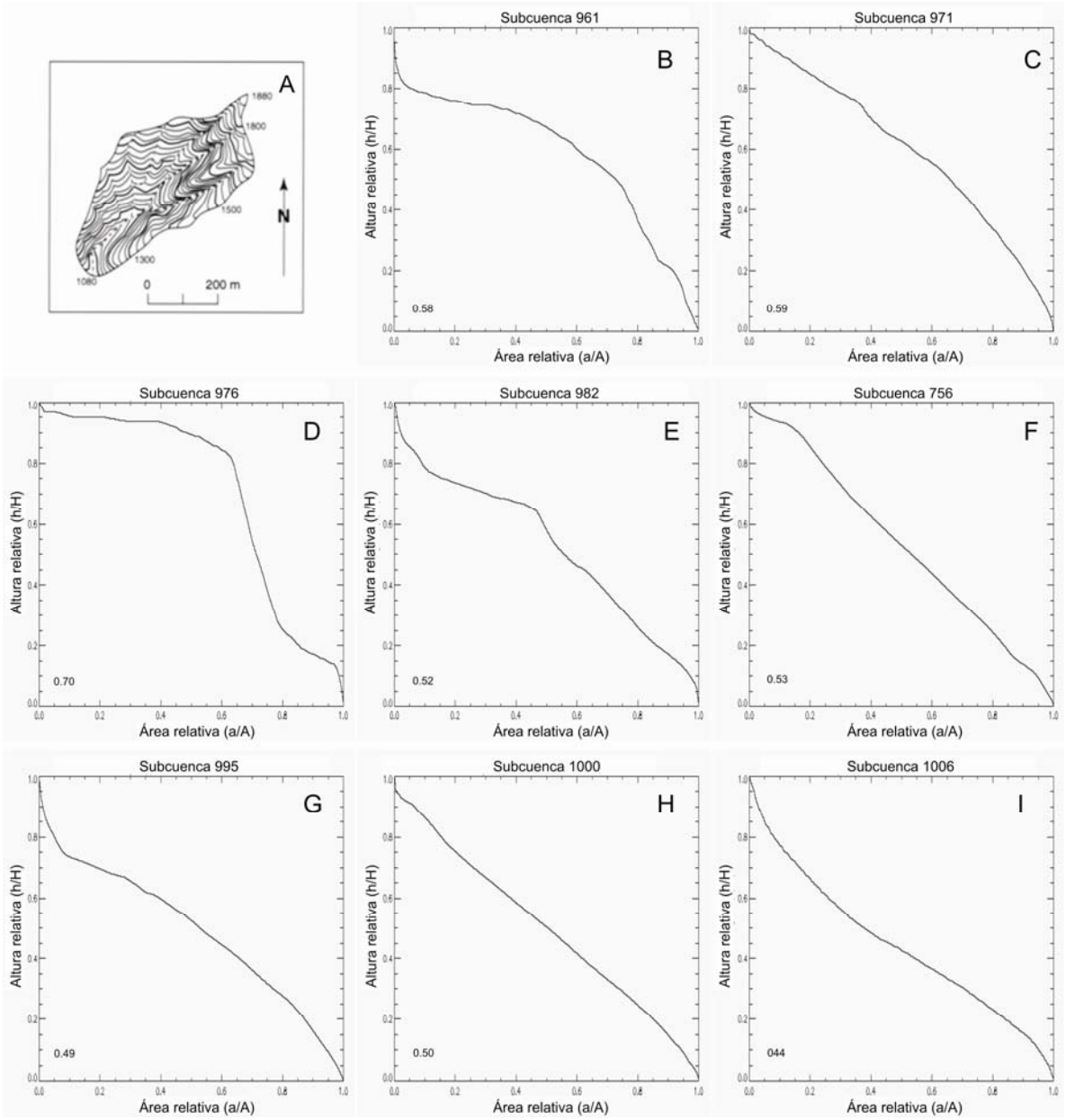


Figura 24. Modelo de evolución morfológica del terreno, A) Representa la morfología de una cuenca en estado de equilibrio donde el estado de disección es significante. Las gráficas proyectan las curvas hipsométricas para algunas de las subcuencas localizadas en la porción central y norte sobre de la zona escarpada de Sierra Juárez ordenadas conforme a su posición sureste-noroeste. El área por debajo de la curva y el valor de la integral hipsométrica señalan la proporción de área-relieve en la subcuencas.

V.2.8. Pendiente, gradiente-área (SA) y pendiente normalizada (k_{sn}) promediado por subcuencas

Los valores de estos indicadores exponen una distribución de datos similar entre sí (figuras 22-H, I y J). En los primeros 15 km se observa un descenso de datos de los tres indicadores en dirección al norte-noroeste. A partir del km 40 hasta el extremo norte del escarpe, los valores definen dos conjuntos en una manera semejante a la separación de los valores de integral hipsométrica. El primer conjunto representado por subcuencas que alcanzan la divisoria de Sierra Juárez, presenta valores de pendiente entre 20 y 44%, salvo en algunas subcuencas de gran dimensión donde la pendiente es baja (~12-25%). El segundo conjunto está formado por subcuencas que exhiben pendientes medias entre 27 y 65%.

La presencia de Mesa Juárez Oriental tiene el efecto de reducir los valores de pendiente media, SA_m y k_{sn} en las subcuencas que alcanzan la divisoria, debido a que ocupan una significante proporción de área sobre esta planicie de bajo gradiente. Otro patrón importante es el incremento de los valores de SA_m y k_{sn} en los dos conjuntos hasta el km 120, disminuyendo en el extremo norte en la zona de La Rumorosa.

V.2.9. Índice SA, índice de Concavidad y k_{sn} por segmentos de canal

Según de la clasificación de Whipple (2004) casi el 60% del total de los segmentos muestreados en Sierra Juárez tienen valores de concavidad extrema (Tabla III y Figura 25). La mayoría de las concavidades extremas se registran en el segmento 3, donde están algunos de los valores de concavidad más altos del frente montañoso. La magnitud de las concavidades extremas en el segmento 3 disminuye de 24.4 a 1.0 en dirección hacia el norte. En el segmento 4 del frente montañoso existen concavidades extremas de hasta 26.6. En el segmento 1 predominan concavidades moderadas (0.4-0.7).

Tabla III. Registro de valores de concavidad en knickpoints sobre el Escarpe Sierra Juárez

	Sierra Juárez			
Rango de concavidad	***# kp***	***%kp***	***Segmento***	***kp***
0.0-0.4 (baja)	9	7%		
0.4-0.7 (moderada)	27	20%		
0.7-1.0 (alta)	18	14%		
1.0-26.6 (extrema)	78	59%	Seg 1 Seg 2 Seg 3 Seg 4	1 8 59 10
knickpoints registrados	132	100%		

kp = knickpoint

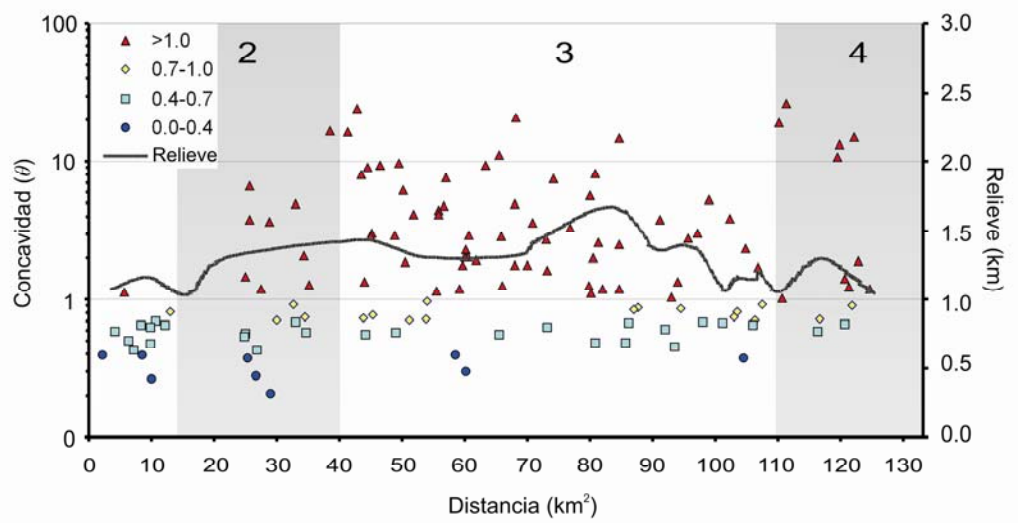


Figura 25. Gráfica de los valores y distribución espacial de la concavidad y su relación con la magnitud del relieve a lo largo del frente de montaña de Sierra Juárez. Los límites de rango de concavidad están definidos de acuerdo a la clasificación de Whipple (2004).

Los resultados del índice *SA* clasificados en rangos definidos por quintiles presentan valores contrastantes entre segmentos de canal localizados sobre el frente montañoso y Mesa Juárez Oriental (figuras 26). La mayoría de los valores altos y muy altos se concentran en el escarpe de los segmentos 3 y 4. Los valores más bajos están en la superficie de Mesa Juárez Oriental y en la parte baja de las subcuencas del sur de Sierra Juárez (figura 26). Valores de k_{sn} exhiben resultados similares a los obtenidos con el índice *SA* (figura 27).

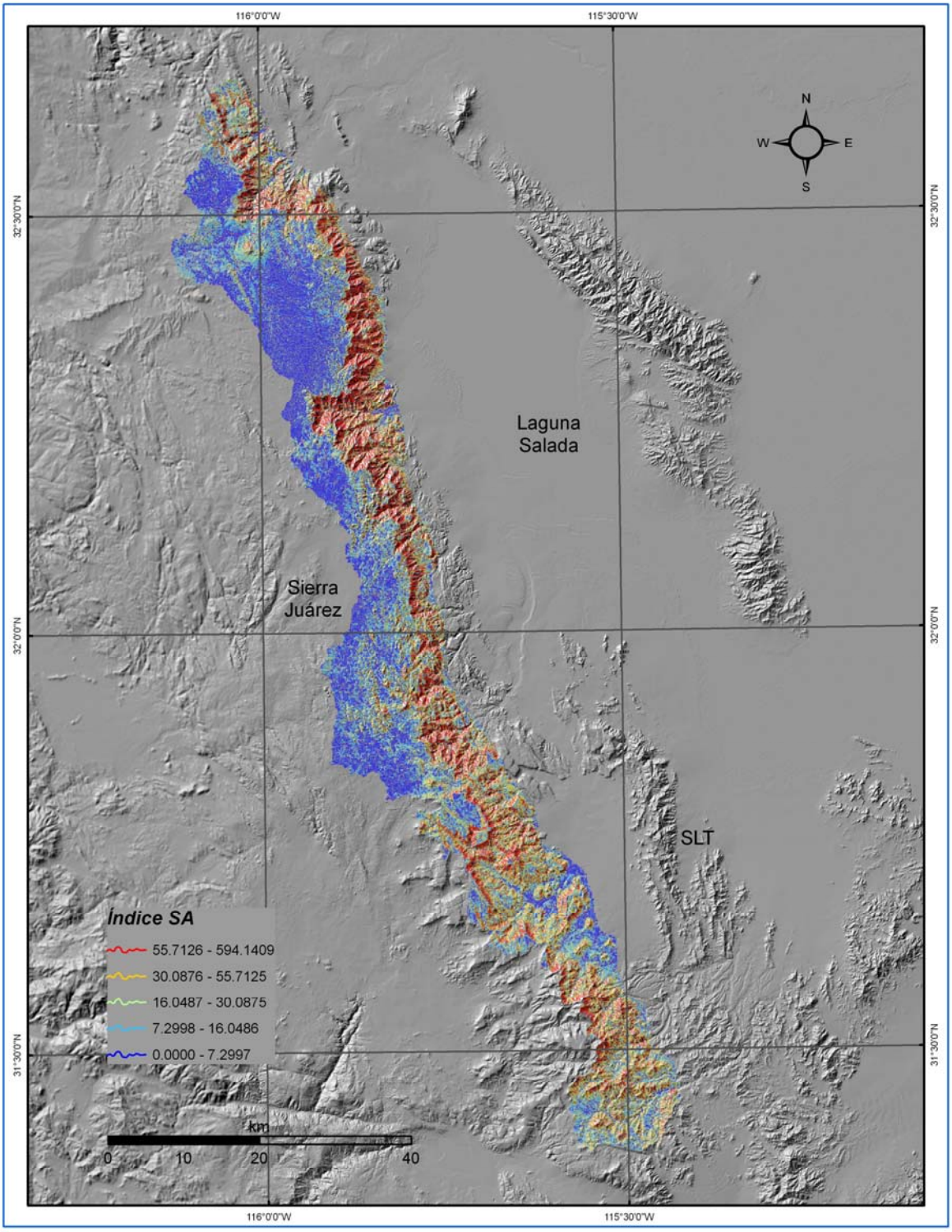


Figura 26. Mapa de sistemas de drenaje con valores de índice *SA* sobre el frente de montaña de Sierra Juárez. Los tonos en naranja y rojo señalan zonas donde el poder de corrientes incrementa; tonos en azul y verde localizados principalmente sobre Mesa Juárez Oriental, indican un gradiente bajo.

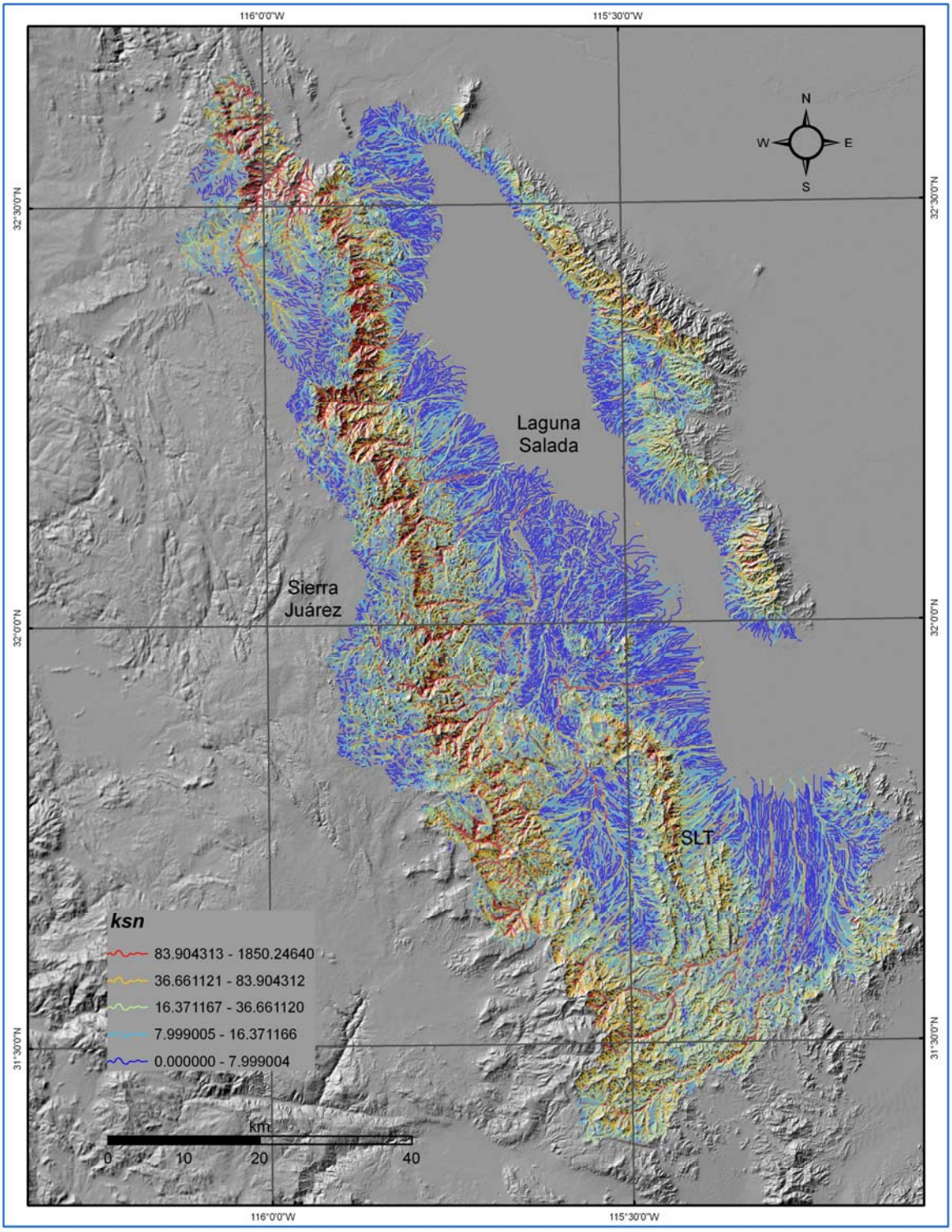


Figura 27. Mapa de sistemas de drenaje con los valores de k_{sn} sobre el frente de montaña de Sierra Juárez. Los valores más altos de k_{sn} (colores naranja y rojo) se concentran con mayor frecuencia sobre la parte escarpada del frente montañoso.

CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN

Las características morfológicas en las subcuencas del frente montañoso oriental de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez permiten su comparación para establecer sus diferencias por medio de índices geomorfológicos. Los resultados señalan contrastes significativos entre segmentos del mismo frente, así como contrastes entre ambos frentes montañosos. En este estudio se demuestra la existencia de un conjunto de indicadores que son congruentes y parecen tener una relación directa a la magnitud del levantamiento a lo largo de los frentes montañosos, entre estos: el relieve, la integral hipsométrica, la pendiente y los índices de concavidad, *SA* y k_{sn}.

VI.1. Variación de índices geomorfológicos en Sierra San Pedro Mártir

Los estudios termocronológicos y la cartografía geológica indican varios pulsos del levantamiento tectónico de la corteza en el norte de Baja California que se relaciona con la erosión pronunciada del arco magmático y el emplazamiento del Batolito Peninsular durante el Cretácico. El primer pulso documentado es el enfriamiento de la litósfera y exhumación del basamento cristalino por denudación tectónica durante el Cretácico tardío (Grove *et al*., 2003). Otro pulso más prologado ocurrió durante el Eoceno-Oligoceno (Axen *et al*., 2000). El tercero ocurre al inicio de la extensión en el Golfo a partir del Mioceno temprano-medio (Suárez-Vidal *et al*., 1991; Romero-Espejel, 1997; Seiler *et al*., 2010).

Como efecto del levantamiento tectónico, la falla San Pedro Mártir ha producido un desplazamiento de ~5 km hacia el este en la parte central de Sierra San Pedro Mártir (Slyker, 1970 y 1974; Hamilton, 1971; Gastil *et al*., 1975). Este desplazamiento inició entre ~12-6 Ma (Stock y Hodges, 1989; Lewis y Stock, 1998; Stock *et al*., 1998; Oskin *et al*., 2001). Registros de edades de exhumación del bloque de piso en Sierra San Felipe y Sierra Santa Rosa (al este

de falla San Pedro Mártir) sugieren con mayor precisión que el proceso de extensión comenzó entre ~9-8 Ma. Se estima que el sistema de *detachment* que controla la extensión en el Valle de San Felipe ha acomodado entre 1.5 y 9 km de desplazamiento horizontal con dirección noreste a sureste (Seiler *et al*., 2010).

La elevación en desembocaduras de subcuencas registra cambios abruptos entre los límites de segmentos (figura 16-A). Estos cambios corresponden con los límites de segmentos de falla San Pedro Mártir y sugiere que el frente montañoso se levanta de forma discontinua según los siguientes datos.

Según observaciones de Stock y Hodges (1989) y Seiler *et al*. (2010), el gradiente de desplazamiento a lo largo de falla San Pedro Mártir es más alto en la parte central del escarpe y decrece sistemáticamente hacia los extremos de la falla. A lo largo del escarpe, la magnitud del relieve (500 a 2,500 m) mantiene un patrón semejante y es un efecto directo del gradiente de desplazamiento que presenta un incremento sistemático hacia la parte central del escarpe (figura 16-B). El relieve parece ser el factor que controla la variación de algunos indicadores. Particularmente, los resultados de pendiente, *SA* y k_{sn} promediados por subcuenca presentan un patrón que corresponde con la magnitud del relieve (figuras 16-H, I y J). Los índices *SA* y k_{sn} señalan cambios significativos en el frente montañoso y apoyan la idea de un gradiente de desplazamiento vertical más alto hacia el centro del escarpe.

Los valores más altos de los índices *SA*, k_{sn} y concavidad extrema ($\theta>1$) calculados por segmentos de canal se concentran con mayor frecuencia en las zonas más escarpadas del frente montañoso (figuras 18, 19 y 20). La magnitud de la concavidad se incrementa aguas abajo; este patrón predomina a lo largo del Escarpe Principal (Apéndice C). Considerando que los índices *SA*, k_{sn} y concavidad son mediciones que registran la influencia tectónica (Hack 1973; Whipple

2004; Wobus *et al*., 2006), los resultados también sugieren que en la porción central del escarpe ocurre un mayor desplazamiento de las fallas, tal como lo explica Slyker (1970 y 1974).

El área de las subcuencas que alcanzan el límite superior del escarpe presenta incremento significativo en los segmentos 1, 2 y 4 que no corresponden con el patrón expuesto por el relieve, debido probablemente a heterogeneidades litológicas (figuras 16-C y D). Esto se puede interpretar como el dominio de procesos de denudación selectiva según la litología (figura 17).

La elongación de subcuencas aunque es menos evidente, parece tener un patrón similar al relieve (figura 16-F). Algunas subcuencas que alcanzan la cima de Sierra San Pedro Mártir son muy elongadas en la parte central del escarpe, las subcuencas más elongadas están en los segmento 2 y 4 cercanas a los límites con el segmento 3. Sin embargo, adyacentes a estas subcuencas hay otras que son mucho menos elongadas y con una forma irregular; es probable que estas subcuencas hayan crecido después de haber capturado el área de drenaje de subcuencas adyacentes (figura 15).

La presencia de varias generaciones de facetas truncadas se asocia a periodos de levantamiento tectónico constante y discreto seguido por periodos de calma o estabilidad tectónica (Hamblin, 1976; Brown, 1978) (figura 28). Las crestas de estas facetas son truncadas por bancos semi-horizontales (formados durante periodos de estabilidad) (Hamblin, 1976) y la pendiente entre secciones truncadas disminuye hacia arriba (Hamblin, 1976; Bucknam y Anderson, 1979) (figura 29). Sobre el frente de montaña de San Pedro Mártir hay diversas generaciones de facetas triangulares truncadas que demuestran la ocurrencia de varios eventos tectónicos (figuras 30 y 31).

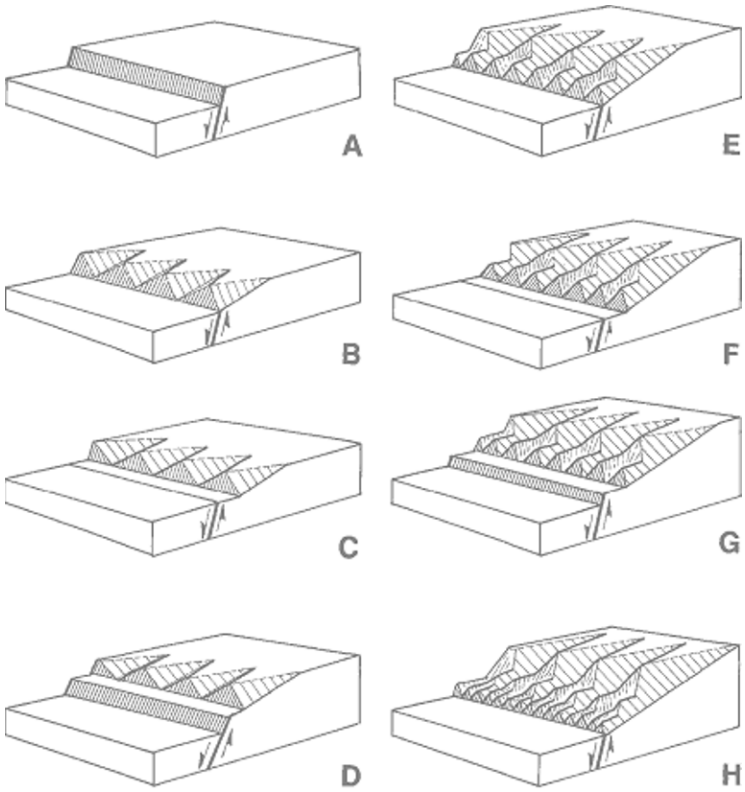


Figura 28. Evolución del proceso de deformación y degradación de facetas triangulares en frentes montañosos. Sugiere periodos de desplazamiento tectónico alternados con periodos de ausencia o estabilidad tectónica. A) Formación de un escarpe, B) Formación de facetas por la incisión de corrientes, C) Periodo de estabilidad y degradación del escarpe. El proceso se repite entre D y H. Tomado de Hamblin (1976).

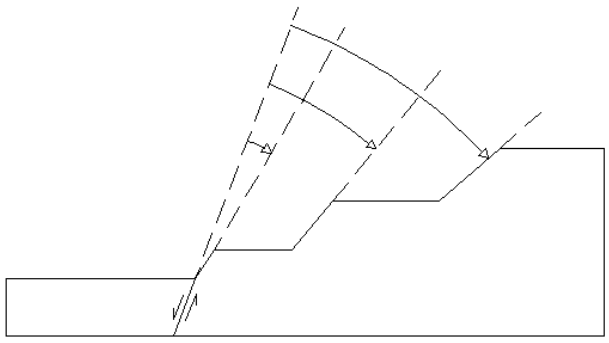


Figura 29. Perfil transversal de un escarpe que explica la disminución de la pendiente sobre superficies de facetas triangulares. Tomado de Hamblin (1976).

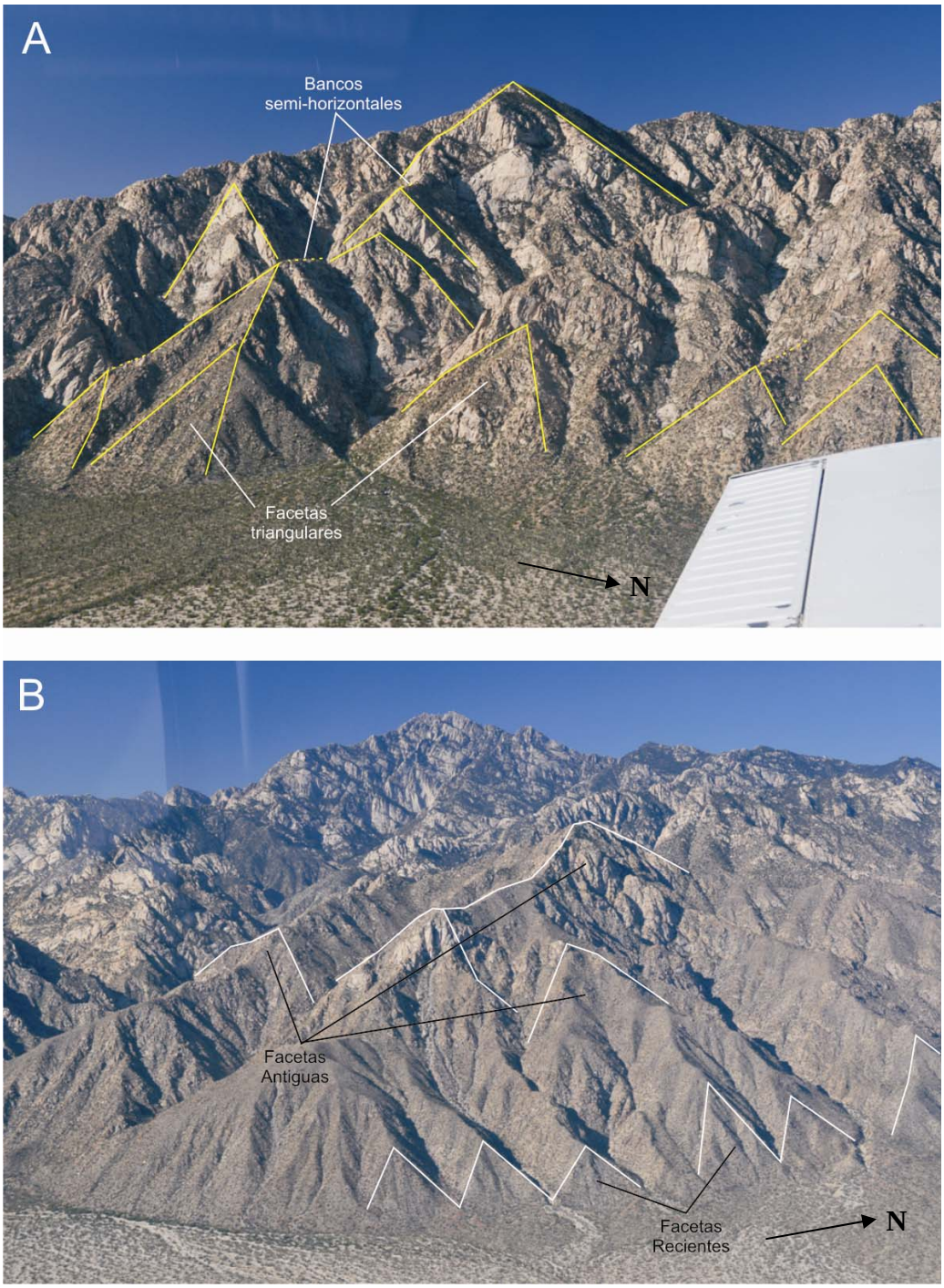


Figura 30. Fotografías del escarpe San Pedro Mártir. Presenta la formación de varias generaciones de facetas triangulares en la porción sur y central del escarpe (A y B, respectivamente). Las facetas triangulares representan evidencia de periodos de levantamiento activo y calma tectónica. Las facetas son más jóvenes aguas abajo; las líneas discontinuas señalan algunas de las secciones de bancos semiplanos asociados a periodos de estabilidad o calma tectónica. Fotografía de John Fletcher.

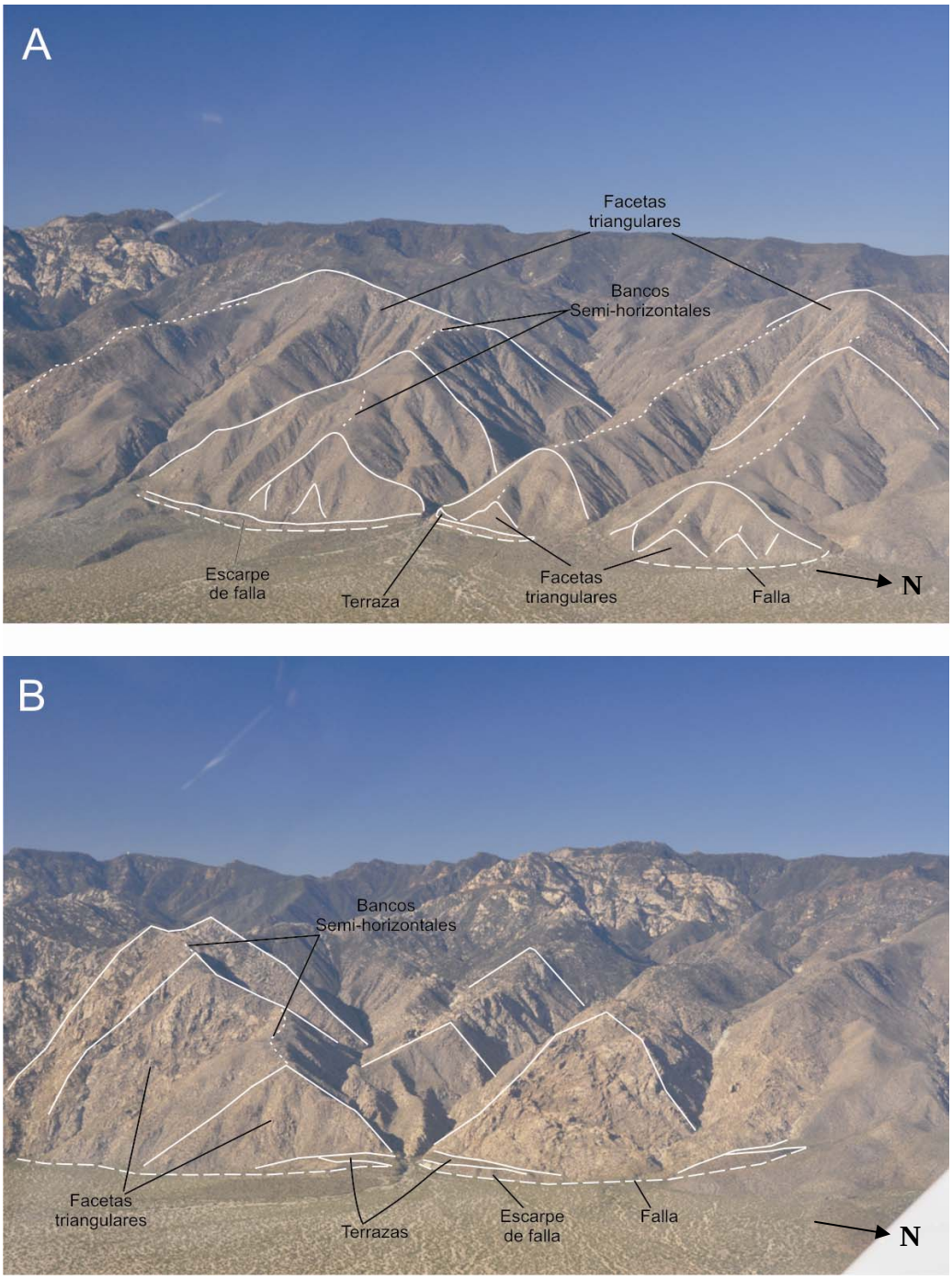


Figura 31. Fotografías de la porción norte del escarpe San Pedro Mártir. Exhiben varias generaciones de facetas triangulares y la formación de recientes terrazas y escarpes de falla. Líneas punteadas señalan algunas de las secciones de bancos semiplanos asociados a periodos de estabilidad o calma tectónica; líneas discontinuas en la base del escarpe señalan un segmento de falla San Pedro Mártir. Fotografía de John Fletcher.

En las partes altas de las subcuencas hay altos gradientes de pendiente local probablemente causados por procesos de erosión por gravedad (figuras 19 y 20), pero algunas de las curvas de ajuste a perfiles longitudinales y los valores de concavidad de cauces principales que hemos calculado apoyan la idea de una disminución de la pendiente aguas arriba debido a la propagación de *knickpoints* y la degradación de sus facetas triangulares (Apéndices C-1 (perfiles: 872, 880 y 892); C-3 (perfil: 904); C-5 (perfil: 921)).

Pequeñas facetas con pendientes muy inclinadas en la base del frente montañoso y la formación de escarpes de falla y terrazas en recientes superficies de abanicos aluviales sobre el Valle Chico-San Felipe demuestran que la actividad tectónica aún continua (Slyker, 1970 y 1974; Gastil *et al*., 1975; Brown, 1978) (figura 31).

La mayoría de los índices geomorfológicos sugieren que en la parte central del escarpe hay mayor desplazamiento de las fallas (figuras 16-B, C, D, H, I, J y 18), tal como lo sugieren Stock y Hodges (1990) y Seiler *et al*. (2010).

VI.2. Variación de los índices geomorfológicos en Sierra Juárez

El basculamiento regional de la corteza en el norte de Baja California resulta de: 1) El emplazamiento y exhumación del Batolito Peninsular durante el Cretácico superior (Grove *et al*., 2003) y Paleógeno (Axen *et al*., 2000), y 2) la formación del Rift en el Golfo de California desde el Mioceno medio (Gastil *et al*., 1975; Stock y Hodges, 1990; Axen *et al*., 2000; Seiler *et al*., 2010) (figuras 14 y 32).

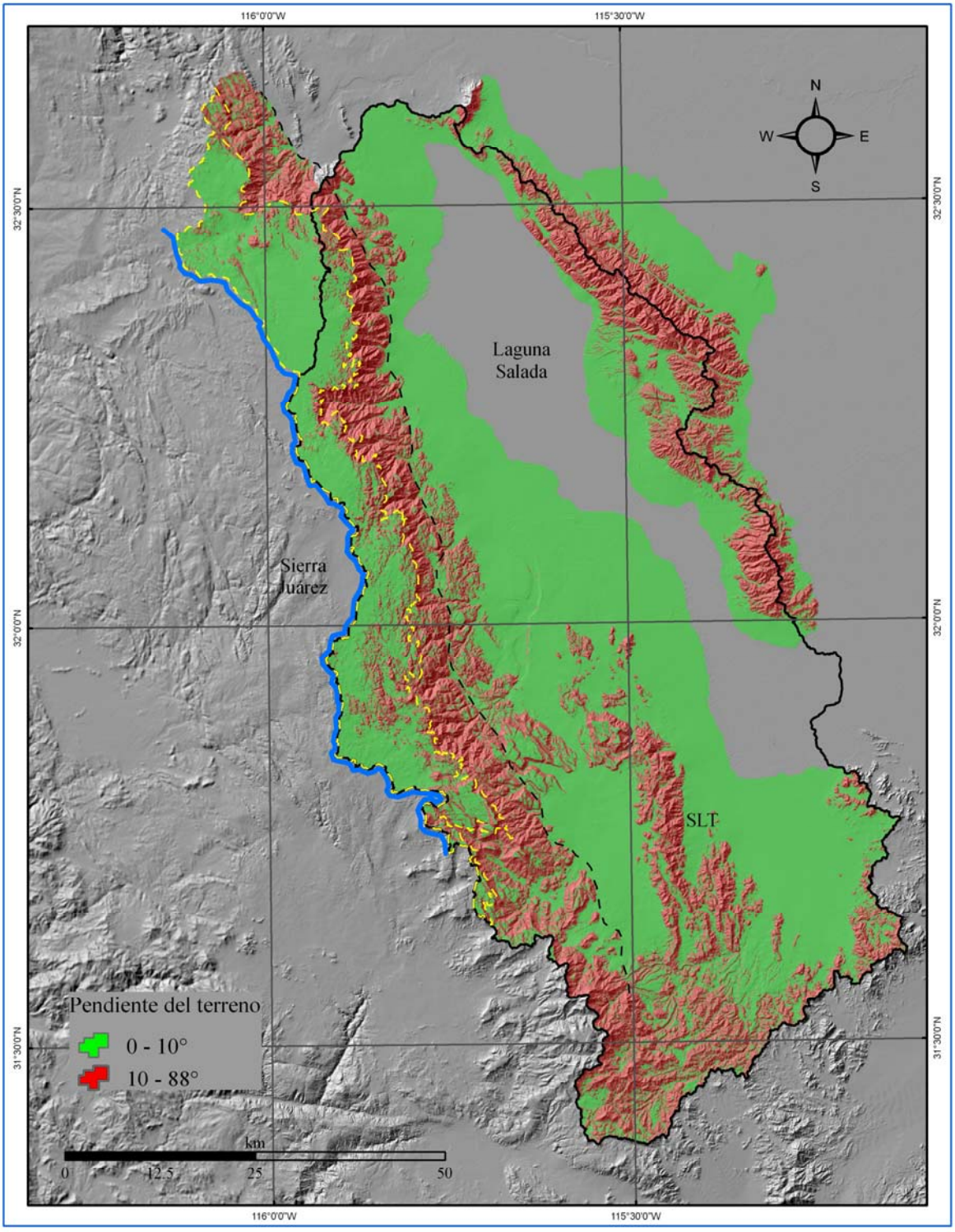


Figura 32. Mapa de pendientes, las dos clases de pendiente resaltan el contraste que hay entre el área semiplana correspondiente a Mesa Juárez Oriental (línea amarillo discontinua) y la zona de escarpe de Sierra Juárez. Línea azul: Línea de inflexión y divisoria regional; Polígono (línea negra): Límite de cuenca Laguna Salada; línea negra discontinua: Base del frente montañoso de Sierra Juárez.

El *detachment* Cañada David ha acomodado de 10 a 12 km de extensión horizontal y una denudación tectónica de 5 a 7 km desde hace ~12 Ma debido al desplazamiento de la placa superior con dirección al oeste (Axen y Fletcher, 1998; Axen *et al*., 1998; Axen, *et al*., 2000). El movimiento causado por el sistema de *detachment* Cañada David y falla Laguna Salada también ha producido la flexión del bloque de techo y la formación de un pliegue *rollover* en el margen oriental de Sierra Juárez (Axen, 1995; Fletcher y Spelz, 2009). La pendiente regional y sistemas fluviales en Sierra Juárez exhiben una superficie semiplana sobre el flanco oriental de este pliegue, la cual está basculada hacia el este en su porción central y norte (figuras 14 y 32). La divisoria del drenaje en la porción central y norte de Sierra Juárez parece definir la línea de inflexión o *hinge line* correspondiente con el plano axial del pliegue *rollover* (figuras 14 y 32).

Cambios en la elevación de la desembocadura en la porción sur y norte del segmento 3 del escarpe, señalan la presencia de altos estructurales en el bloque de techo donde la subsidencia no fue suficiente para cubrir las rocas cristalinas que lo constituyen (figura 22-A). En este segmento están las magnitudes de relieve más altas (~1,700 m) que refleja el desplazamiento causado por la zona de falla de Sierra Juárez, *detachment* Cañada David y falla Laguna Salada (figura 22-B). Esto indica que el escarpe de Sierra Juárez esta controlado principalmente por desplazamientos tectónicos más que por cambios en el nivel base impuestos por el relleno sedimentario o por inundaciones relacionadas con el Río Colorado.

Los resultados de la integral hipsométrica en subcuencas dentro del segmento 3 en Sierra Juárez señalan la presencia de dos conjuntos de subcuencas, unas alcanzan la divisoria occidental de Sierra Juárez y otras no (figura 22-G). Subcuencas que alcanzan la divisoria cubren el área de Mesa Juárez Oriental (figura 21) y presentan valores de integral hipsométrica muy altos y poco comunes (0.82), reflejando la presencia del flanco oriental del pliegue *rollover* (figura 23). Estos valores son signo de superficies pobremente disectadas (Strahler,

1952). Altos valores de integral hipsométrica en subcuencas localizadas sobre la zona de escarpe explican el encorvamiento de la cresta del pliegue y la caída de su flanco oriental hacia el este debido al desplazamiento producido por la zona de falla Sierra Juárez. Estas subcuencas presentan valores de integral hipsométrica de hasta 0.70 (figura 24).

Los resultados de pendiente, índice *SA* y k_{sn} promediados por subcuenca en el segmento 3 presentan un patrón semejante al relieve e integral hipsométrica (figuras 22-H, I y J). Las subcuencas que alcanzan la divisoria tienen valores muy bajos de pendiente media (12-44%) y subcuencas localizadas en superficies escarpadas tienen pendientes de hasta 65%. Los valores de los índices *SA* y k_{sn} tienen gradientes más altos hacia la parte central del frente montañoso.

La mayoría de los valores altos de índices *SA* y k_{sn} en segmentos de canal se concentran en la zona escarpada del frente montañoso (figuras 26 y 27). Estos indicadores son congruentes con la magnitud del relieve y los valores de integral hipsométrica y sugieren que la zona de mayor desplazamiento ocurre dentro del segmento 3. Sin embargo, en la porción sur del segmento 3 y en el segmento 4 se observan los valores más altos de concavidad extrema ($\theta>1$) (figura 25) que sugieren importante actividad tectónica.

El desarrollo de algunas subcuencas en el escarpe de Sierra Juárez ha causado la captura irregular del drenaje sobre Mesa Juárez Oriental. Consecuentemente, el área y longitud del cauce principal en estas subcuencas ha incrementado y su forma se ha vuelto irregular (figuras 21, 22-C y D). La elongación de estas subcuencas de gran tamaño demuestra una tendencia de incremento dentro del segmento 3 y disminuye hacia los extremos del frente montañoso (figura 22-F).

Los patrones observados en conjuntos de datos de índices geomorfológicos con relación directa al gradiente de desplazamiento (figuras 22-B, G, H, I, J y 25) señalan diferencias significativas que probablemente caractericen distintos estilos estructurales.

En la porción sur del frente montañoso de Sierra Juárez (segmentos 1 y 2), los índices geomorfológicos tienen un patrón que señala un gradiente de desplazamiento menor que en los segmentos 3 y 4. Concavidades en el segmento 1 del frente montañoso sugieren levantamiento moderado *(θ* = 0.4-0.7*)*, pero en el segmento 2 indican un importante incremento (Apéndices C-6 y C-7). Es probable que estos datos estén caracterizando la zona de rampa topográfica carente de un escarpe bien definido que indique un desplazamiento significativo en la porción sur del frente montañoso (figura 33-B), tal como lo sugiere Axen (1995), quien propuso que el extremo sur de Sierra Juárez y Sierra Las Tinajas es una zona que acomoda la deformación en el sentido de desplazamiento de las fallas maestras: *detachment* Cañada David en Laguna Salada y falla San Pedro Mártir en Valle Chico-San Felipe.

Los índices geomorfológicos sugieren que la porción central y norte del frente montañoso (segmentos 3 y 4) son tectónicamente más activos, tal como lo propone Axen (1995) y Lee *et al*. (1996) (Figura 33-A); es justo donde el sistema de falla Sierra Juárez ha producido continua microsismicidad registrada en las últimas décadas (Frez y Camacho-Frías, 1998). Perfiles longitudinales a lo largo de los segmentos 3 y 4 exhiben superficies planas en las partes altas de subcuencas que señalan la presencia de Mesa Juárez Oriental y una serie de bloques desplazados hacia el este (Apéndice C-8 y C-9). Los altos valores de concavidad son mayores en estos segmentos y es probable que estén asociados con altos gradientes de desplazamiento.

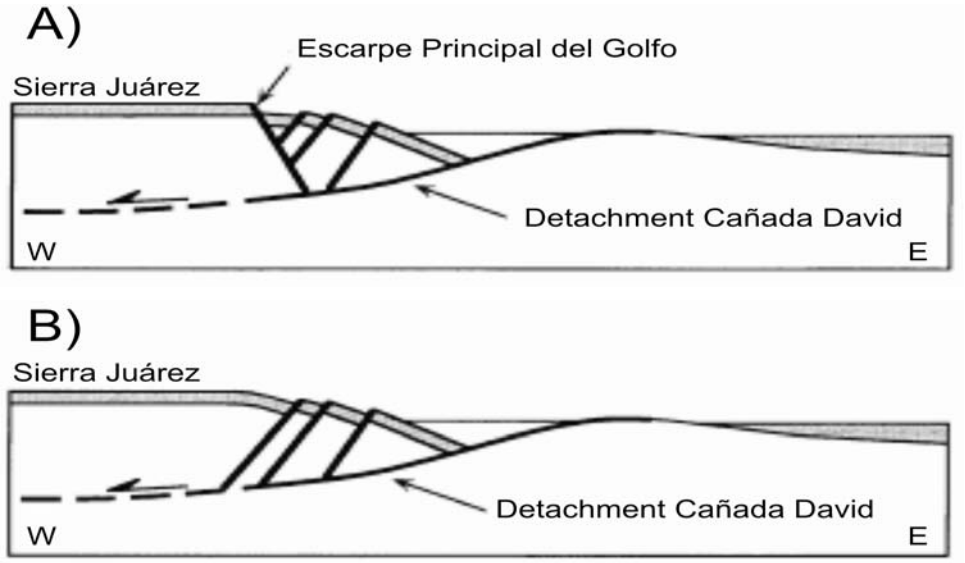


Figura 33. Esquema de los estilos estructurales presentes en Sierra Juárez. A) Perfil transversal que muestra la geometría de las estructuras que controlan el desplazamiento de la placa superior en la porción central y norte de Sierra Juárez, modificado de Axen (1995). B) Perfil transversal que muestra la geometría de las estructuras en la porción sur de Sierra Juárez, modificado de Lee *et al*. (1996).

VI.3. Comparaciones entre Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez

Los frentes montañosos de Sierra Juárez y San Pedro Mártir están alineados y topográficamente son muy semejantes debido a que representan un cambio abrupto del relieve de la península de Baja California hacia el este. Sin embargo, el mecanismo tectónico-estructural que produce el relieve observado es totalmente diferente. El escarpe de San Pedro Mártir se formó en el bloque de piso de un sistema de fallas normales con caída al este. Entonces cada incremento de desplazamiento aumenta el relieve del escarpe. En contraste, el escarpe de Sierra Juárez se formó en el bloque de techo del sistema de fallas que controla la cuenca Laguna Salada, lo cual significa que cada incremento de movimiento de las fallas maestras: *detachment* Cañada David y Laguna Salada, adelgaza la corteza y tiende a disminuir el relieve del escarpe. Sin embargo, otro factor competente es la geometría de este segmento del Rift que forma un pliegue *rollover* que aumenta el relieve del escarpe de Sierra Juárez con los incrementos del movimiento de las fallas. Otro mecanismo de formación del relieve en el

Escarpe Principal del Golfo es el rebote isostático debido al emplazamiento de la astenósfera por debajo de la corteza adelgazada en la Provincia Extensional del Golfo, este mecanismo debe afectar a los dos segmentos de la misma manera. Los registros de sismicidad y la presencia de escarpes Cuaternarios demuestran que los dos sistemas de fallas son activos. Entonces, 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 han documentado diferencias significativas que son congruentes con la presencia de distintos configuraciones estructurales en los dos segmentos del Escarpe Principal de Golfo (p.e., Axen, 1995; Lee *et al*., 1996; figuras 3 y 33). En San Pedro Mártir hay cuatro indicadores que tienen una relación directa con un gradiente de desplazamiento de la falla maestra: relieve, pendiente media, índices *SA* y k_{sn}. Estos indicadores aumentan sistemáticamente hacia el segmento central de la falla maestra (figura 34). En contraste, los valores de esos cuatro indicadores del escarpe de Sierra Juárez son mucho más bajos y tienen magnitudes semejantes a lo que se observa en los extremos norte y sur del sistema San Pedro Mártir (figura 34).

La integral hipsométrica de San Pedro Mártir muestra valores sin mucha variación y no están correlacionados con el gradiente de desplazamiento. Entonces, se infiere que este índice no es el mejor para detectar gradientes tectónicos. Los valores de la integral hipsométrica en Sierra Juárez son mucho más elevados en comparación con los de San Pedro Mártir (figura 34), esto se debe a la presencia de la Mesa Juárez Oriental.

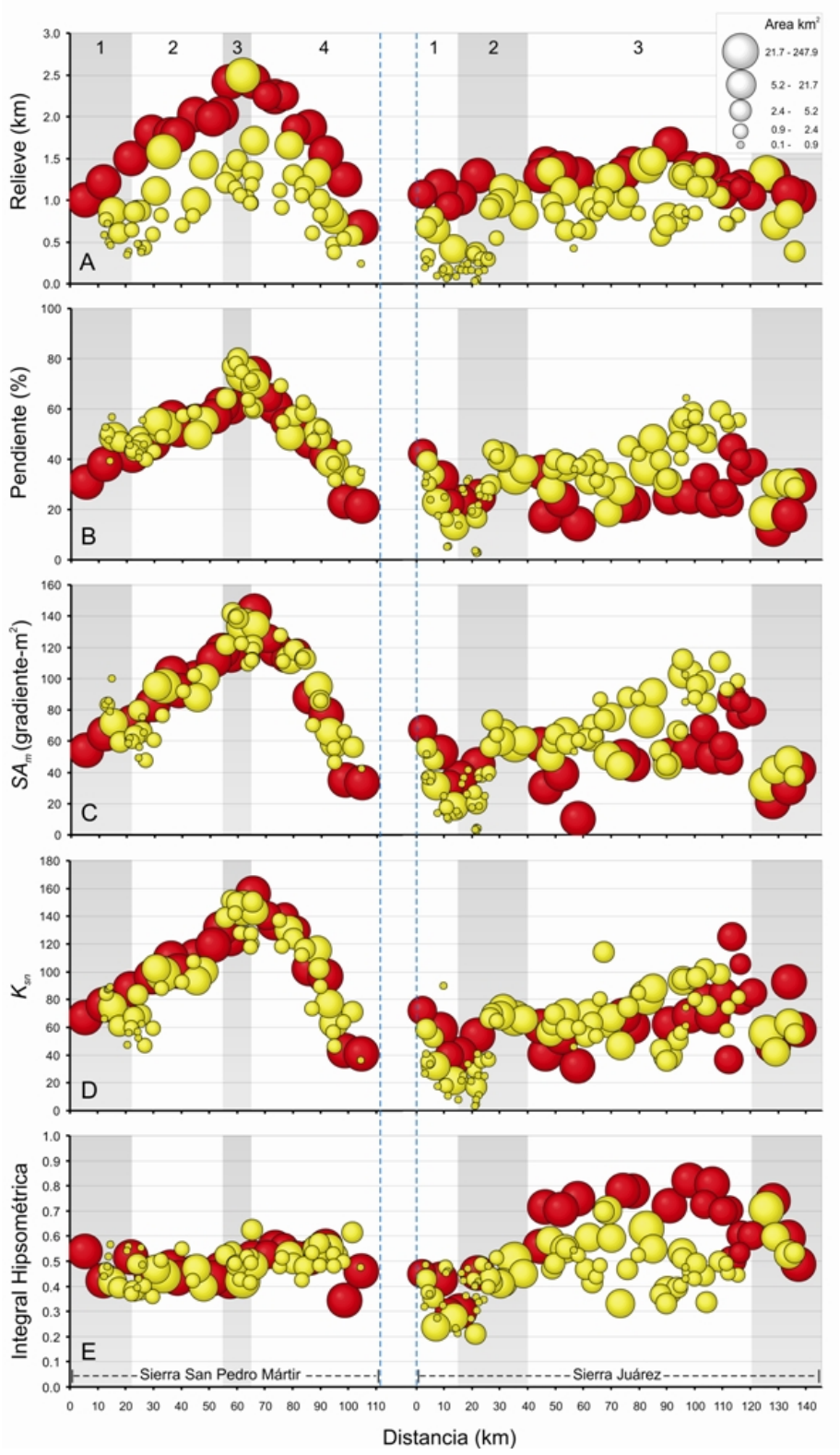


Figura 34. Comparación de los resultados de índices geomorfológicos entre los frentes de montaña de Sierra San Pedro Mártir (columna izquierda) y Sierra Juárez (columna derecha). Los indicadores señalan significativas diferencias entre ambos frentes montañosos. El tamaño de las esferas representa rangos de área definidos por quintiles. Las esferas en color rojo representan a subcuencas que alcanzan la parte más alta del frente montañoso. Los resultados de las gráficas B y D representan valores medios de pendiente y k_{sn}, respectivamente.

La cima del escarpe de los dos segmentos está definida por la planicie erosional desarrollada desde el Cretácico al Eoceno, pero en San Pedro Mártir esta superficie está basculada únicamente hacia el oeste y no forma parte de las subcuencas con sistema de drenaje dirigido hacia el este. En contraste, el basculamiento al este de Mesa Juárez Oriental es opuesto a la dirección de flujo de sistemas paleofluviales que escarbaron la plataforma. La única explicación tectónica para el cambio en pendiente de Mesa Juárez Oriental es la flexión monoclinal debido a la formación del pliegue *rollover* en el bloque de techo de las fallas Laguna Salada y Cañada David (figura 35). Aun más importante es la existencia de Mesa Juárez Oriental adyacente a la falla Laguna Salada (falla que controla el segmento norte de la cuenca Laguna Salada). Esto implica que la falla Laguna Salada que es sub-vertical en superficie, debe adoptar una geometría listrica a profundidad como fue propuesta por Fletcher y Spelz (2009) (figura 35). La geometría lístrica es necesaria para formar monoclinales *rollover* y para producir el basculamiento antepuesto (hacia el este) de Mesa Juárez Oriental que se documenta en este estudio.

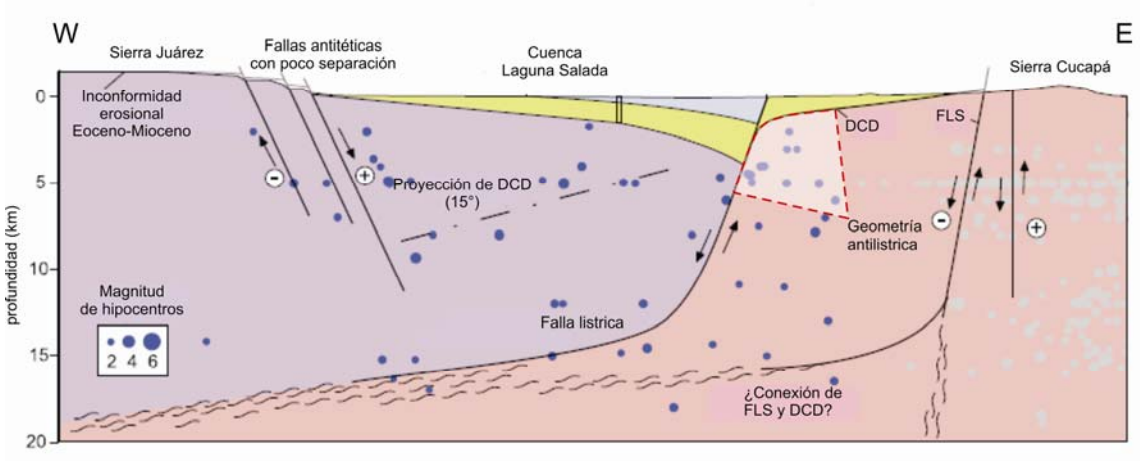


Figura 35. Perfil transversal del norte de Laguna Salada. Representa el modelo de pliegue *rollover* y de falla normal que explica la migración de la deformación hacia el W e infiere una geometría antilístrica somera. *Detachment* Cañada David (DCD); Falla Laguna Salada (FLS). Modificado de Fletcher y Spelz (2009).

Las concavidades extremas en San Pedro Mártir incrementan sistemáticamente hacia el centro de la falla maestra y son congruentes con el gradiente de desplazamiento y la magnitud del relieve (figura 36). Las concavidades comúnmente incrementan aguas abajo y es probable que estén registrando diferencias temporales de levantamiento (figuras 30 y 31), como sugiere Brown (1978). En contraste, las mayores concavidades extremas en la porción central y norte de Sierra Juárez (figura 36) y el incremento sistemático de la concavidad aguas abajo (Apéndices C-8 y C-9) parecen estar relacionadas con la subsidencia de bloques de techo, los cuales son desplazados por el sistema de falla adyacente al frente montañoso y las fallas maestras (falla Laguna Salada y *detachment* Cañada David) que controlan el desplazamiento en Laguna Salada (figura 35).

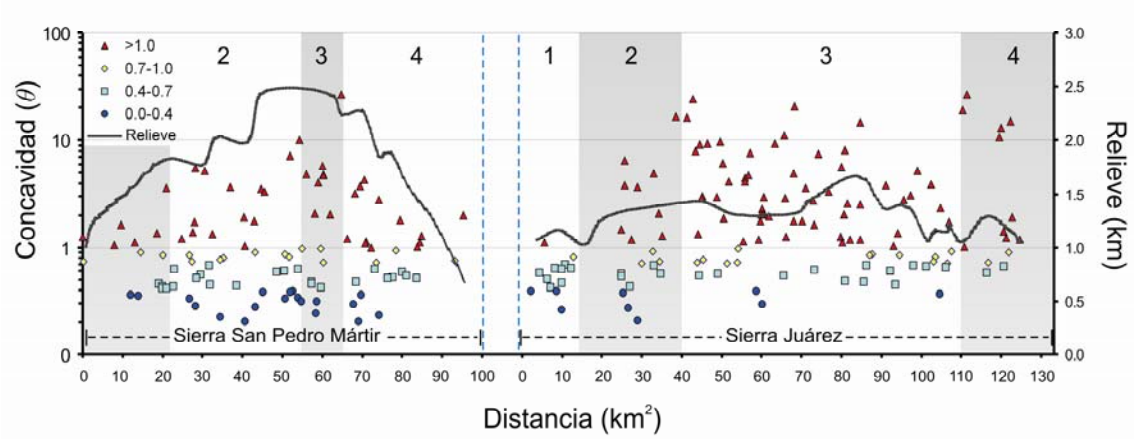


Figura 36. Comparación de los resultados de concavidad y su relación con la magnitud del relieve a lo largo del Escarpe Principal de Golfo. Los límites de rango de concavidad están definidos de acuerdo a la clasificación de Whipple (2004).

CAPÍTULO VII. CONCLUSIONES

Los frentes montañosos orientales de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez son topográficamente semejantes, forman el límite occidental de la Provincia Extensional del Golfo. Estos frentes montañosos presentan características morfométricas distintivas que corresponden a dos diferente modelos estructurales que definen dos segmentos de la zona de rift del Golfo de California.

El frente montañoso de Sierra San Pedro Mártir es un prominente escarpe que alcanza los 2,500 m de relieve en su porción central, forma parte del bloque de piso del sistema de fallas de San Pedro Mártir. En contraste, el frente montañoso de Sierra Juárez tiene una morfología poco común, en su porción central y norte hay un escarpe con un relieve de hasta 1,700 m y en la cima una meseta que se extiende entre 1 y 14 km de ancho hacia el oeste. Esta superficie plana y el sistema de fallas sobre el escarpe de Sierra Juárez se interpretan como elementos de un pliegue *rollover* del bloque de techo del sistema de falla *detachment* de Cañada David y Laguna Salada (Axen, 1995; Fletcher y Spelz, 2009).

La geomorfometría del Escarpe Principal del Golfo indica las siguientes características:

- La pendiente del terreno y los sistemas fluviales en la región norte de Baja California exhiben el basculamiento del bloque estable de la península hacia el oeste, también demuestran la existencia de la Mesa Juárez Oriental (Flanco oriental del pliegue *rollover*) con basculamiento hacia el este.
- Los valores del relieve, de la pendiente media, de los índices *SA,* k_{sn} y θ señalan cambios de gradiente de desplazamiento a lo largo del Escarpe Principal. Estos indicadores demuestran variaciones estructurales a lo largo de falla San Pedro Mártir y el sistema de falla Sierra Juárez.

- El relieve, los valores medios de pendiente, los índices *SA*, k_{sn} y θ señalan que en la parte central del escarpe San Pedro Mártir hay una mayor tasa de desplazamiento causado por el sistema de falla San Pedro Mártir. En Sierra Juárez, los valores del relieve, la pendiente media y los índices *SA*, k_{sn}, θ y la integral hipsométrica presentan dos patrones que parecen corresponder con dos estilos estructurales a lo largo del frente montañoso, sugieren un gradiente de desplazamiento mayor en su porción central y norte (segmentos 3 y 4) causado por la formación de un pliegue *rollover* y el movimiento del *detachment* de Cañada David y la falla Laguna Salada. En la porción sur del frente montañoso de Sierra Juárez (segmentos 1 y 2), los indicadores caracterizan una topografía de rampa que carece de un escarpe bien definido, tal como sugieren Axen (1995). Lo que corresponde con una menor subsidencia del extremo sur de la cuenca Laguna Salada.
- En el escarpe de San Pedro Mártir, la forma irregular y el tamaño de grandes subcuencas parecen estar relacionadas con heterogeneidades litológicas y con la captura de drenaje de subcuencas adyacentes. Mientras que en Sierra Juárez, la presencia de la Mesa Juárez Oriental parece tener efecto sobre la forma irregular de grandes subcuencas. Estas complejas subcuencas se formaron debido a la captura irregular del drenaje sobre la mesa por los sistemas fluviales del escarpe. Esta captura podría estar asociada a la flexión cortical del bloque de techo del sistema de *detachment* de Cañada David.
- En Sierra Juárez, los altos valores de integral hipsométrica se deben a la superficie de Mesa Juárez Oriental.
- En el frente montañoso de Sierra Juárez, la elevación de desembocaduras distingue altos estructurales correspondientes a remanentes del basamento cristalino del bloque de

techo. Esto implica que el nivel base de sistemas fluviales en el escarpe es principalmente controlado por desplazamientos tectónicos.

- La precipitación registrada por las estaciones Observatorio San Pedro Mártir y Sierra Juárez en las partes altas de la región norte de Baja California señala que durante el verano cae tres veces más precipitación en Sierra San Pedro Mártir que en Sierra Juárez. Esta condición favorece una mayor denudación sobre el frente montañoso de San Pedro Mártir durante la temporada de verano. Es probable que la circulación atmosférica de escala hemisférica, tormentas convectivas y la influencia del Monzón Mexicano tengan importantes efectos en la intensidad de las tormentas extraordinarias que pudieran presentarse por periodos de recurrencia entre 100 y 500 años, y consecuentemente en la evolución tectónica del Escarpe Principal del Golfo en el norte de Baja California.
- La geomorfometría de este trabajo de tesis proporciona elementos que caracterizan el comportamiento tectónico del Escarpe Principal del Golfo. Sin embargo, un completo análisis geomorfológico que caracterice el balance entre la tasa de levantamiento y denudación requiere además: 1) La estimación de tasas de levantamiento anual, y 2) La calibración de un modelo de denudación. Este último debe considerar: las propiedades morfológicas de los canales en los sistemas fluviales, las propiedades hidráulicas y del sustrato litológico, las descargas y el volumen de material sedimentario, la caracterización de la formación y evolución de los abanicos aluviales y las terrazas cuaternarias adyacentes al pie del escarpe y la caracterización del régimen climático, en el que se considere el análisis de intensidad de la precipitación y los periodos de retorno de lluvias extraordinarias con base en datos de un mayor número de estaciones en la región con periodos de registro mayores.

REFERENCIAS

Axen, G., 1995, Extensional segmentation of the Main Gulf Escarpment, Mexico and United States: Geology, 23 (6):515-518.

Axen, G. J. y 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., Selverstone, J., Byrne, T. y Fletcher, J. M. 1998. If the strong crust leads, will the weak crust follow? GSA Geology Society of America, 8 (12):1-8.

Axen, G. J., Stockli, D., Grove, M., Lovera, O. M., Rothstein, D. A., Fletcher, J. M., Farley, K., y 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. MSc. Thesis, San Diego State University.

Bucknam, R. C. y Anderson, R. E., 1979. Estimation of fault scarp ages from a scarp height-slope-angle relationship. Geology, 7:11-14.

Burrough, P. A. y McDonell, R.A. 1998. Principles of Geographical Information Systems for land resources assessment. Oxford University Press, New York, 194 p.

Burbank, D. W. y Anderson, R. S. 2007. Tectonic Geomorphology. Blackwell Science Ltd, USA, 274 p.

Bull, W. B. y McFadden, L. D. 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. In Doering, D. O. (Ed.) Proceedings of Eighth Annual Geomorphologic Symposium, Geomorphology in Arid Regions. State University of New York, Binghamton, p. 115-138.

Dokka, R. K. y Merriam, R. H. 1982. Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, Mexico. Geological Society of America Bulletin, 93:371-378.

Dorsey, R. J. y Burns, B. 1994. Regional stratigraphy, sedimentology, and tectonic significance of Oligocene-Miocene sedimentary and volcanic rocks, northern Baja California, Mexico. Sedimentary Geology, 88 (3-4):231-251.

Dorsey, R. J. y 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.

Fletcher, J. M. y 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

Flint, J. J. 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. Water Resources Research, 10 (5):969-973.

Frez, J. y González, J. 1991. Crustal structure and seismotectonics of Northern Baja California. In Dauphin, J. P. y Simoneit, B. T. Eds. Gulf and Peninsular Province of Californias: Tulsa Oklahoma, American Association of Petroleum Geologist memoir. p. 261-283.

Frez, C. y Frías-Camacho, V. M. 1998. Mapas anuales de sismicidad para la región fronteriza de lambas Californias. GEOS, 18 (2):112-130.

García-Abdeslem, J., Espinoza-Cardeña, J. M., Munguía-Orozco, L., Wong-Ortega, V. M. y Ramírez-Hernández, J. 2001. Crustal structural from 2-D gravity and magnetic data modeling, magnetic power spectrum inversion, and seismotectonics in the Laguna Salada basin, Northern Baja California, Mexico. Geofísica International, 40 (2):67-85.

Gastil, G., Phillips, R. y Allison, E. 1975. Reconnaissance of the state of Baja California. Boulder, Colorado: Memoir Geological Society of America, 140 p.

Grove, M. Lovera, O. y Harrison, M. 2003. Late Cenozoic cooling of the east-central Peninsular Ranges batholith (33°N): Relationship to La Posta pluton emplacement, Laramide Shallow subduction, and forearc sedimentation. Geological Society of America, Especial Paper 374, p. 355-379.

Hack, J. 1973. Stream-Profile analysis and Stream-Gradient Index. U. S. Geological Survey Journal Research. 1 (4):421-429.

Hamblin, W. K. 1976. Patterns of displacement along the Wasatch Fault. Geology, 4:619-622.

Hamilton, W. 1971. Recognition on space photograph of structural elements of Baja California. U.S. Geological Survey, Professional paper 718, p.1-26

Horton, R. E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; Hydrophysical approach to quantitative morphology. Bulletin of Geological Society of America. 56:275-370.

Howard, A. D. 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution. Water Resources Research, 30 (7):2261-2285.

Keller, E. A. y Pinter, N. 2002. Active tectonics, earthquakes, uplift, and landscape. Prentice Hall, New Jersey, U.S. 338 p.

Kirby, E. y 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. y Ledezma-Vázquez, J. 1996. Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California: Evidence from the southern Sierra Juarez. Geological Society of America Bulletin, 108 (5):505-525.

Lewis, C. y Stock, J. M. 1998. Late Miocene to recent transtensional tectonics in the Sierra San Fermín, northeastern Baja California, Mexico. Journal of Structural Geology, 20 (8):1043-1063.

Martín-Barajas, A., Téllez-Duarte, M. y Stock, J. M. 1997. Pliocene volcanogenic sedimentation along an accommodation zone in northeastern Baja California: The Puertecitos Formation. Geological Society of America, special paper 318. 24 p.

Martín-Barajas, A., Vásquez-Hernández, S., Carreño, A. L., Helenes, J., Suárez-Vidal, F. y Álvarez-Rosales, J. 2001. Late Neocene 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. y 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.

Montgomery, D. R. y López-Blanco, J. 2003. Post-Oligocene river incisión, southern Sierra Madre Occidental, Mexico. Geomorphology, 55:235-247.

Oimoen, M. J. 2000. An effective filter for removal production artifacts in U.S. Geological Survey 7.5-minute digital elevation models. 14th International Conference on Applied Geologic Remote Sensing, Las Vegas, s/n.

Ortega-Rivera, Amabel. 2003. Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges Batholith of Alta and Baja California: Tectonic implications for western México. In Johnson, S. E., Petersen, S. R., Fletcher, J. M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L., and 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.

Oskin, M., Stock, J. M. y Martín-Barajas, A. 2001. Rapid localization of Pacific-North America Plate motion in the Golf of California. Geology, 29 (5):459-462.

Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T.H., LaFemina, P., Sella, G.F., Fletcher, J. y Suarez-Vidal, F., 2007. New constraints on relative motion between the Pacific Plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements. Geophys. J. Int., 170:1373–1380. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03494.x

Reyes, S. Douglas, M. W. y Maddox, R. A. 1994. El Monzón del suroeste de Norteamérica (TRAVASON/SWAMP). Atmósfera, 7:117-137.

Romero-Espejel, J. 1997. Estructura y petrología en el norte de sierra Juárez, Baja California. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, 157 p.

Shepherd, R. G. 1985. Regression analysis of river profiles. Journal of Geology, 93:377-384.

Seiler, C., Fletcher, J. M., Quigley, M. C., Gleadow, A. J. y Kohn 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

Siem, M. y Gastil, G. 1994. Mid-Tertiary to Holocene extension association with the development of The Sierra El Mayor metamorphic core complex, northeastern Baja California, Mexico. Geological Society of America, Cordilleran Section Guidebook, Trip 7.

Sklar, L. S. y Dietrich, W. E. 2001. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. Geological Society of America, 29 (12):1087-1090.

Slyker, R. G. Jr. 1970. Geological and geophysical reconnaissance of the Valle San Felipe region, Baja California, Mexico. M.S. thesis, San Diego State Collage, California.

Slyker, R. G. Jr. 1974. Geophysical survey and reconnaissance geology of the Valle de San Felipe area, Baja California, Mexico. In Geology of Peninsular California, p. 107-120.

Snyder, N. P., Whipple, K. X., Tucker, G. E. y 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. M. y 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. y 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. y Nagy, E., 1999. 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. 1953. Revisions of Horton's quantitative factors in erosional terrain, Trans. Am. Geophysics. U., 34, p. 345.

Strahler, A. N. 1956. Quantitative slope analysis. Bulletin of the Geological Society of America, 67:571-596.

Strahler, A. H. y Strahler, A. N. 1997. Geografía Física. Editorial Omega, 639 p.

Suárez-Vidal, F., Armillo, R., Morgan, G., Bodin, P. y Gastil, R. G. 1991. Framework of recent and active faulting in Northern Baja California. In Dauphin, J. P. y Simoneit, B. T. Eds. Gulf and Peninsular Province of Californias: Tulsa Oklahoma, American Association of Petroleum Geologist memoir. p. 285-299.

Summerfield, M. A. 1991. Global Geomorphology. An introduction to the study of landforms. Ed. Longman. 547 p.

Tarbuck, E. J. y Lutgens, F. K. 2005. Earth: Introduction to physical geology. Prentice Hall 8th ed. 711 p.

Whipple, K. X., Kirby, E. y Brocklehurst, S. H. 1999. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. Nature, 401:39-43.

Whipple, K. X. 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. Annual Review of Earth Planetary Science, 32:151-185.

Whipple, K., Wobus, C., Crosby, B., Kirby, E. y Sheehan, D. 2007. New tools for quantitative geomorphology: Extraction and interpretation of stream profile from digital topographic data. Geological Society of America, Annual Meeting, Boulder Colorado, 26 p.

Wobus, C., Whipple, K., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B. y Sheehan, D. 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise and pitfalls, in: Willett, S. D., Hovius, N., Brandon, M. T. y fisher, D. M., eds. Tectonics, climate, and Landscape evolution: Geological Society of America special paper 398, Penrose Conference Series, p. 55-74.

http://seamless.usgs.gov/ (Octubre de 2009)

http://www.geomorphtools.org/ (Octubre de 2009)

http://www.smn.cna.gob.mx (Septiembre de 2010)

http://www.astrossp.unam.mx/weather15/ (Septiembre de 2010)

http://www.wrh.noaa.gov/sgx/ (Septiembre de 2010)

APÉNDICE A.
Normales Climáticas para las estaciones de Observatorio San Pedro Mártir y Sierra Juárez

TABLA IV. NORMALES CLIMATOLÓGICAS 2000-2010

ESTADO DE: BAJA CALIFORNIA

ESTACION: 0000---- OBS. SAN PEDRO MARTIR LATITUD: 31°02'37" N. LONGITUD: 115°27'49" W. ALTURA: 2,800 MSNM.

ELEMENTOS	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	POMEDIO
TEMPERATURA MAXIMA	10.5	9.9	12	13.2	19.5	21.6	23.6	22.1	19.6	16.8	13.7	9.4	16
TEMPERATURA MINIMA	-5.9	-6.2	-5	-2.3	2.6	8.6	10.2	10.3	8.7	2.3	-1.3	-2.1	1.6
TEMPERATURA MEDIA	2.5	2.7	4.2	5.9	10.9	15	16.9	15.9	13.9	9.3	6.3	3.6	8.9

ELEMENTOS	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANUAL
PRECIPITACION	9.3	25.7	4	3.2	0.9	11.2	74	148.7	10.3	17.3	19.1	0.6	324.1
PREC. MAXIMA MENSUAL	66.8	191	7.9	9.1	5.8	36.5	235	611	26	97	50	2.5	

TABLA V. NORMALES CLIMATOLÓGICAS 1971-2000

ESTADO DE: BAJA CALIFORNIA

ESTACION: 00002066 SIERRA DE JUAREZ ENSEN. LATITUD: 32°00'13" N. LONGITUD: 115°56'54" W. ALTURA: 1,580 MSNM.

ELEMENTOS	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	POMEDIO
TEMPERATURA MAXIMA	11.2	13	12.8	16.5	20.8	25.9	29.3	28.9	25.8	19.5	15.5	13.8	19.4
TEMPERATURA MINIMA	-2.2	-2	-1	0.8	3.6	6.8	10.5	10.2	7.5	2.5	-0.6	-2.1	2.8
TEMPERATURA MEDIA	4.5	5.5	5.9	8.6	12.2	16.4	19.9	19.6	16.7	11	7.4	5.9	11.1

ELEMENTOS	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANUAL
PRECIPITACION	65	70.7	84.9	20.2	3.9	0.4	42.8	51	24.6	23.6	42.9	34.3	464.3
PREC. MAXIMA MENSUAL	215.3	301	292.3	103.7	32	6	308.5	156.5	117.5	94	172	127.8	

APÉNDICE B

Resultados de concavidad y sus incertidumbres, coeficiente de correlación (R) y determinación (R^2) para la relación área-pendiente, calculados para segmentos de canales principales de las subcuencas que forman parte del frente de montaña de Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez.

El orden ascendente del identificador de subcuenca respeta una dirección sur-norte en ambos frentes de montaña. El orden de segmentos (seg 1, seg 2, seg 3,…) indica la posición del segmento en dirección aguas abajo a lo largo del canal muestreado en subcuencas a partir del parteaguas (seg 1 es el más cercano al parteaguas).

Tabla VI. Lista de los valores de concavidad (θ) y sus incertidumbres (σ) calculados para cada segmento de canal muestreado en Sierra San Pedro Mártir. R y R^2 representan los coeficientes de correlación y desviación derivados de la estimación de regresiones para el ajuste de curvas a perfiles longitudinales.

Subcuenca	***Segmento***	***R***	***R^2***	***θ***	***σ***
871	Seg 1	0.938	0.88	0.74	0.11
871	Seg 2	0.854	0.73	1.30	0.45
872	Seg 1	0.943	0.89	1.00	0.10
878	Seg 1	0.970	0.94	0.36	0.03
879	Seg 1	0.970	0.94	0.36	0.06
879	Seg 2	0.980	0.96	0.90	0.10
880	Seg 1	0.872	0.76	0.43	0.12
880	Seg 2	0.922	0.85	1.40	0.16
880	Seg 3	0.900	0.81	1.60	0.64
880	Seg 4	0.900	0.81	1.10	0.16
883	Seg 1	0.970	0.94	0.46	0.04
884	Seg 1	0.927	0.86	0.85	0.18
884	Seg 2	0.794	0.63	0.42	0.14
885	Seg 1	0.877	0.77	3.60	1.10
885	Seg 2	0.843	0.71	0.42	0.10
888	Seg 1	0.917	0.84	0.43	0.09
888	Seg 2	0.938	0.88	0.64	0.09
892	Seg 1	0.927	0.86	0.84	0.24
892	Seg 2	0.866	0.75	1.20	0.22
894	Seg 1	0.911	0.83	0.33	0.07
894	Seg 2	0.837	0.70	1.40	0.74
894	Seg 3	0.933	0.87	1.70	0.34
894	Seg 4	0.927	0.86	5.60	1.80

Continuación

Subcuenca	*Segmento*	*R*	R^2	*θ*	*σ*
896	Seg 1	0.959	0.92	0.74	0.07
896	Seg 2	0.943	0.89	5.20	1.80
897	Seg 1	0.872	0.76	0.28	0.09
897	Seg 2	0.900	0.81	0.52	0.11
897	Seg 3	0.894	0.80	0.56	0.09
898	Seg 1	0.894	0.80	0.45	0.10
898	Seg 2	0.837	0.70	0.68	0.34
898	Seg 3	0.837	0.70	1.30	0.40
900	Seg 1	0.959	0.92	0.44	0.03
900	Seg 2	0.911	0.83	0.23	0.05
900	Seg 3	0.849	0.72	0.77	0.20
900	Seg 4	0.860	0.74	0.79	0.19
900	Seg 5	0.927	0.86	3.70	0.88
902	Seg 1	0.860	0.74	0.20	0.06
902	Seg 2	0.906	0.82	1.90	0.81
902	Seg 3	0.812	0.66	1.00	0.28
903	Seg 1	0.917	0.84	0.28	0.04
903	Seg 2	0.900	0.81	1.80	0.57
903	Seg 3	0.933	0.87	0.90	0.11
904	Seg 1	0.954	0.91	0.38	0.03
904	Seg 2	0.872	0.76	3.50	0.92
904	Seg 3	0.894	0.80	3.30	0.75
905	Seg 1	0.911	0.83	0.59	0.05
906	Seg 1	0.889	0.79	0.34	0.08
906	Seg 2	0.954	0.91	0.60	0.07
906	Seg 3	0.877	0.77	0.86	0.12
907	Seg 1	0.943	0.89	0.39	0.05
907	Seg 2	0.825	0.68	0.82	0.28
907	Seg 3	0.949	0.90	7.20	1.20
908	Seg 1	0.933	0.87	0.34	0.04
908	Seg 2	0.943	0.89	10.00	2.40
910	Seg 1	0.900	0.81	0.32	0.05
910	Seg 2	0.938	0.88	4.80	0.91
912	Seg 1	0.933	0.87	0.62	0.07
912	Seg 2	0.877	0.77	0.98	0.19
916	Seg 1	0.866	0.75	0.31	0.11
916	Seg 2	0.883	0.78	0.98	0.42
916	Seg 3	0.943	0.89	4.90	1.10
917	Seg 1	0.860	0.74	0.24	0.05
917	Seg 2	0.900	0.81	5.80	1.10
918	Seg 1	0.894	0.80	0.46	0.17
918	Seg 2	0.812	0.66	2.10	1.10
918	Seg 3	0.837	0.70	4.10	1.60
918	Seg 4	0.877	0.77	4.80	1.10
919	Seg 1	0.938	0.88	0.39	0.04

Continuación

Subcuenca	***Segmento***	***R***	***R^2***	***θ***	***σ***
919	Seg 2	0.812	0.66	0.48	0.09
920	Seg 1	0.854	0.73	0.43	0.10
920	Seg 2	0.900	0.81	2.00	0.51
921	Seg 1	0.954	0.91	0.73	0.07
921	Seg 2	0.806	0.65	26.00	8.50
924	Seg 1	0.927	0.86	1.20	0.15
924	Seg 2	0.794	0.63	3.20	0.65
925	Seg 1	0.911	0.83	0.30	0.05
925	Seg 2	0.933	0.87	3.70	0.46
926	Seg 1	0.911	0.83	0.20	0.04
926	Seg 2	0.911	0.83	0.36	0.05
926	Seg 3	0.877	0.77	1.10	0.27
927	Seg 1	0.970	0.94	0.47	0.04
927	Seg 2	0.671	0.45	4.30	2.00
927	Seg 3	0.906	0.82	1.00	0.12
928	Seg 1	0.877	0.77	0.64	0.14
928	Seg 2	0.949	0.90	0.72	0.08
929	Seg 1	0.849	0.72	0.24	0.04
930	Seg 1	0.975	0.95	1.10	0.09
930	Seg 2	0.877	0.77	2.80	0.57
930	Seg 3	0.806	0.65	0.53	0.14
930	Seg 4	0.883	0.78	0.51	0.08
932	Seg 1	0.954	0.91	0.94	0.17
933	Seg 1	0.911	0.83	1.80	0.36
935	Seg 1	0.877	0.77	0.60	0.16
935	Seg 2	0.831	0.69	0.55	0.10
936	Seg 1	0.954	0.91	0.52	0.11
936	Seg 2	0.854	0.73	1.00	0.20
937	Seg 1	0.900	0.81	1.30	0.43
940	Seg 1	0.959	0.92	1.10	0.11
943	Seg 1	0.889	0.79	0.76	0.35
943	Seg 2	0.872	0.76	2.00	1.60

Tabla VII. Lista de los valores de concavidad (θ) y sus incertidumbres (σ) calculados para cada segmento de canal muestreado en Sierra Juárez. R y R^2 representan los coeficientes de correlación y desviación derivados de la estimación de regresiones para el ajuste de curvas a perfiles longitudinales.

Subcuenca	***Segmento***	***R***	***R^2***	***θ***	***σ***
645	Seg 1	0.933	0.87	0.39	0.05
645	Seg 2	0.943	0.89	0.58	0.10
648	Seg 1	0.964	0.93	0.42	0.04
648	Seg 2	0.854	0.73	0.50	0.23
651	Seg 1	0.964	0.93	0.64	0.06
652	Seg 2	0.964	0.93	0.63	0.07
652	Seg 1	0.922	0.85	0.40	0.16
654	Seg 1	0.954	0.91	1.10	0.22
654	Seg 2	0.943	0.89	0.47	0.04
659	Seg 2	0.964	0.93	0.65	0.05
659	Seg 1	0.854	0.73	0.26	0.09
663	Seg 1	0.922	0.85	0.70	0.13
663	Seg 2	0.933	0.87	0.81	0.15
952	Seg 1	0.911	0.83	0.53	0.45
952	Seg 2	0.990	0.98	1.50	0.26
952	Seg 3	0.980	0.96	0.57	0.08
952	Seg 4	0.900	0.81	3.80	1.10
953	Seg 1	0.959	0.92	0.37	0.04
953	Seg 2	0.959	0.92	6.60	2.80
954	Seg 1	0.964	0.93	0.43	0.06
954	Seg 2	0.800	0.64	1.20	0.56
955	Seg 1	0.911	0.83	0.28	0.07
955	Seg 2	0.911	0.83	3.60	0.98
956	Seg 1	0.872	0.76	0.21	0.05
956	Seg 2	0.922	0.85	0.71	0.10
957	Seg 1	0.970	0.94	0.91	0.09
957	Seg 2	0.927	0.86	5.00	1.20
958	Seg 1	0.906	0.82	1.30	0.31
958	Seg 2	0.917	0.84	0.58	0.18
958	Seg 3	0.949	0.90	2.10	1.30
958	Seg 4	0.975	0.95	0.74	0.23
959	Seg 1	0.954	0.91	0.69	0.19
960	Seg 1	0.787	0.62	16.00	5.70
961	Seg 1	0.854	0.73	8.00	3.70
961	Seg 2	0.943	0.89	24.00	6.00
962	Seg 1	0.954	0.91	0.55	0.16
962	Seg 2	0.964	0.93	1.30	0.65
962	Seg 3	0.922	0.85	0.73	0.14
962	Seg 4	0.900	0.81	9.10	2.70
963	Seg 1	0.954	0.91	2.90	0.93
963	Seg 2	0.894	0.80	3.00	0.74
963	Seg 3	0.911	0.83	0.77	0.25
964	Seg 1	0.877	0.77	9.40	1.80

Continuación

Subcuenca	*Segmento*	*R*	R^2	θ	σ
965	Seg 1	0.922	0.85	0.57	0.33
965	Seg 2	0.889	0.79	6.20	2.80
965	Seg 3	0.911	0.83	2.90	0.50
966	Seg 1	0.954	0.91	1.90	1.80
966	Seg 2	0.927	0.86	9.70	4.00
967	Seg 1	0.938	0.88	0.71	0.36
967	Seg 2	0.938	0.88	4.10	1.00
968	Seg 1	0.894	0.80	9.30	1.40
969	Seg 1	0.943	0.89	0.72	0.29
969	Seg 2	0.954	0.91	0.97	0.35
970	Seg 1	0.933	0.87	1.10	0.61
970	Seg 2	0.894	0.80	4.40	2.00
970	Seg 3	0.877	0.77	4.10	1.70
971	Seg 1	0.964	0.93	4.80	0.52
971	Seg 2	0.906	0.82	7.60	2.50
972	Seg 1	0.894	0.80	1.20	0.22
972	Seg 2	0.889	0.79	0.39	0.11
973	Seg 1	0.933	0.87	1.80	0.27
973	Seg 2	0.917	0.84	2.00	0.47
974	Seg 1	0.837	0.70	0.30	0.10
974	Seg 2	0.990	0.98	2.30	0.23
974	Seg 3	0.900	0.81	2.00	1.00
974	Seg 4	0.849	0.72	2.90	1.30
975	Seg 1	0.933	0.87	1.90	0.38
977	Seg 1	0.970	0.94	9.30	0.65
978	Seg 1	0.917	0.84	0.55	0.13
978	Seg 2	0.943	0.89	2.90	0.67
978	Seg 3	0.894	0.80	1.20	0.52
979	Seg 1	0.883	0.78	11.00	2.80
979	Seg 2	0.866	0.75	21.00	6.80
980	Seg 1	0.954	0.91	1.80	0.30
981	Seg 1	0.959	0.92	4.90	2.00
981	Seg 2	0.922	0.85	1.80	0.45
981	Seg 3	0.806	0.65	3.60	0.75
983	Seg 1	0.906	0.82	2.70	0.86
983	Seg 2	0.922	0.85	7.50	2.30
984	Seg 1	0.927	0.86	3.30	0.53
985	Seg 1	0.927	0.86	1.30	0.50
985	Seg 2	0.933	0.87	2.00	1.40
986	Seg 1	0.980	0.96	1.10	0.11
986	Seg 2	0.843	0.71	2.60	1.50
987	Seg 1	0.964	0.93	0.49	0.05
988	Seg 1	0.927	0.86	5.70	1.20
988	Seg 2	0.970	0.94	8.10	1.20
988	Seg 3	0.837	0.70	1.20	0.31

Continuación

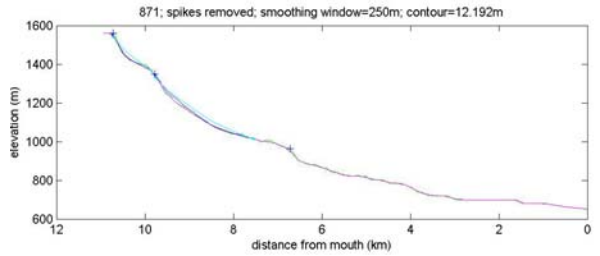
Subcuenca	***Segmento***	***R***	***R^2***	***θ***	***σ***
988	Seg 4	0.922	0.85	15.00	2.70
988	Seg 5	0.900	0.81	1.20	0.18
988	Seg 6	0.911	0.83	2.50	0.28
989	Seg 1	0.964	0.93	0.48	0.05
990	Seg 1	0.970	0.94	0.68	0.10
992	Seg 1	0.872	0.76	3.80	0.53
993	Seg 1	0.970	0.94	0.61	0.04
994	Seg 1	0.894	0.80	1.00	0.21
995	Seg 1	0.917	0.84	1.40	0.19
995	Seg 2	0.954	0.91	0.45	0.07
996	Seg 1	0.854	0.73	0.85	0.23
997	Seg 1	0.894	0.80	3.00	0.58
997	Seg 2	0.866	0.75	2.80	0.62
998	Seg 1	0.917	0.84	0.68	0.09
999	Seg 1	0.894	0.80	5.30	0.78
1000	Seg 1	0.959	0.92	0.67	0.05
1001	Seg 1	0.949	0.90	3.90	0.43
1002	Seg 1	0.964	0.93	0.74	0.07
1003	Seg 1	0.943	0.89	0.81	0.11
1004	Seg 1	0.927	0.86	2.30	0.28
1005	Seg 1	0.889	0.79	0.37	0.06
1006	Seg 1	0.927	0.86	0.71	0.10
1007	Seg 1	0.949	0.90	1.70	0.18
1008	Seg 1	0.927	0.86	0.65	0.31
1008	Seg 2	0.917	0.84	0.91	0.12
1009	Seg 1	0.943	0.89	1.00	0.10
945	Seg 1	0.866	0.75	27.00	8.90
946	Seg 1	0.900	0.81	19.00	8.40
947	Seg 1	0.922	0.85	0.59	0.28
947	Seg 2	0.954	0.91	0.72	0.14
948	Seg 1	0.933	0.87	9.50	1.20
949	Seg 1	0.959	0.92	0.67	0.23
949	Seg 2	0.894	0.80	1.40	0.49
949	Seg 3	0.825	0.68	1.20	0.69
950	Seg 1	0.975	0.95	1.90	0.40
951	Seg 1	0.970	0.94	0.90	0.14
951	Seg 2	0.954	0.91	15.00	3.00
951	Seg 3	0.927	0.86	1.20	0.26

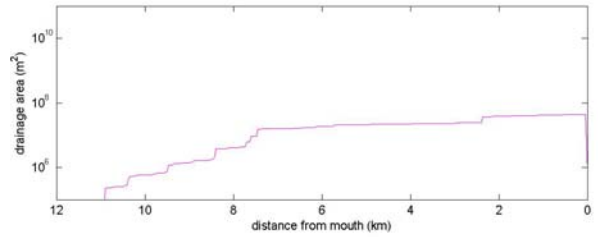
APÉNDICE C

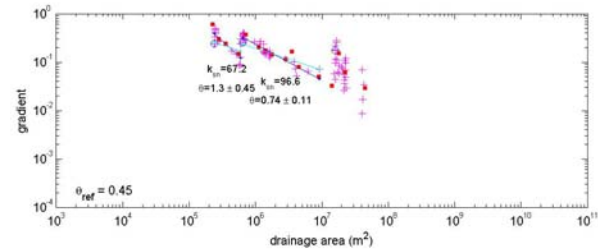
Conjunto de gráficas que exponen, Arriba: Un perfil longitudinal del canal principal de subcuencas, Al centro: La relación de área de drenaje-distancia, y Abajo: Valores de Concavidad y k_{sn} calculados para segmentos de canal.

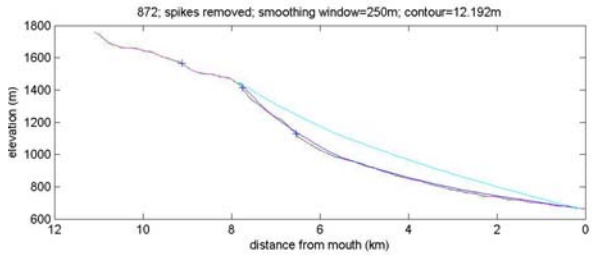
Estas gráficas presentan resultados representativos de cada segmento de frente montañoso. La gráfica de la parte superior, representa el perfil longitudinal del cauce principal (línea magenta) de las subcuencas muestreadas. La gráfica de la parte central señala el área que captura una sección a partir de un punto aguas arriba. La gráfica de la parte inferior, contiene registros de gradiente-área y rectas de regresión ajustadas para cada segmento de canal muestreado. En las gráficas de la parte superior e inferior, las líneas en color cyan representan el valor de θ_{ref} = 0.45, línea en color azul definen la recta de regresión ajustada a los registros S-A; la posición de *knickpoints* está representada por cruces de color azul en la gráfica de la parte superior, y por círculos en la gráfica de la parte inferior (Whipple, 2004; Wobus *et al*., 2006).

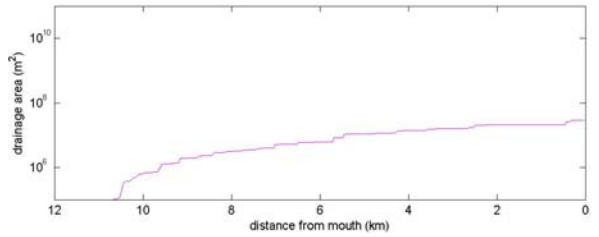
C-1 (Sierra San Pedro Mártir, Segmento 1)

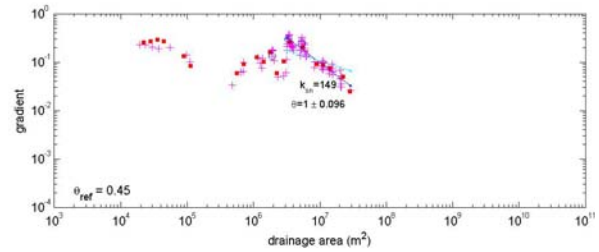


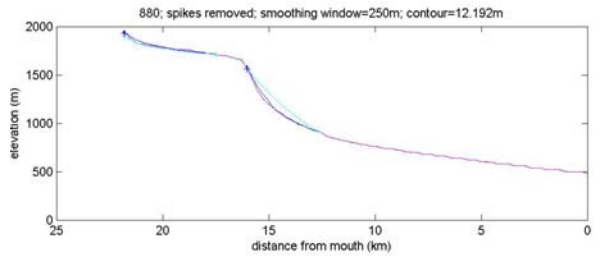


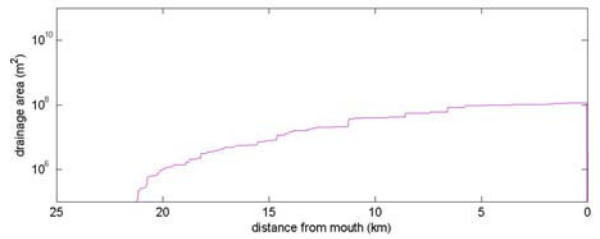


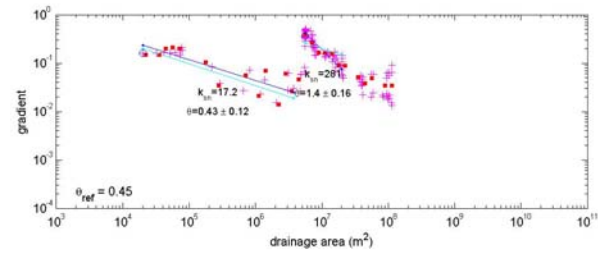


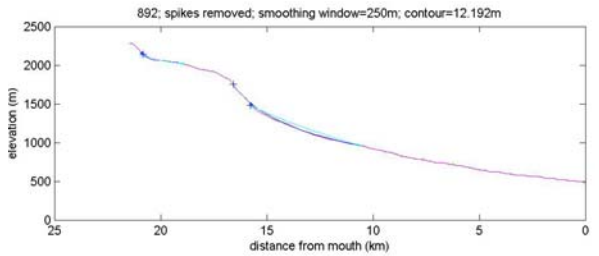


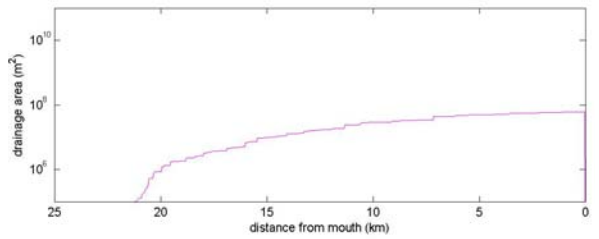


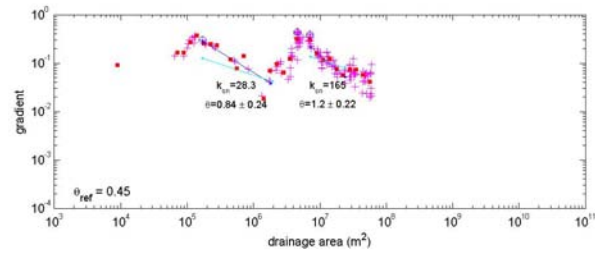




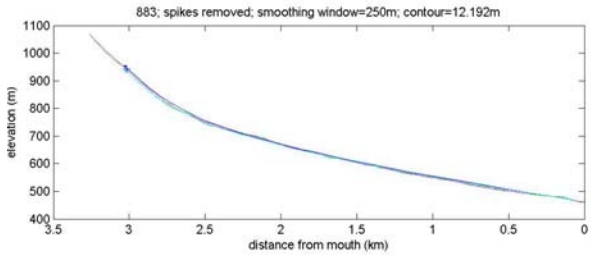


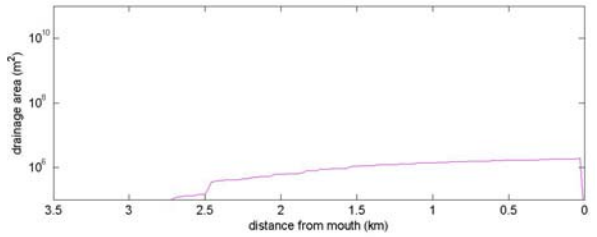


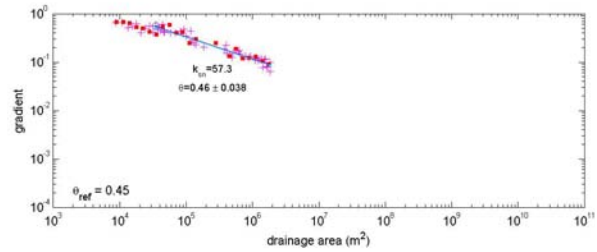


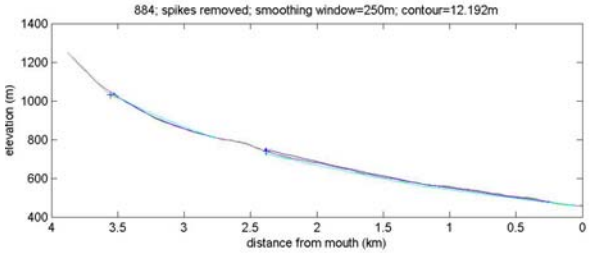


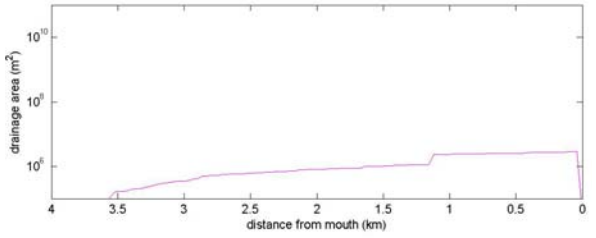
C-2 (Sierra San Pedro Mártir, Segmento 1)

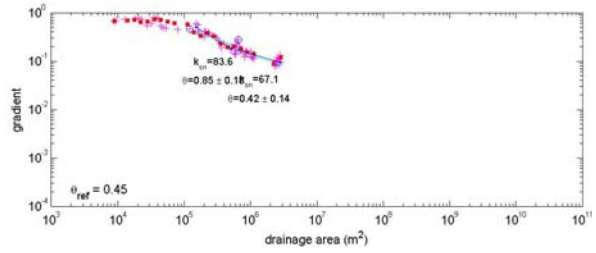


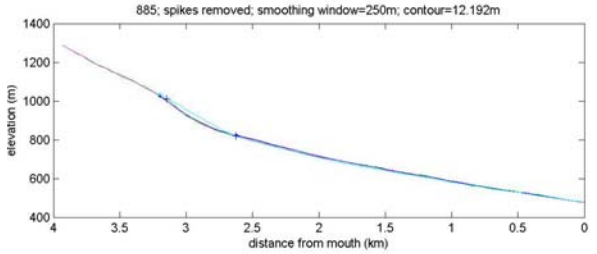


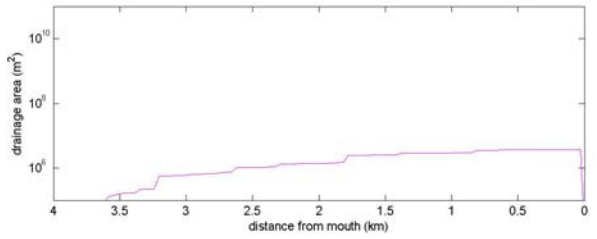


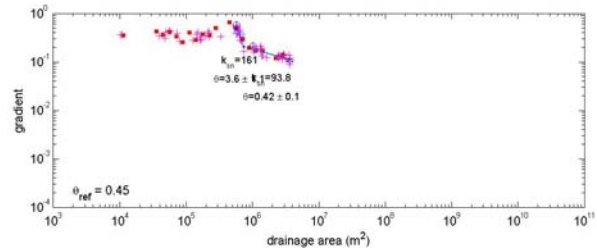


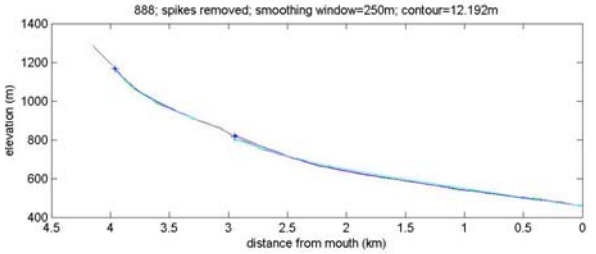


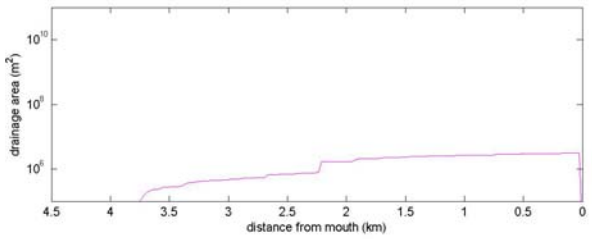


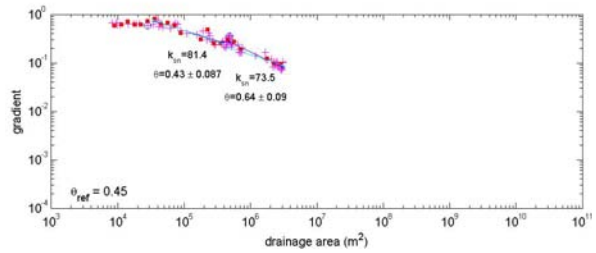




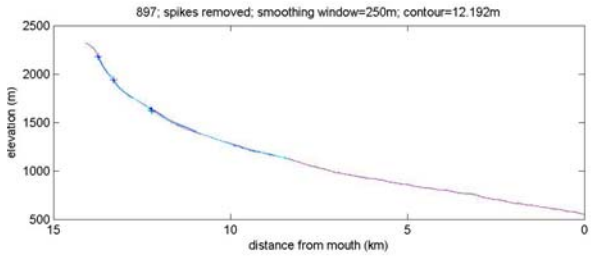


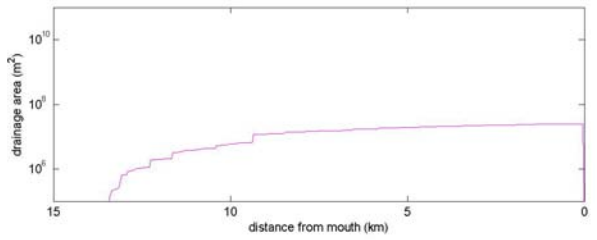


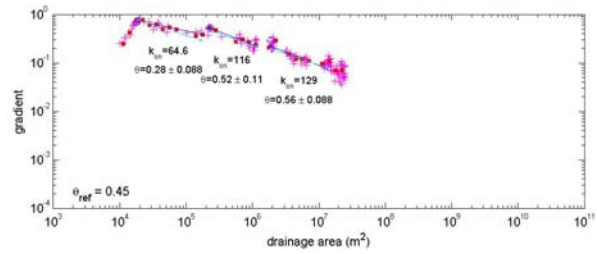


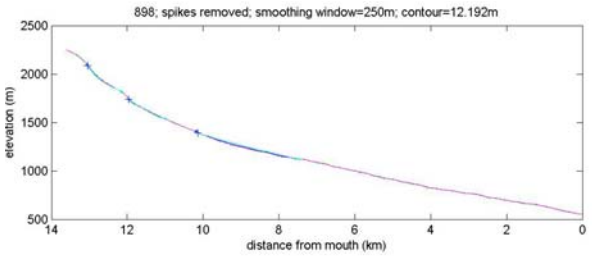


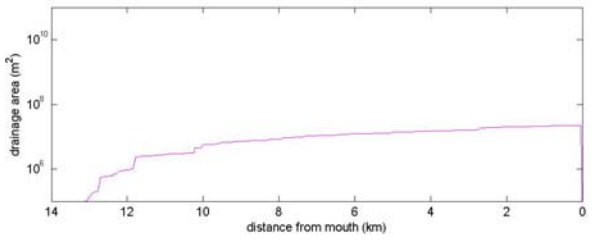
C-3 (Sierra San Pedro Mártir, Segmento 2)

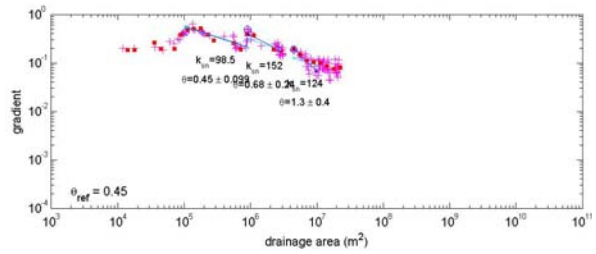


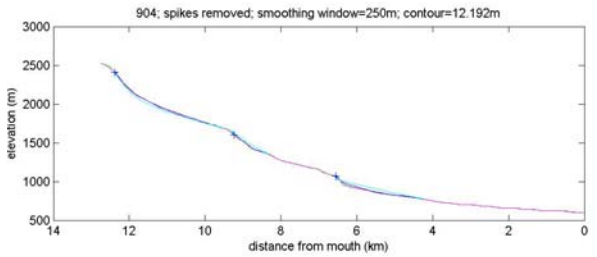


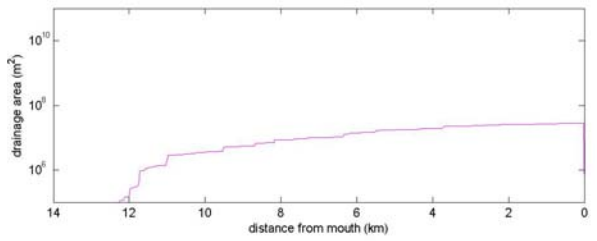


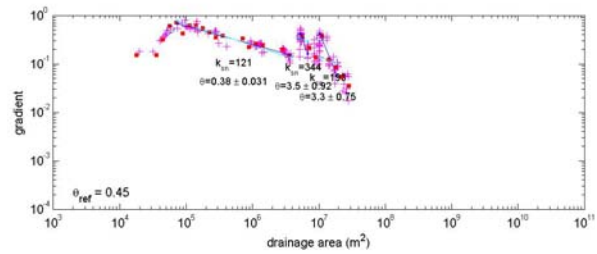


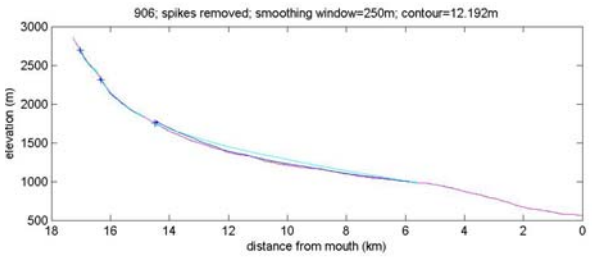


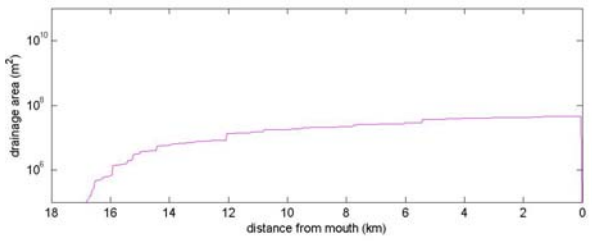


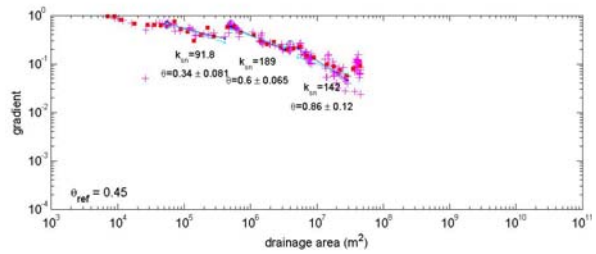




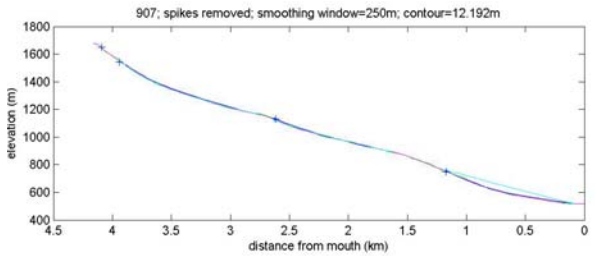


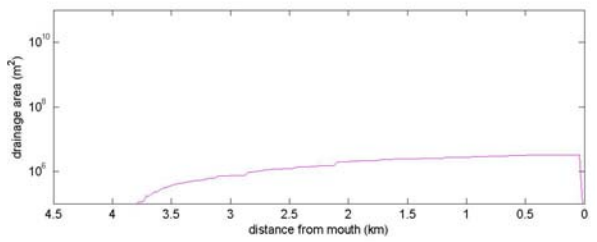


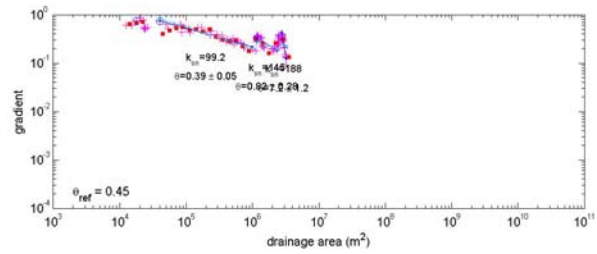


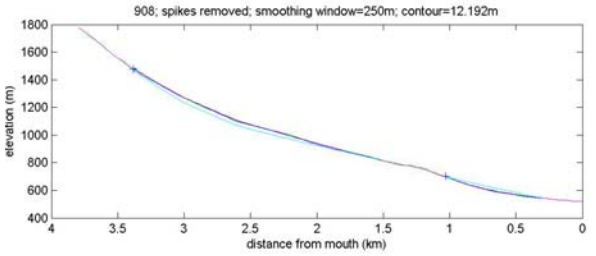


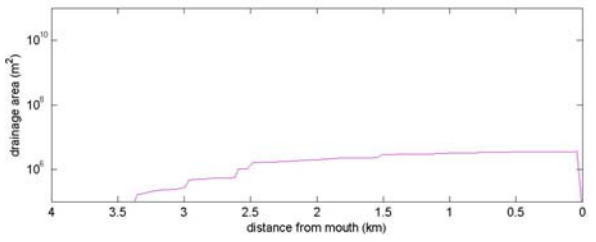
C-4 (Sierra San Pedro Mártir, Segmento 3)

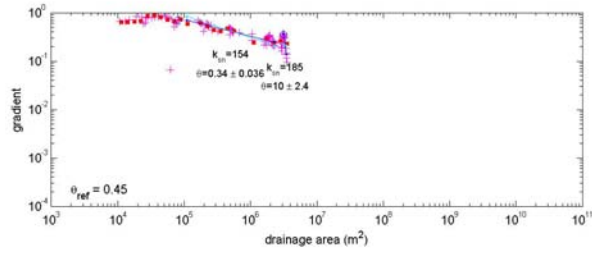


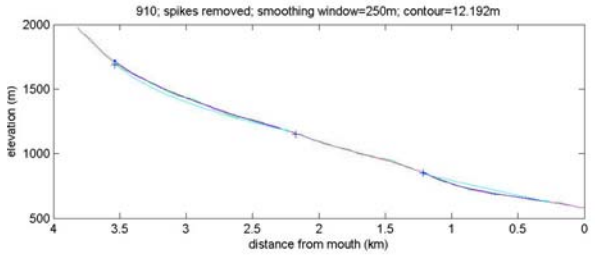


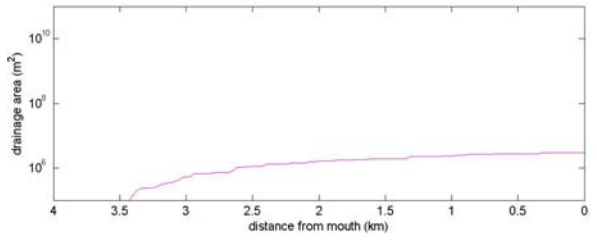


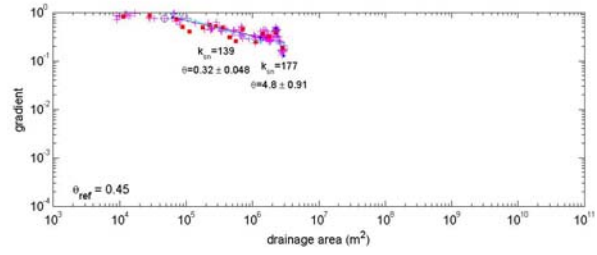


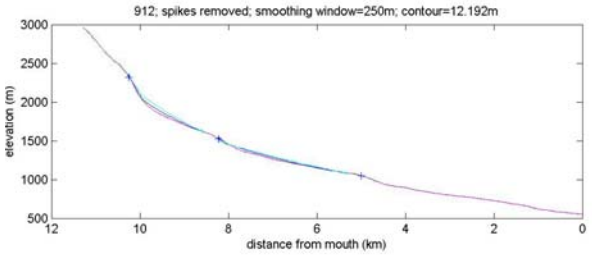


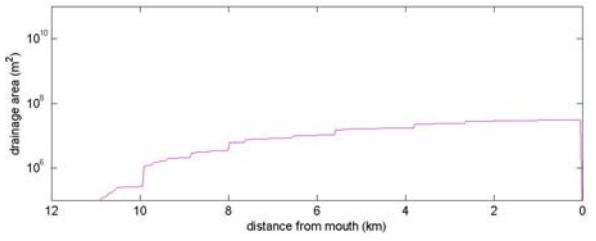


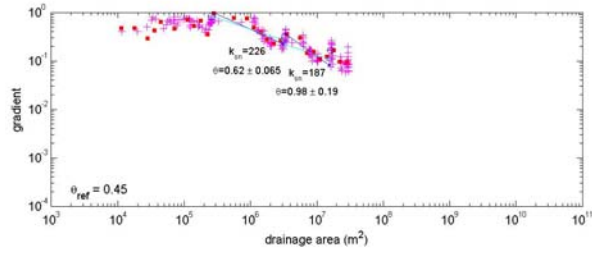




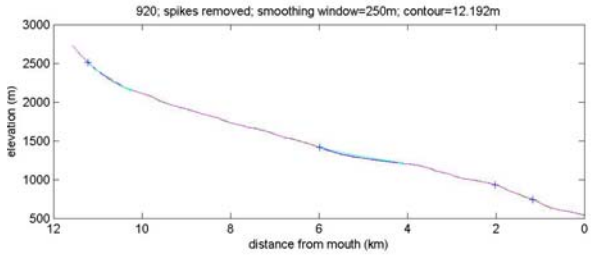


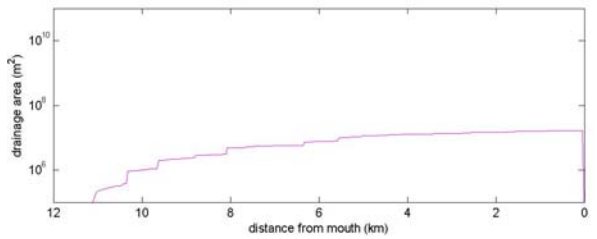


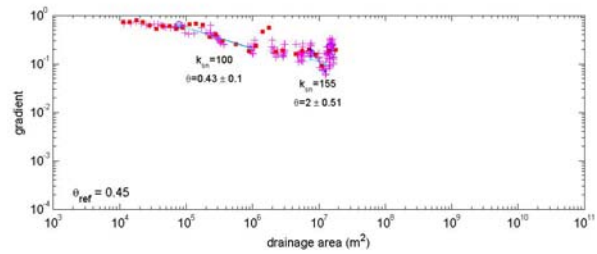


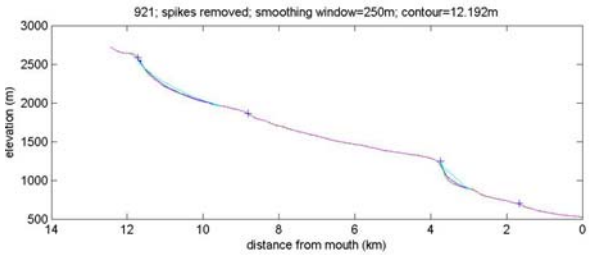


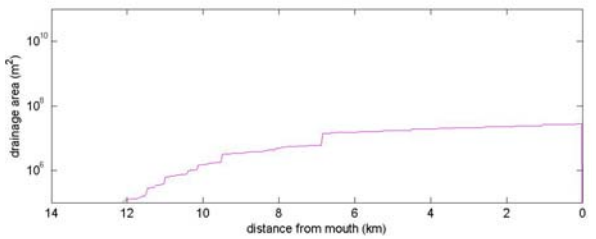
C-5 (Sierra San Pedro Mártir, Segmento 4)

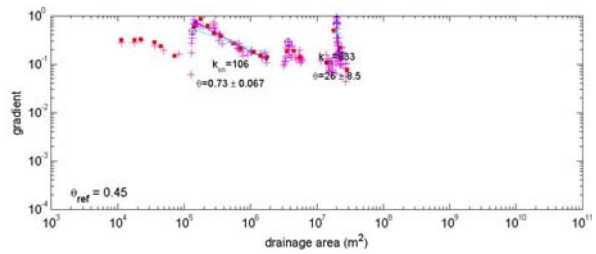


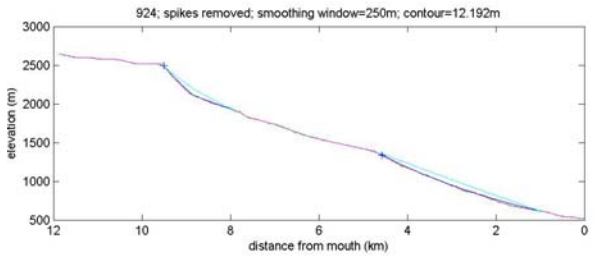


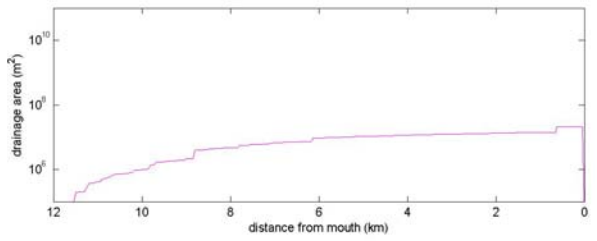


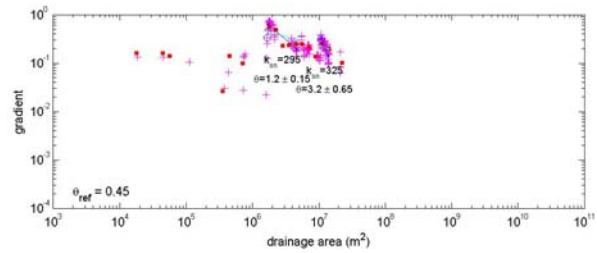


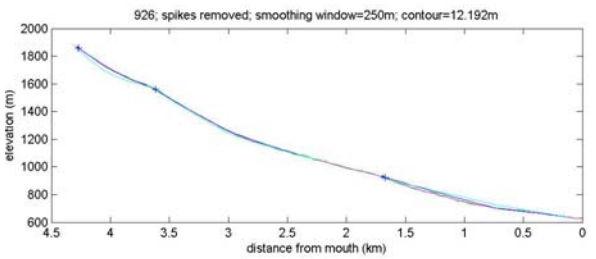


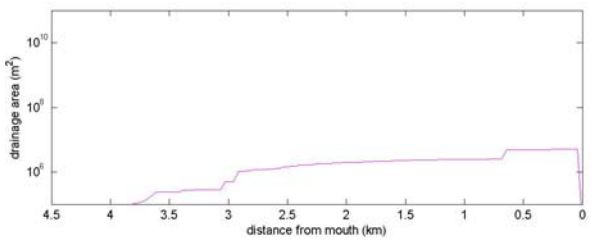


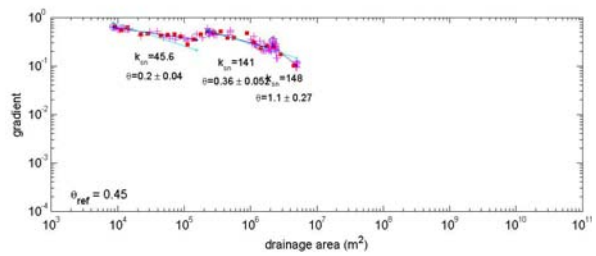




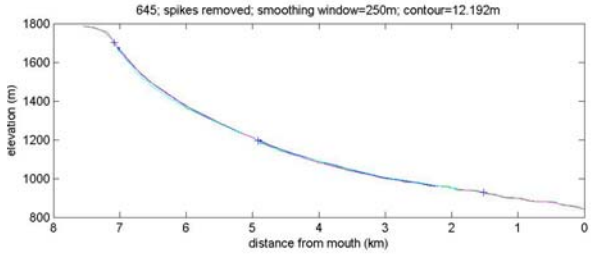


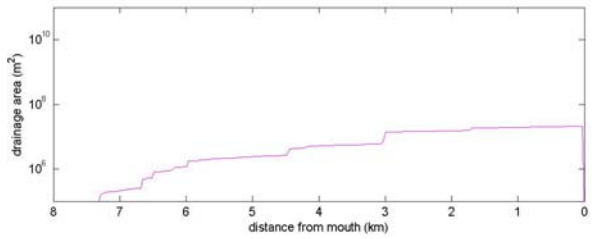


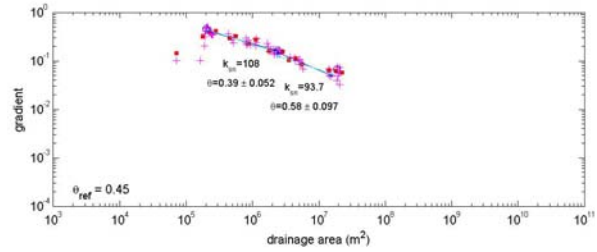


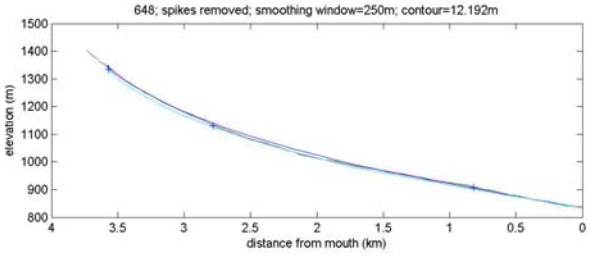


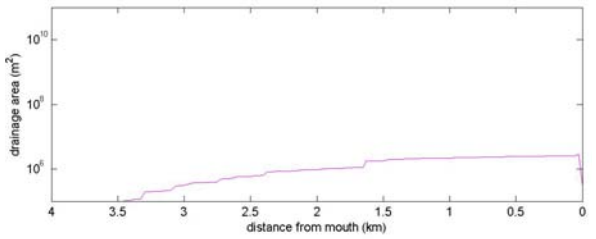
C-6 (Sierra Juárez, Segmento 1)

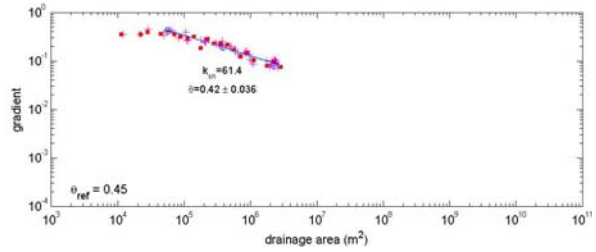


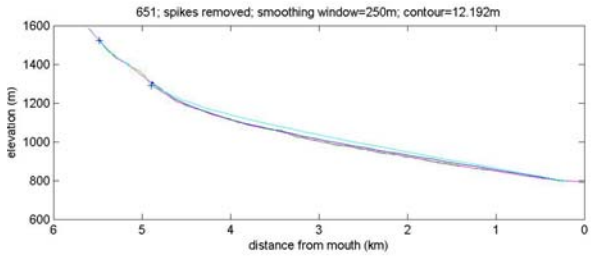


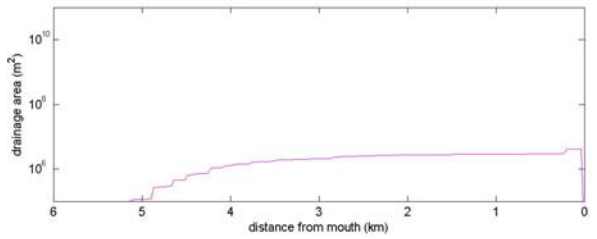


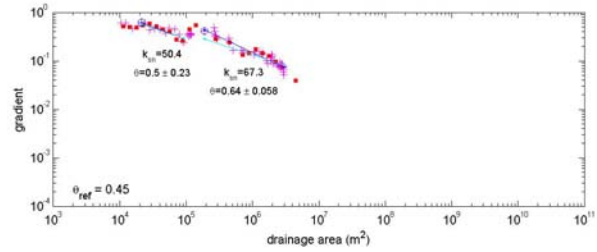


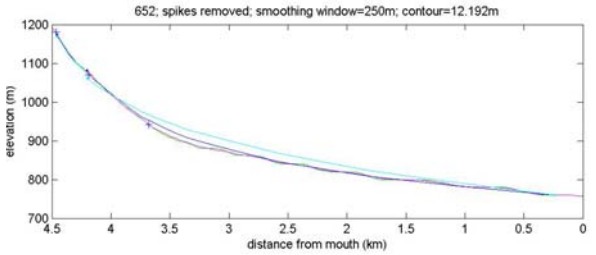


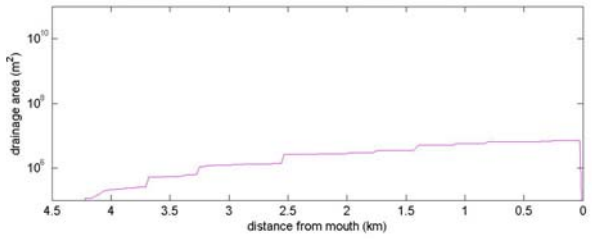


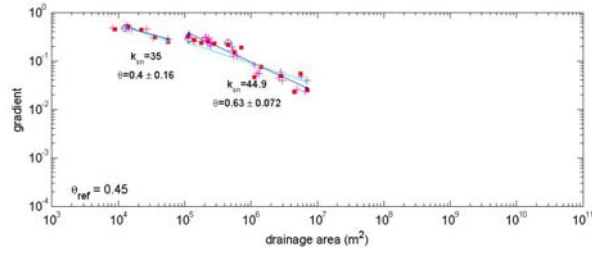




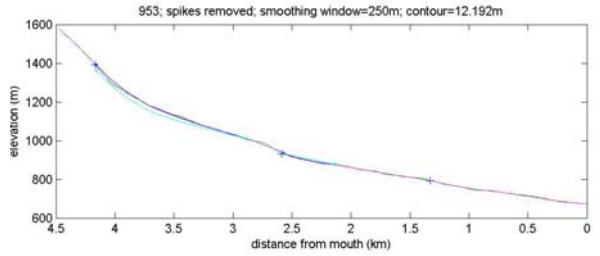


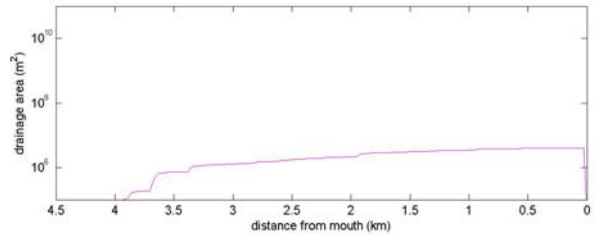


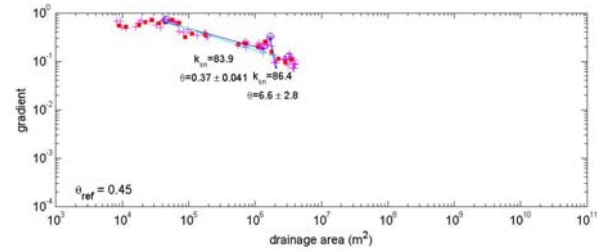


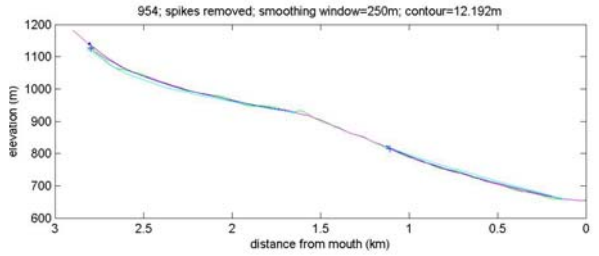


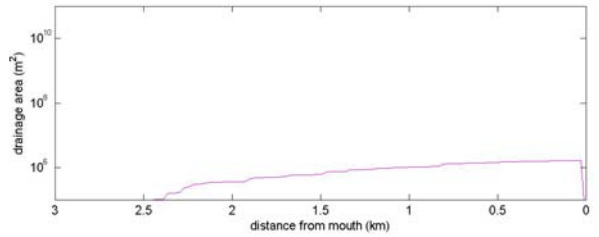
C-7 (Sierra Juárez, Segmento 2)

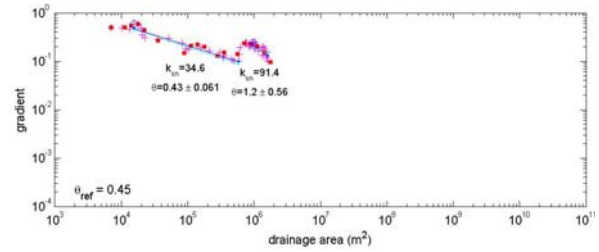


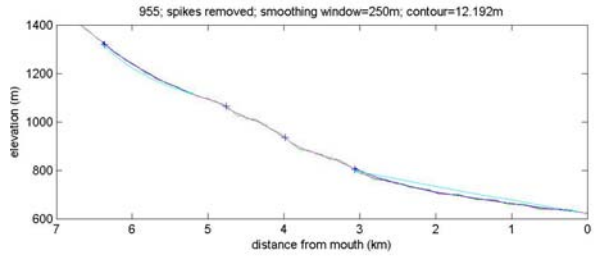


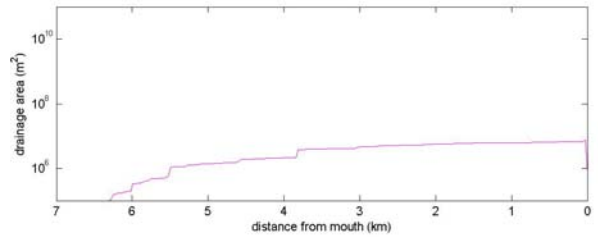


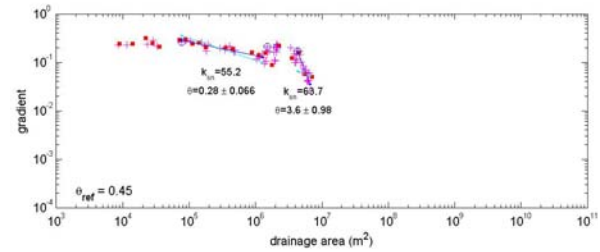


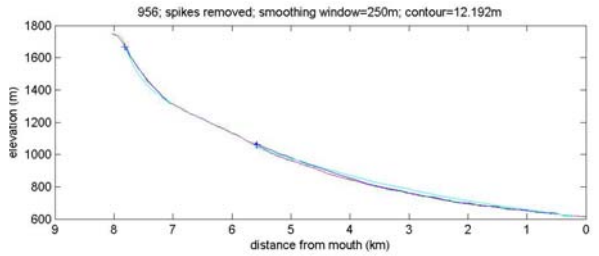


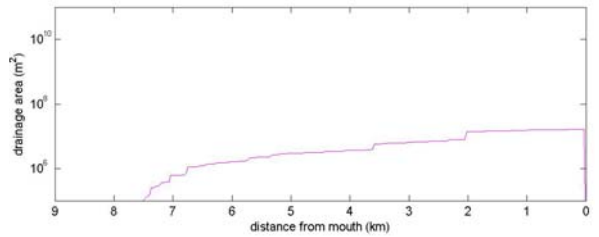


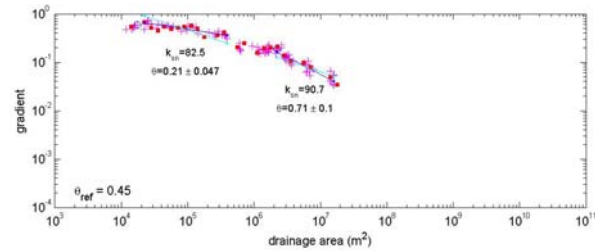




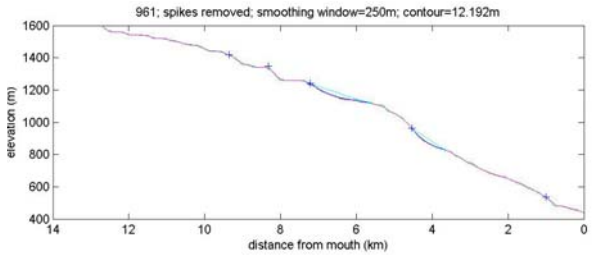


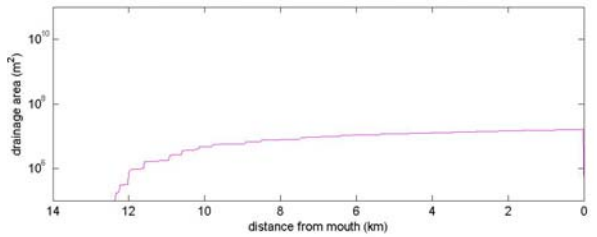


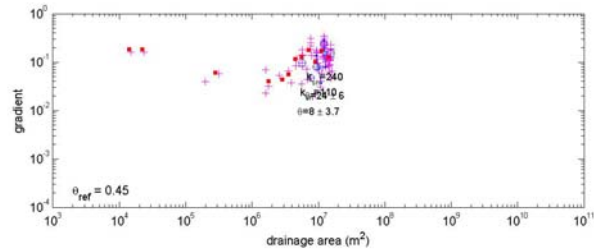


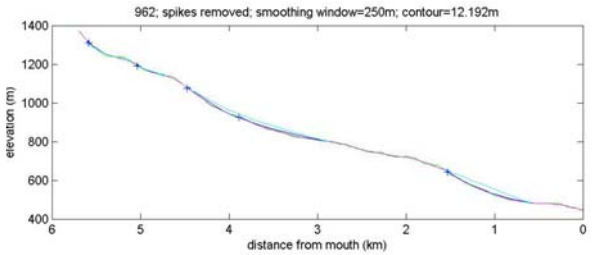


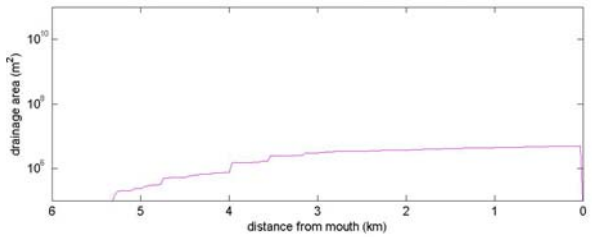
C-8 (Sierra Juárez, Segmento 3)

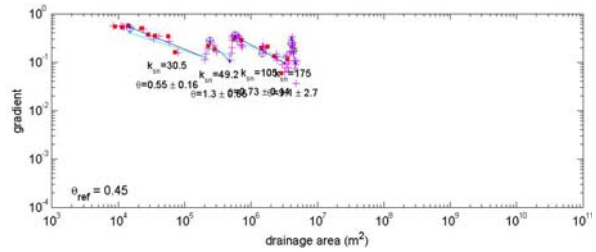


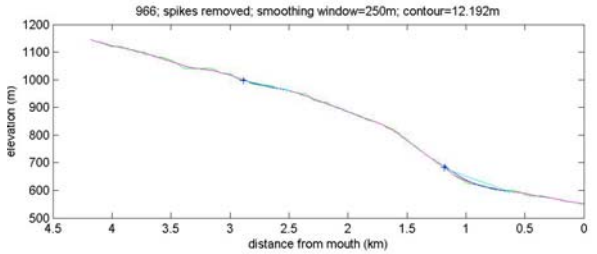


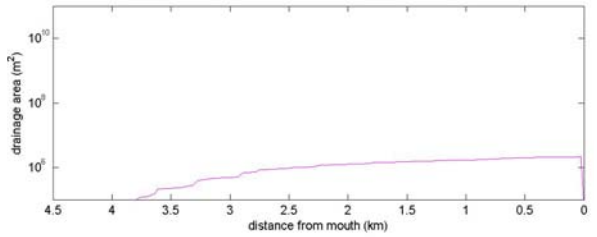


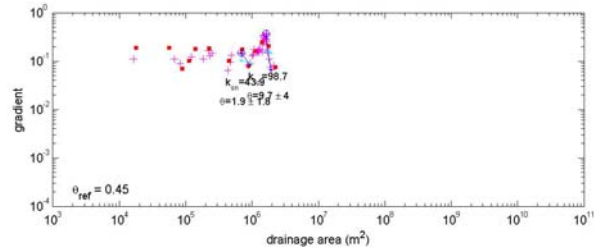


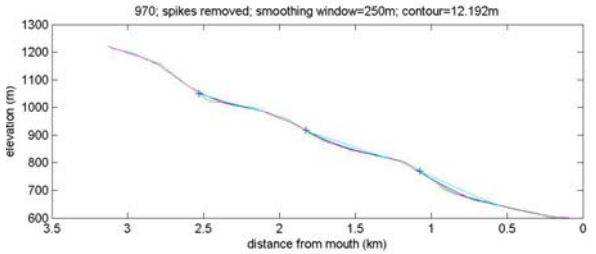


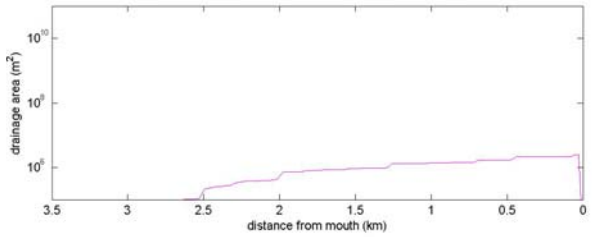


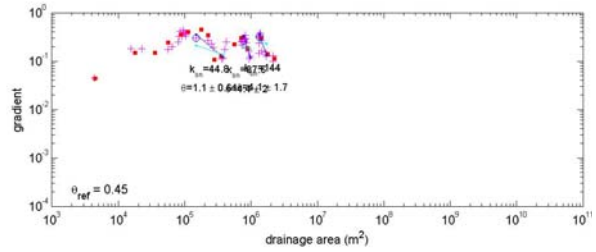




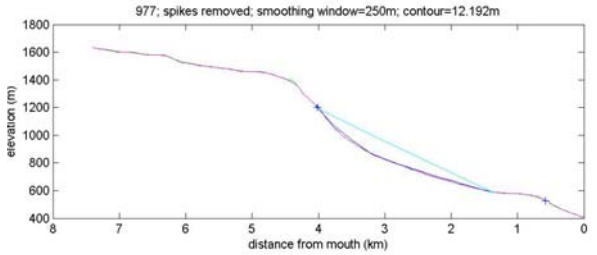


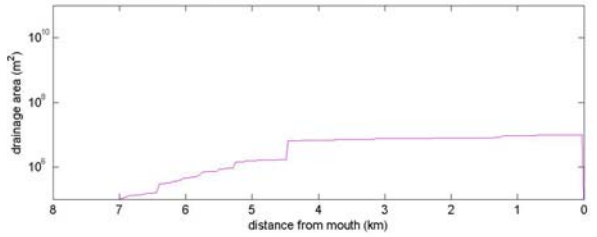


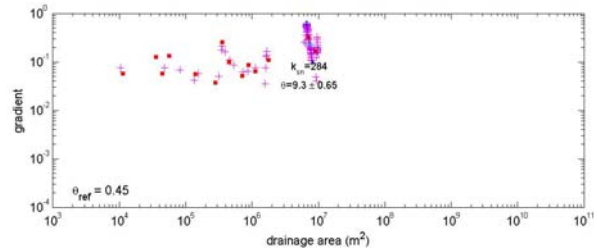


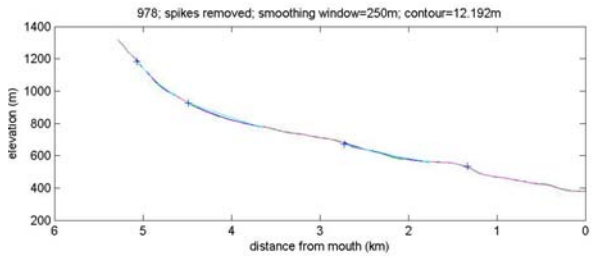


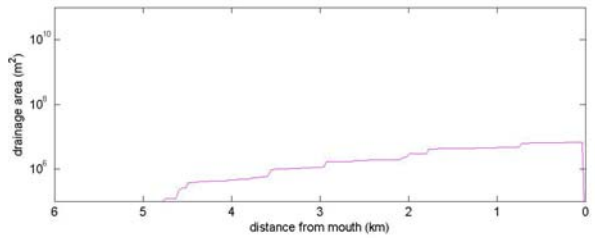
Continuación de C-8 (Sierra Juárez, Segmento 3)

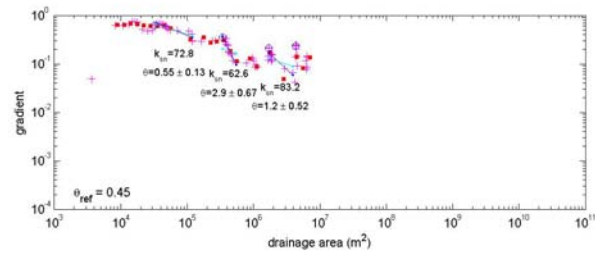


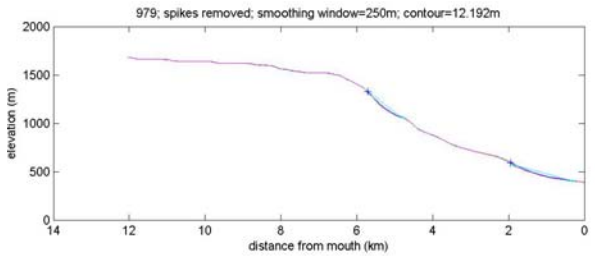


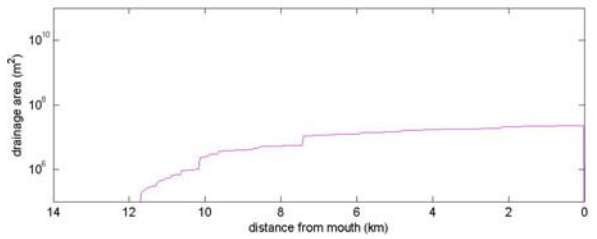


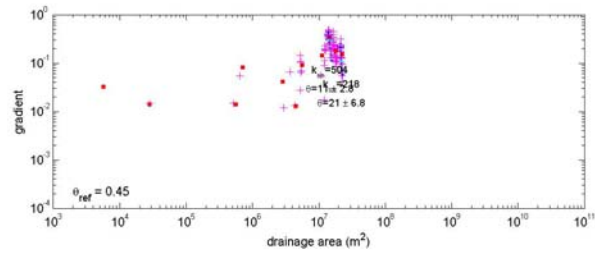


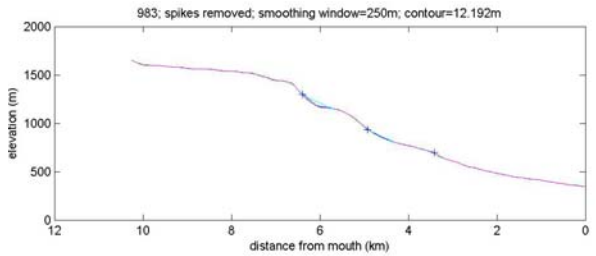


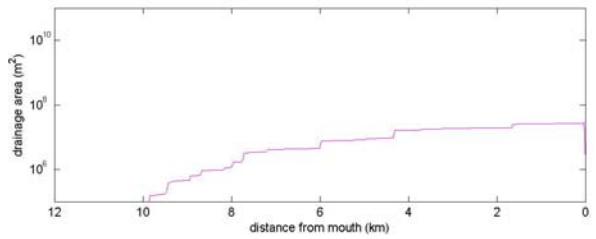


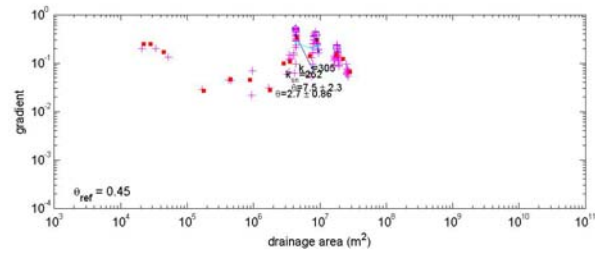
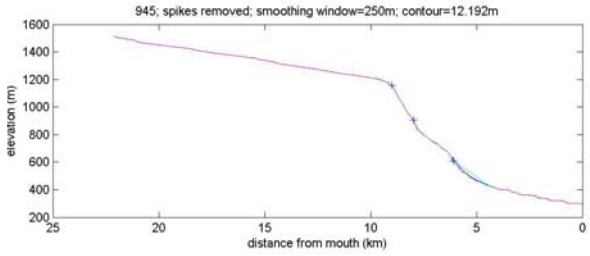
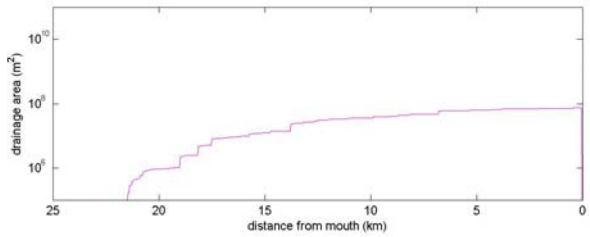
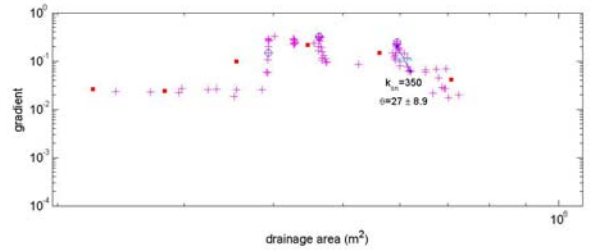
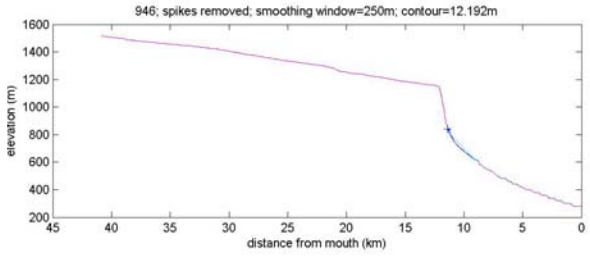
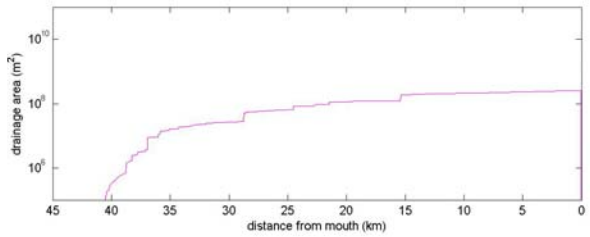
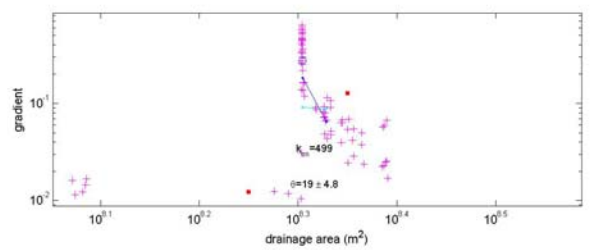
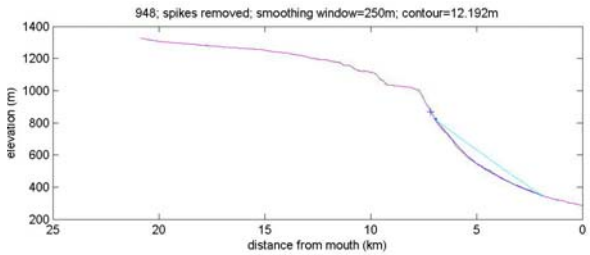
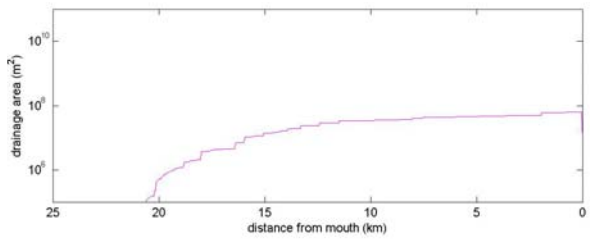
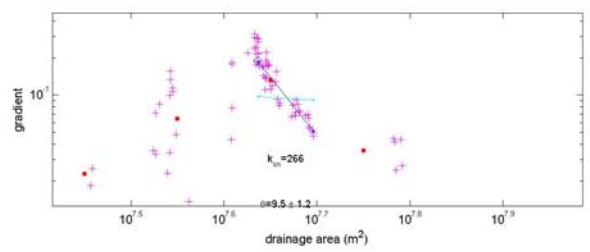
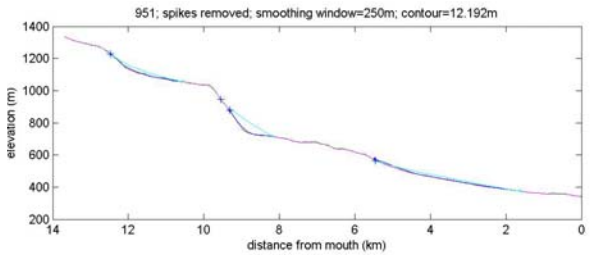
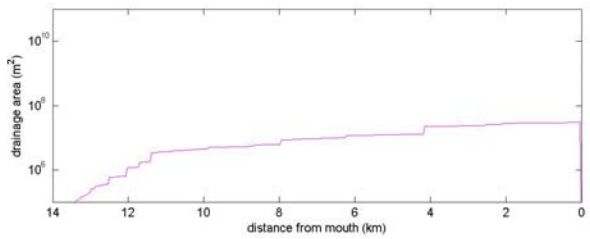
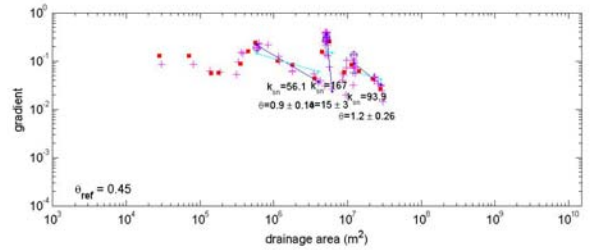












C-9 (Sierra Juárez, Segmento 4)