

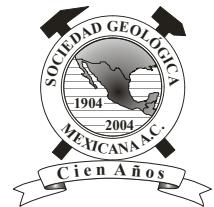


Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana
ISSN: 1405-3322
sgm_editorial@geociencias.unam.mx
Sociedad Geológica Mexicana, A.C.
México

Castillo, Miguel; Lugo-Hubp, José
Estado actual del conocimiento, clasificación y propuesta de inclusión del término knickpoint en el
léxico geológico-geomorfológico del español
Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 63, núm. 2, 2011, pp. 353-364
Sociedad Geológica Mexicana, A.C.
Distrito Federal, México

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=94321479015>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org



Estado actual del conocimiento, clasificación y propuesta de inclusión del término *knickpoint* en el léxico geológico-geomorfológico del español

Miguel Castillo^{1,*}, José Lugo-Hubp²

¹ School of Geographical and Earth Sciences, University of Glasgow, University Avenue, G20 QQ, Glasgow, Reino Unido

² Instituto de Geografía, UNAM. Ciudad Universitaria, 04510, México, D.F.

* Miguel.Castillo@ges.gla.ac.uk

Resumen

El término *knickpoint* se utiliza comúnmente en geomorfología, principalmente en lengua inglesa, para denominar aquellas rupturas bruscas de la pendiente del lecho de un río a lo largo de su perfil longitudinal. Los *knickpoints* son expresión del desequilibrio de un sistema fluvial y pueden estar presentes tanto en ríos aluviales como en ríos en lecho rocoso. Los avances en geomorfología fluvial y evolución del paisaje indican que los *knickpoints* resultan de distintos procesos tectónicos, climáticos y geomorfológicos. No obstante, no existe hasta ahora una definición formal del término. El uso actual del concepto de *knickpoint* no proporciona información alguna sobre los mecanismos de su formación y por lo tanto, se refiere a la morfología del lecho fluvial. La acotación del término en español es necesaria, ya que éste ha sido utilizado, pero no ha sido definido de manera formal. En el presente estudio se hace una revisión del término y se realiza una clasificación de los *knickpoints* con base en un criterio genético, del cual se reconocen cinco tipos: glacial, litológico, tectónico, eustático y glacio-isostático (o glacioeustático). Se propone aquí la inclusión del término en el léxico geológico y geomorfológico del español, agregando un adjetivo calificativo que defina el origen.

Palabras clave: *knickpoint* (punto de inflexión), desequilibrio, perfil longitudinal, sistema fluvial, ríos en lecho rocoso.

Abstract

The term *knickpoint* is commonly used in geomorphology to distinguish any abrupt change in the channel slope observed along a longitudinal stream profile. Knickpoints are an expression of disequilibrium in a fluvial system and occur in both alluvial and bedrock rivers. Advances in fluvial geomorphology and landscape evolution indicate that knickpoint formation is related to tectonic, climatic and geomorphic processes. Nonetheless, at present there is no formal definition for the term. Present usage of the term *knickpoint* does not provide information about its triggering factors. Thus, the word *knickpoint* describes only a morphological property of channels. The term needs to be formally defined in Spanish, since it has been used on a casual basis. In this paper the term *knickpoint* is reviewed and a genetic classification is developed. Five different types of knickpoints are distinguished: glacial, lithologic, tectonic, eustatic and glacio-isostatic. It is proposed here that the term *knickpoint* be adopted into the geomorphic and geologic Spanish lexicon by including the genesis as an adjective attached to the noun.

Keywords: *knickpoint*, *disequilibrium*, *stream long profile*, *fluvial system*, *bedrock rivers*.

1. Introducción

Los cambios bruscos en la pendiente del lecho de un río que se observan a lo largo de un perfil longitudinal son conocidos en la literatura científica de habla inglesa como *knickpoints* (von Engeln, 1940; Brush y Wolman, 1960; Gardner, 1983; Tinkler, 2004) o *nickpoints* (Harris, 1968). Éstos son elementos dinámicos del relieve que reflejan procesos tectónicos, climáticos y geomorfológicos. La formación y posterior retroceso de los mismos, por medio de la erosión fluvial, denotan la presencia de un nuevo régimen al cual debe ajustarse el sistema erosivo preexistente (Whipple y Tucker, 1999; Bishop, 2007).

En los estudios de geomorfología fluvial y evolución del paisaje se ha observado que la presencia de los *knickpoints* se relaciona de forma directa con: (1) zonas activas de levantamiento (e. g., Burbank y Anderson, 2001; Lavé y Avouac, 2001, Wobus *et al.*, 2006; Quezada *et al.*, 2010); (2) descensos bruscos del nivel de base de los ríos (e. g., Begin *et al.*, 1981; Snyder *et al.*, 2002; Bishop *et al.*, 2005; Crosby y Whipple, 2006); (3) erosión diferencial asociada a contactos litológicos (e. g., Brocard y van der Beek, 2006; Goldrick y Bishop, 2007); y (4) control litológico-estructural (e. g., Miller, 1991; Frankel *et al.*, 2007, Haviv *et al.*, 2010; Phillips *et al.*, 2010). Otros mecanismos de formación resultan de procesos heredados en el relieve, como es el caso de la erosión glacial (e. g., von Engeln, 1940; Hayakawa y Matsukura, 2009).

En la actualidad el término *knickpoint* se utiliza en la literatura científica de habla inglesa de manera indiscriminada para describir una forma del lecho fluvial (Brush y Wolman, 1960; Crosby y Whipple, 2006), no obstante, los avances en las distintas ramas de la geomorfología permiten hacer una clasificación formal del *knickpoint*. La acotación del término en español es menester, ya que hasta ahora no ha sido definido de manera explícita, pero sí ha sido utilizado (e. g., Aristizábal y Yokota, 2008; Gutiérrez-Elorza, 2008; Ortega y Garzón 2008). En algunos estudios publicados en español el término *knickpoint* se traduce como punto de inflexión (e. g., Garzón *et al.*, 2008; Ortega y Garzón 2008; Quezada *et al.*, 2010). En el presente artículo se plantea como objetivo realizar una clasificación de los *knickpoints* con base en los procesos que los generan, para proponer su inclusión en el léxico geológico y geomorfológico del español. Se presentan aquí una breve reseña de la aparición del término en geomorfología y los principios teóricos que explican la presencia de estas formas como una expresión del desequilibrio. También se expone el método para su detección sobre un perfil longitudinal y los mecanismos conocidos que generan a estas formas del lecho fluvial.

2. Historia breve del término *knickpoint*

El interés por comprender la presencia de los *knick-*

points en el sistema fluvial ha estado presente desde los inicios de la geomorfología, aun cuando éstos no habían sido definidos de manera formal. En el reporte de Gilbert (1877) sobre las montañas Henry, en el sector centro-occidental de los Estados Unidos de América, se analiza el control que ejerce la pendiente del lecho con respecto a la intensidad de los procesos erosivos y el transporte de los materiales. Dicho autor menciona que las irregularidades (o *knickpoints*) en el cauce de un río pueden ser resultado de una erosión diferencial, como consecuencia de la incisión en materiales de distinta dureza (Gilbert, 1877, p. 107, 118). Esta idea fue desarrollada posteriormente por Hack (1973) para proponer un índice de verticalidad en el cual pueden detectarse anomalías en el perfil longitudinal de un río.

El término *knickpoint* apareció por vez primera en la obra clásica de Penck (1924), *Die Morphologische Analyse*, como *Knickpunkte*, para hacer referencia a todas aquellas irregularidades en forma de ladera convexa que se observan a lo largo del perfil longitudinal de un río, y consideró que el escalonamiento del lecho es resultado directo del levantamiento tectónico de una superficie llana, producido de manera continua e ininterrumpida.

Davis (1932) realizó una crítica al modelo de Penck (1924) y refuta la hipótesis del levantamiento continuo como mecanismo de generación de *knickpoints*. La introducción formal del término al inglés fue hecha por von Engeln (1940), quien denominó como *knickpoint* a las rupturas bruscas de la pendiente del lecho de un río que surgen como resultado de la erosión diferencial en estratos de distinta dureza. Asimismo, von Engeln (1940) reflexiona sobre otros posibles mecanismos, aparte del modelo de Penck (1924), que pueden originar estas formas del relieve. La crítica de Davis (1932) y el estudio de von Engeln (1940) despertaron el interés de la comunidad científica, principalmente de habla inglesa, por entender el efecto que tienen estas formas del relieve en el paisaje. A partir de entonces, un gran número de investigaciones fueron llevadas a cabo para entender estas formas del lecho fluvial (Gardner, 1983). El término no fue redefinido y permaneció para describir una forma del lecho sin hacer distinción alguna entre los posibles mecanismos de formación (Brush y Wolman, 1960).

Los estudios recientes en geomorfología han demostrado que la distribución de los *knickpoints* en el sistema fluvial es algo frecuente y que su formación puede resultar de procesos que no necesariamente están relacionados con la tectónica o cambios eustáticos (e. g., Burbank y Anderson, 2001; Phillips *et al.*, 2010). Asimismo, pueden formarse y propagarse tanto sobre lechos compuestos de materiales cohesivos (e. g., Holland y Pickup, 1976; Gardner, 1983; Frankel *et al.*, 2007) como en los no cohesivos (e. g., Brush y Wolman, 1960; Leopold *et al.*, 1964). Debido a que existen diversos mecanismos que pueden dar lugar a la formación de un *knickpoint*, se hace necesaria una precisión del término.

3. Los knickpoints en el sistema fluvial

La presencia de los *knickpoints* en el sistema fluvial se asocia con la presencia del desequilibrio y el consecuente incremento en la incisión, por tanto, no son simples elementos del paisaje, sino formas transitorias del mismo. Debido a que los *knickpoints* se encuentran sujetos a los procesos erosivos fluviales su desarrollo y evolución depende de procesos físicos, principalmente mecánicos, que operan en el lecho fluvial. En este sentido, los conceptos de nivelación del lecho (Gilbert, 1877; Mackin, 1948), equilibrio dinámico (Hack, 1960) y potencia de los ríos (Bagnold, 1960; Leopold *et al.*, 1964), son de suma importancia ya que constituyen el cuerpo teórico que explica la incisión y evolución de los ríos.

La nivelación del lecho ocurre cuando las pendientes del mismo tienen una inclinación óptima para poder transportar de forma efectiva la carga de sedimentos removida en las laderas adyacentes (Mackin, 1948). El perfil longitudinal de un río con lecho nivelado tiene una forma cóncava, de esta forma, las pendientes del lecho disminuyen conforme aumenta la distancia medida a partir de la divisoria, misma que se utiliza como sustitución de la descarga del río (Hack, 1957; Leopold *et al.*, 1964; Snow y Slingerland, 1987). Un río, al tener las propiedades morfológicas óptimas para el transporte de sedimentos, se considera que está en estado de equilibrio (Mackin, 1948). Una perturbación produce un desajuste morfológico en el sistema que tendrá que ser absorbido por la dinámica fluvial para establecer un nuevo tipo de equilibrio (Mackin, 1948). Los conceptos de nivelación del lecho y equilibrio permiten explicar parcialmente la propagación del desequilibrio en un sistema fluvial simple y homogéneo, como es el caso de los ríos aluviales (Leopold *et al.*, 1964; Begin *et al.*, 1981; Snow y Slingerland, 1987). Sin embargo, los contrastes en el gradiente producidos por la incisión fluvial sobre materiales de distinta resistencia, como ocurre en los ríos en lecho rocoso, necesitan de un análisis más detallado para establecer si las pendientes del lecho están niveladas con respecto a la incisión o no.

El concepto del equilibrio dinámico desarrollado por Hack (1960) sustenta conceptual y teóricamente la existencia del equilibrio en ríos que inciden sobre un sustrato con contrastes litológicos. En el modelo de Hack (1960) no existe una independencia temporal de las formas del relieve (*time-independent landforms*) hacia los procesos de erosión y, por lo tanto, el resultado final no es la erosión total del relieve que origina un peniplano, como en el enfoque davisiano, sino la permanencia del mismo (Hack, 1960, 1975). Dicho autor concretó la idea del equilibrio dinámico mediante la formulación de un índice de verticalidad (*steepness index*), con el cual es posible evaluar la nivelación de las pendientes del lecho sobre un perfil longitudinal de un río (Hack, 1973). Debido a que bajo este enfoque, el relieve no tiene una evolución lineal (Hack, 1975), el punto clave está en detectar el estado de equili-

brio en el cual debe existir una nivelación de las pendientes del lecho de los ríos con respecto a los procesos erosivos. Las anomalías pueden ser detectadas por la presencia de valores altos en el índice de verticalidad (Hack, 1973, 1975).

El concepto del equilibrio dinámico y la consolidación de la teoría de la tectónica de placas como paradigma en geomorfología (Thorn, 1988) permitieron crear un marco conceptual mucho más sólido para explicar la presencia de los *knickpoints* como formas de desequilibrio desarrolladas en sistemas fluviales. La isostasia debida a la erosión de los sistemas montañosos (Gilchrist *et al.*, 1994; Montgomery 1994) parece ser un argumento más a favor del modelo propuesto por Hack (1973, 1975), ya que es posible una larga estadía de las formas del relieve como se ha evaluado mediante simulaciones (*e. g.*, Baldwin y Whipple, 2003).

3.1. Presencia del desequilibrio

En las últimas dos décadas se han publicado numerosos estudios orientados a probar la hipótesis de la presencia del equilibrio en el sistema fluvial (Montgomery, 2001; Whipple, 2001; Stolar *et al.*, 2007). Los modelos de incisión fluvial, tanto en ríos aluviales como en los que fluyen sobre lecho rocoso (Flint, 1974; Willgoose 1994; Whipple y Tucker, 1999), se basan en relaciones hidráulicas que operan sobre una cuenca fluvial que en conjunto conforman el modelo de potencia de los ríos (Knighton, 1998; Whipple y Tucker, 1999). De forma teórica se considera que en el paisaje hay equilibrio cuando la erosión y el levantamiento tectónico están compensados, por lo tanto, las pendientes del lecho de un río se pueden modelar mediante la expresión siguiente (Whipple y Tucker, 1999; Kirby y Whipple, 2001; Duvall *et al.*, 2004):

$$S = U / K^{1/n} A^{1-m/n} \quad (1)$$

donde U equivale al levantamiento tectónico, K es un coeficiente dimensional de erosión, A corresponde al área de drenaje, el cual es un sustituto de la descarga del río (Q), y los exponentes (m y n) son valores dimensionales que provienen de las relaciones hidráulicas del drenaje y el esfuerzo cortante (Whipple y Tucker, 1999). De forma empírica se ha observado que bajo ciertas condiciones cercanas al estado de equilibrio, la pendiente en el lecho de los ríos se ajusta a una curva potencial de tal forma que (Moglen y Bras, 1995; Whipple, 2001):

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (2)$$

donde k_s corresponde al índice de verticalidad, A es sustituto de la descarga (Q) y θ corresponde a la concavidad (Kirby y Whipple, 2001; Whipple, 2001). Una forma alternativa a la Ecuación 2 puede hacerse si A se sustituye por

la distancia del canal medida a partir de la divisoria (L), ya que ésta a su vez guarda una proporcionalidad con Q (Goldrick y Bishop, 2007), de tal forma que:

$$S = kL^{-\lambda} \quad (3)$$

Las ecuaciones 2 y 3 son igualmente válidas para analizar el equilibrio en el sistema fluvial. La expresión morfológica del desequilibrio en el sistema fluvial está dada entonces por una ruptura en la linealidad de la curva potencial de las pendientes (Figura 1) con respecto a A o Q (Goldrick y Bishop, 2007; Stolar *et al.*, 2007). Una ventaja en el uso de la Ecuación 2 frente al índice de verticalidad de Hack (1973) es que ésta deriva de una serie de formulaciones hidráulicas y procesos físicos, mientras que el índice de verticalidad está basado en evidencias empíricas (Hack, 1973; Goldrick y Bishop, 2007).

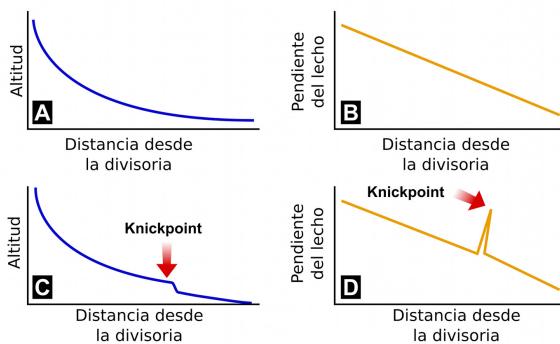


Figura 1. Esquema representativo de un perfil longitudinal en equilibrio (A y B) y en desequilibrio (C y D). Las pendientes del lecho en B y D tienen una forma lineal cuando se representan en una escala logarítmica. En A el perfil del río tiene una forma cóncava, típica de un estado en equilibrio, las pendientes del lecho (B) satisfacen la condición expresada en la Ecuación 2. En C, la presencia del desequilibrio está dado por un fuerte desnivel (*knickpoint*) en la topografía y por lo tanto existe una ruptura en el escalamiento de las pendientes del lecho (D), condición que denota un desequilibrio en el sistema fluvial.

3.2. Métodos de detección

La detección indirecta de los *knickpoints* puede hacerse de dos formas, mediante (1) el análisis de un mapa topográfico o por (2) el procesamiento de un modelo digital de elevación (MDE). En ambos casos es necesario hacer una selección de los ríos que se analizarán mediante el trazado o extracción de un perfil topográfico y el posterior cálculo de las pendientes del lecho por medio de segmentos, lo que se obtiene de forma adimensional así:

$$s = \Delta h / \Delta l \quad (4)$$

donde h es el valor de altura y l es la distancia medida desde la divisoria. Si se utiliza un MDE, es recomendable

hacer una reclasificación de los valores de elevación con base en la resolución vertical que tiene la cartografía, como sugieren Wobus *et al.* (2006), lo anterior con el propósito de evitar la presencia de escalones a lo largo del perfil.

Una vez extraídos los valores de la pendiente del lecho, éstos se grafican en el eje de las ordenadas y en las abscisas los valores de distancia o área de drenaje en un espacio logarítmico; mediante el cálculo de la línea recta por el método de cuadrados mínimos, se pueden obtener los coeficientes y exponentes de las ecuaciones 2 o 3. En caso de existir *knickpoints* sobre el perfil longitudinal, se observará un comportamiento similar al esquema representado en la Figura 1D. Es importante hacer notar que el método de extracción de los *knickpoints* es válido si se parte de los principios del equilibrio, y que la presencia de una convexidad en el perfil longitudinal no necesariamente es indicativa de una condición de desequilibrio (Mackin, 1948; Phillips y Lutz, 2008). También es recomendable tener la información, si existe, sobre la geología y geomorfología del sitio, previo a cualquier interpretación de los perfiles longitudinales y confirmar la presencia de los *knickpoints* mediante trabajo de campo.

4. Mecanismos de formación

Existen diversos procesos que originan los *knickpoints* y son principalmente endógenos, como los movimientos verticales de la corteza terrestre, y exógenos, como los eustáticos o aquellos que se producen por la incisión sobre materiales de distinta resistencia, lo que da lugar a una erosión diferencial en el relieve. Otros factores resultan de procesos antiguos heredados al sistema fluvial. En los apartados siguientes se describen los principales factores genéticos de los *knickpoints* conocidos hasta ahora.

4.1. Erosión glacial

En las zonas montañosas modeladas por la erosión glacial se observan con frecuencia numerosas cascadas, así como fuertes contrastes topográficos en el lecho de los ríos (Selby, 1985). Las cascadas o *knickpoints* formados por la acción glacial son formas heredadas a los procesos fluviales. Los principales factores de formación se detallan a continuación.

4.1.1. Excavación del lecho

Bajo una lengua de hielo, la presencia de detritos y el movimiento basal de la masa son los factores principales que generan la erosión sobre la superficie (Sugden y John, 1976; Selby, 1985; Summerfield, 1991). El grado de erosión del fondo de un valle glacial varía en función del movimiento del hielo, el cual está condicionado por la topografía preexistente. Si existen barreras topográficas oblicuas a la dirección del flujo de hielo, la velocidad de des-

plazamiento del glaciar disminuye y, por tanto, la erosión decrece (Sugden y John, 1976). La dinámica erosiva y los cambios de velocidad del flujo de hielo quedan impresos a lo largo del lecho del valle, lo cual explica la presencia de pequeños *knickpoints* en el perfil longitudinal de un valle glaciar. Lo anterior se ha comprobado mediante la comparación de perfiles de ríos afectados por procesos glaciales con otros modelados únicamente por procesos fluviales en la misma zona (*e. g.*, Brocklehurst y Whipple, 2006). El resultado es una mayor presencia de *knickpoints* así como una reducción de la altura (diferencia vertical entre lecho y parteaguas) de las cuencas hidrográficas modeladas por la erosión glacial.

Otro proceso relacionado con la generación de *knickpoints* ocurre en las zonas cumbrales del relieve montañoso que antiguamente correspondían a la zona de circos glaciales; en el lecho de los mismos se produce un intenso pulimento, debido a la acumulación y movimiento del hielo que disminuye aguas abajo cuando no existen las condiciones necesarias para alimentar la lengua glaciar. En el perfil longitudinal se distingue un área de fuerte concavidad cerca de la cabecera del río principal, el cual contrasta de forma drástica con un perfil recto localizado inmediatamente debajo del circo glacial; en esta transición es frecuente encontrar el punto de ruptura o *knickpoint* (Figura 2; Figuras 1A y 1B en MacGregor *et al.*, 2000; Figura 2 en Brocklehurst y Whipple, 2006). Una característica de los *knickpoints* generados por la acción glacial es una altura relativa del orden de la decena de metros y un escarpe frontal que excede valores de pendiente de 60 %.



Figura 2. *Knickpoint* de origen glacial en el río Abhainn a' Chnuic Bhric en la isla de Jura, costa occidental de Escocia. Aguas arriba del *knickpoint* (no se muestra en la fotografía) se localiza el antiguo circo glaciar.

4.1.2. Valles colgados

La formación de los valles colgados es un proceso bien conocido en geomorfología glacial y tiene relación con la formación de *knickpoints* (von Engeln, 1940).

Se deben a la erosión diferencial en el lecho de un valle glaciar tributario respecto al del principal (MacGregor *et al.*, 2000; Brocklehurst y Whipple, 2002, 2006). En la lengua glaciar que fluye por el valle principal la erosión es intensa, debido al volumen de hielo que contiene, así como por los numerosos detritos que arrastra, sobre todo si ésta se compara con la erosión que generan los glaciares que fluyen por los valles tributarios que la alimentan. Ya que en el sistema tributario no existe la energía suficiente para excavar con profundidad, en el punto de confluencia con el valle principal ocurre un fuerte desnivel, lo cual deja un valle colgado (Figura 3). La cascada que se origina entre un valle tributario y uno principal corresponde *strictu sensu* a un *knickpoint*.

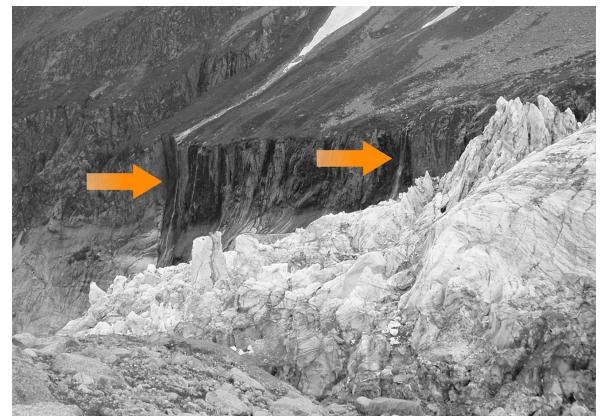


Figura 3. Las flechas indican la localización de dos *knickpoints* glaciales formados en ríos tributarios que drenan al valle glaciar de Argentière, Alpes franceses.

4.2. Eustasia

El nivel medio del mar controla la localización del nivel de base general del sistema fluvial, el cual se define como el punto final donde puede erosionar una corriente fluvial. El efecto que tiene una fluctuación en el nivel de base (Chorley *et al.*, 1986) se conoce bien desde el modelo evolutivo de Davis (1932), de tal forma que una transgresión favorece la acumulación, mientras que el retroceso promueve la erosión (Hack, 1975; Chorley *et al.*, 1986). La caída del nivel de base es uno de los mecanismos principales en la formación de los *knickpoints* (Davis, 1932), y sus efectos se han evaluado de forma deductiva (Davis, 1932; Hack, 1975), numérica (Howard *et al.*, 1994; Whipple y Tucker, 1999; Snyder *et al.*, 2002) y empírica (Hayakawa y Matsukura, 2003; Bishop *et al.*, 2005; Crosby y Whipple, 2006). A pesar de que los movimientos negativos del nivel de base son responsables de la generación de *knickpoints*, estos descensos no son eventos aislados y en muchos de los casos resultan de otros procesos, como pueden ser una mayor velocidad del levantamiento tectónico, un rebote

glacio-isostático, un cambio climático drástico (glaciación), un levantamiento isostático denudacional o una combinación de algunos de los procesos mencionados. La clasificación de los *knickpoints* generados por un cambio eustático *per se* sólo puede hacerse si no se conocen otros procesos asociados a su formación.

4.3. Litología

La litología y el arreglo estructural son un componente del paisaje que se encuentra sujeto a los procesos erosivos fluviales, mismos que a su vez varían en función de la resistencia, disposición y grado de fractura que presentan las rocas frente a la erosión. No obstante que los procesos erosivos y su relación con la litología se reconocieron de forma temprana en geomorfología (Gilbert, 1877; von Engeln, 1940; Hack, 1960), los estudios publicados sobre el tema son escasos. Por lo tanto, el conocimiento del papel que tiene la litología es incipiente (Miller, 1991). Los resultados de diversos estudios publicados permiten identificar al menos dos tipos de control litológico y estructural, los cuales se detallan en los apartados siguientes.

4.3.1. Resistencia

El mecanismo principal que puede desencadenar la formación de un *knickpoint* está relacionado con la incisión fluvial en una zona de contacto litológico. La erosión diferencial surge como resultado de la resistencia que ofrece el lecho frente a los procesos erosivos fluviales, de tal forma que los materiales débiles se erosionan más rápido que los resistentes. La erodabilidad de los materiales tiene una relación directa con el ajuste de las pendientes del lecho, de tal forma que a lo largo de un perfil pueden apreciarse cambios bruscos del gradiente en las zonas cercanas a los contactos litológicos (Figura 4; Hack, 1973).

La formación de *knickpoints* por contactos litológicos se ha observado directamente (Goldrick y Bishop, 1995, 2007; Larue, 2008). A pesar de que Hack (1973) no trató este tema, en el análisis que hace sobre el índice de verticalidad en el río Shenandoah en Virginia, E.U.A (Figura 6 en Hack, 1973), se pueden observar los contrastes del ajuste de las pendientes en materiales diferentes y la formación de *knickpoints* en las zonas de contacto litológico.

4.3.2. Estructura

El control estructural con respecto a la formación de *knickpoints* fue expuesto por von Engeln (1940), para citar el caso de la incisión en estratos horizontales. Cuando hay una alternancia de capas de rocas débiles y resistentes, las pendientes del lecho son abruptas en las segundas, mientras que en las subyacentes se forman peldaños (Figura 5). Es un caso de control litológico-estructural como los relieves resultantes del modelado de una estructura monoclinal.



Figura 4. *Knickpoint* formado en el contacto entre rocas graníticas y metasedimentarias en el río Grabben Gullen, afluente del Latchlan, en el sureste de Australia. El granito, al tener mayor dureza que los metasedimentos, ocasiona erosión diferencial en el lecho del río dando lugar a la formación de un *knickpoint* (Fotografía cortesía de E. Muñoz-Salinas).

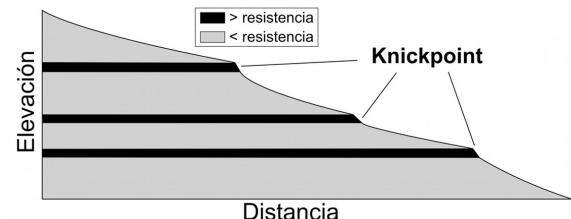


Figura 5. Esquema ilustrativo del perfil del lecho de un río con *knickpoints* en estratos horizontales, de acuerdo con von Engeln (1940). Los estratos más resistentes tienen pendiente fuerte, mientras que en los débiles se produce una nivelación.

Este proceso se ha reproducido en el laboratorio (Gardner, 1983) y también se ha observado directamente en la naturaleza (von Engeln, 1940; Haviv *et al.*, 2010; Phillips *et al.*, 2010). En el caso de los estratos verticales también hay evidencias de campo que confirman la presencia de *knickpoints* (Figura 6), y se han hecho reproducciones en el laboratorio (Frankel *et al.*, 2007). Un factor importante es el grado de fractura de las rocas, lo cual condiciona la morfología vertical de los *knickpoints* (Miller, 1991).

4.4. Tectónica

Son dos los mecanismos derivados de la actividad tectónica que favorecen la formación de *knickpoints*.

4.4.1. Fallamiento

La formación de *knickpoints* a causa directa del fallamiento es un proceso que no está del todo documentado en los estudios de geomorfología (Burbank y Anderson,



Figura 6. Secuencia escalonada de *knickpoints* controlados por el buzamiento de las capas en el río Corran (isla de Jura, costa occidental de Escocia). El río corta un lecho de capas rocosas que buzan al este. El arreglo estructural ejerce un control sobre el espaciamiento y tamaño de los *knickpoints*.

2001). No obstante, se ha observado su presencia cerca de fallas, como ocurre en el río Torto, en Italia (Whittaker *et al.*, 2007), en los ríos del Macizo Central francés que drenan al mar Mediterráneo (Larue, 2008), en el macizo Sila en Calabria, al sur de Italia (Molin *et al.*, 2004), y en el acantilado costero en Chile (Quezada *et al.*, 2010), por citar algunos ejemplos. De forma teórica se sabe que en el caso de existir una falla de tipo normal o inversa que afecte el lecho fluvial, en la cuenca hidrográfica se produce un cambio brusco del nivel de base (Burbank y Anderson, 2002), lo cual origina una expresión de la falla por el retroceso del *knickpoint*.

4.4.2. Levantamiento

El incremento en la tasa del levantamiento tectónico y su relación con la propagación del desequilibrio, es sin duda alguna el caso mejor documentado para la formación de *knickpoints*. Los resultados del análisis del paisaje indican que en el sistema fluvial se produce una comunicación entre los procesos erosivos, la tectónica y el nivel de base de los ríos.

La formación de los *knickpoints* está totalmente relacionada con la caída del nivel de base de los ríos. Si en él existen condiciones de equilibrio, el levantamiento tectónico (U) se compensa ante la erosión (K) como se expresa en la Ecuación 1. El incremento de la actividad tectónica durante un periodo determinado ($U > K$) produce un desajuste dado por un movimiento negativo del nivel de base de los ríos. Si ocurre lo anterior, se forma un escarpe (*knickpoint*) o un perfil convexo en la desembocadura de los ríos y migra aguas arriba en forma de onda cinemática (Whipple y Tucker, 1999). Existen numerosas publicaciones en las cuales se hace referencia a la formación de los *knickpoints* como consecuencia del descenso del nivel de

base (Loget y Van den Driessche, 2009). Los procesos de formación y retroceso de *knickpoints* son de relevancia en las zonas de márgenes activas donde el relieve se encuentra en un estado de transición y la dinámica erosiva general es alta (Burbank y Anderson, 2001).

4.5. Glacioisostasia

Los *knickpoints* que resultan de un rebote glacio-isostático (Figura 7) son similares a los descritos en el apartado anterior (4.4.2), en lo que se refiere a su mecanismo de formación, el cual está generado por una caída brusca del nivel de base de los ríos. En el caso del rebote glacio-isostático, el levantamiento de la superficie surge como una respuesta a la liberación de carga sobre la corteza, por el derretimiento de una masa de hielo, como ocurre con los casquetes glaciares (Walcott, 1973). Por lo general, el rebote isostático genera un levantamiento que excede al ascenso del nivel eustático (Lambeck, 2005). En este caso, ocurre un descenso brusco en el nivel de base y se genera un *knickpoint* en la desembocadura de los ríos.



Figura 7. *Knickpoint* en retroceso en el río Abhainn Ghleann Ullibh (isla de Jura, costa occidental de Escocia). El *knickpoint* fue desencadenado por el rebote glacioisostático del Último Máximo Glacial. La terraza (*strath-terrace*) sobre la esquina inferior derecha pone en evidencia la existencia de un nuevo pulso de incisión del río, el cual está relacionado con la migración del *knickpoint*.

Los *knickpoints* asociados al rebote isostático se encuentran restringidos a las zonas de latitudes altas que en el pasado estuvieron cubiertas por hielo y en las cuales actualmente ocurre un levantamiento glacio-isostático (e.g., Norteamérica, Escandinavia, Patagonia). Una característica importante de las zonas donde se produce el rebote isostático es la alta tasa de levantamiento, que puede ser del orden de 30 mm/a a 70 mm/a o más (Mörner, 1977; Dietrich *et al.*, 2010). Una tasa de levantamiento alta puede producir a su vez una respuesta erosiva rápida. Existen pocos estudios sobre la formación de *knickpoints* por de-

glaciación, sin embargo éstos han sido confirmados en los ríos de Escocia (Bishop *et al.*, 2005; Castillo *et al.*, 2009) que experimentaron un rebote isostático hace menos de 16000 años (Lambeck, 1995).

5. Propagación y evolución de los *knickpoints*

El retroceso de los *knickpoints* en el sistema fluvial es posiblemente uno de los mecanismos principales por los cuales se inician los cambios en el relieve debido a un incremento de la incisión (Seidl *et al.*, 1994; Howard, 1998; Whipple y Tucker, 1999), mismo que genera una serie de procesos secundarios que se propagan en el paisaje desde el lecho hacia las laderas adyacentes (Bishop, 2007). La transición es, por tanto, la clave para entender la evolución de las formas del relieve (Bishop, 2007; Harkins *et al.*, 2007). La propagación de los *knickpoints* se ha evaluado bajo tres tipos de enfoque: experimental, empírico y numérico. A pesar de que los métodos son distintos, éstos no son excluyentes entre sí, ya que los métodos de evaluación derivan de los conceptos hidráulicos establecidos en el modelo de potencia de los ríos y, por tanto, están regidos por leyes físicas deterministas (Knighton, 1998).

5.1. Modelos experimentales

El enfoque experimental se basa en la reproducción de *knickpoints* en laboratorio, donde se han simulado distintas condiciones físicas del lecho, como son materiales cohesivos con estratificación horizontal (Gardner, 1983) y vertical (Frankel *et al.*, 2007), así como en los no cohesivos homogéneos y con estratificación (Brush y Wolman, 1960; Holland y Pickup, 1976). El trabajo de Gardner (1983) es de importancia ya que por primera vez se realizó una evaluación del retroceso y evolución de *knickpoints* en un sustrato rocoso homogéneo. Gardner identifica tres tipos principales de cambio morfológico: la inclinación, el reemplazo y el retroceso paralelo. La evolución de los

knickpoints varía en función de la estratificación de los materiales, así como del esfuerzo cortante que opera sobre lecho (Figura 13 en Gardner, 1983).

Los resultados obtenidos sobre las reproducciones en laboratorio explican en gran medida la expresión morfológica de los *knickpoints* que se observan en los ríos de lecho rocoso (Frankel *et al.*, 2007), en los cuales ocurre gran parte de la transformación del paisaje montañoso, tanto en zonas de tectónica activa (Whipple, 2004) como en los de margen pasivo (Baldwin y Whipple, 2003).

5.2. Modelos empíricos

La evaluación del retroceso de los *knickpoints* mediante los métodos empíricos se basa en la aplicación de los conceptos y relaciones derivadas del modelo de potencia de los ríos. Los estudios generados por el descenso del nivel de base indican que la descarga, y posiblemente la presencia de sedimentos, son los factores principales que influyen en la propagación de *knickpoints* (Seidl *et al.*, 1994; Bishop *et al.*, 2005; Crosby y Whipple, 2006; Anthony y Granger, 2007). Existen otros modelos teóricos que consideran a la pendiente como otro factor del retroceso (Tabla 1), sin embargo, hasta ahora no existen suficientes datos empíricos que lo confirmen.

El retroceso de *knickpoints* y su relación con la descarga han sido demostrados en diversos ambientes (Bishop *et al.*, 2005; Anthony y Granger, 2007; Loget y Van den Driessche, 2009). El aumento de la distancia que retroceden los *knickpoints* con respecto al área de drenaje, estimado por el ajuste de la curva potencial, sugiere que la propagación puede darse en un rango amplio de cuencas (Figura 5 en Loget y van den Driessche, 2009). La velocidad del retroceso registrada es del orden de 10^{-3} m/a (Hayakawa y Matsukura, 2003) hasta valores excepcionalmente altos de ~ 1 m/a para las cataratas del Niágara (Gilbert, 1907; Hayakawa y Matsukura, 2009). Los resultados obtenidos hasta el momento permiten confirmar que existe una de-

Tabla 1. Modelos explicativos del retroceso de los *knickpoints* en el lecho fluvial, derivados de los conceptos hidráulicos del modelo de potencia de los ríos. Obsérvese que en la mayoría de los casos el área de drenaje (A), es decir, la descarga del río, es el factor principal que controla la velocidad de propagación de los *knickpoint*.

Modelo	Método	Estudio
$V = \alpha A$	Analítico, derivado del modelo de erosión propuesto por Howard (1994).	Rosenbloom y Anderson (1994)
$C_e = -Kk_a^m x^{hm} S^{n-1}$	Analítico, derivado de las formulaciones del modelo de potencia de los ríos y del equilibrio.	Whipple y Tucker (1999)
$FR = \frac{AP}{WH} \sqrt{\frac{\rho}{S_c}}$	Empírico, derivado formulaciones hidráulicas y físicas.	Hayakawa y Matsukura (2003)
$D = cA^b$	Empírico, derivado del modelo de potencia de los ríos.	Bishop <i>et al.</i> (2005)
$\frac{\partial x}{\partial t} = cA^p$	Empírico, derivado del modelo de potencia de los ríos.	Crosby y Whipple (2006)
$\frac{E_{lip}}{E_{x=La}} = \left(1 + \frac{0.4}{Fr_{x=La}^2}\right)^{3n}$	Numérico, basado en un model de incisión mecánístico e hidráulico.	Haviv <i>et al.</i> (2006)

pendencia entre el tamaño de la cuenca y la efectividad con la que se propagan los *knickpoints* en el sistema fluvial (Tabla 2 en Loget y van den Driessche, 2009).

5.3. Modelos numéricos

Una parte de los estudios centrados en la evolución del paisaje se ha encaminado a la construcción de modelos numéricos, con el objetivo de reproducir la incisión y evolución de los lechos aluviales (*e. g.*, Wilgoose *et al.*, 1991), así como en los rocosos (*e. g.*, Howard *et al.*, 1994; Howard, 1998). Se ha hecho un especial hincapié en la simulación del retroceso de los *knickpoints* en ríos de lecho rocoso (*e. g.*, Howard *et al.*, 1994; Snyder *et al.*, 2002), ya que éstos tienen una mayor permanencia en el paisaje y este tipo de ríos predomina en el sistema montañoso. Los modelos en lecho rocoso asumen que la erosión está limitada por las condiciones de desprendimiento (*detachment-limited*) en el lecho (Howard, 1998), las cuales son responsables de gran parte de la erosión y de la propagación de los *knickpoints*.

La incisión en los ríos de lecho rocoso se ha modelado mediante la expresión (Howard y Kerby, 1983; Howard *et al.*, 1994):

$$E = KA^m S^n \quad (5)$$

donde K es un coeficiente dimensional de erosión, los exponentes m y n provienen de las relaciones hidráulicas que operan dentro en una cuenca hidrográfica y A y S corresponden al área de drenaje y la pendiente del lecho, respectivamente. En condiciones más o menos cercanas al equilibrio, los exponentes tienen un valor de $m = 0.3$ y $n = 0.7$ (Figura 6 en Howard *et al.*, 1994). Las simulaciones hechas con base en la Ecuación 4 asumen que la tasa de erosión es proporcional al esfuerzo cortante en el lecho (Howard, 1998; Burbank y Anderson, 2001). Así, los *knickpoints* migran de forma difusa. Estos resultados contrastan con un cambio de los exponentes de la Ecuación 4 si éstos se igualan a 1, cuando el retroceso está controlado por la potencia del río (Howard *et al.*, 1994; Seidl *et al.*, 1994). Las simulaciones en donde $m = n = 1$ reproducen el retroceso paralelo del *knickpoint* (Figura 6 en Howard *et al.*, 1994).

= 0.7 (Figura 6 en Howard *et al.*, 1994). Las simulaciones hechas con base en la Ecuación 4 asumen que la tasa de erosión es proporcional al esfuerzo cortante en el lecho (Howard, 1998; Burbank y Anderson, 2001). Así, los *knickpoints* migran de forma difusa. Estos resultados contrastan con un cambio de los exponentes de la Ecuación 4 si éstos se igualan a 1, cuando el retroceso está controlado por la potencia del río (Howard *et al.*, 1994; Seidl *et al.*, 1994). Las simulaciones en donde $m = n = 1$ reproducen el retroceso paralelo del *knickpoint* (Figura 6 en Howard *et al.*, 1994).

Hasta ahora, el resultado de las simulaciones numéricas parece reproducir de forma correcta el comportamiento obtenido para el retroceso de *knickpoints* reproducidos en laboratorio. Sin embargo, hay una serie de procesos que no han sido evaluados en las simulaciones, como es el caso de la litología y la estructura geológica, con excepción del estudio de Haviv *et al.* (2010). Estos autores han evaluado el retroceso de *knickpoints* sobre estratos de distinta dureza donde el menos resistente subyace a un estrato mucho más resistente. El modelo es novedoso porque se analizan e incluyen con detalle los procesos fluviales y gravitacionales asociados al retroceso del *knickpoint*, sin embargo, la reproducibilidad del modelo en condiciones físicas distintas de las que fue formulado todavía no ha sido confirmada. Por lo tanto, los resultados generados bajo este tipo de enfoques son hasta ahora preliminares.

6. Propuesta de clasificación

Debido a que las investigaciones geomorfológicas han identificado una serie de procesos que explican la presencia de *knickpoints* en el lecho fluvial (Figura 8), se propone aquí la inclusión del término *knickpoint* al léxico geológico

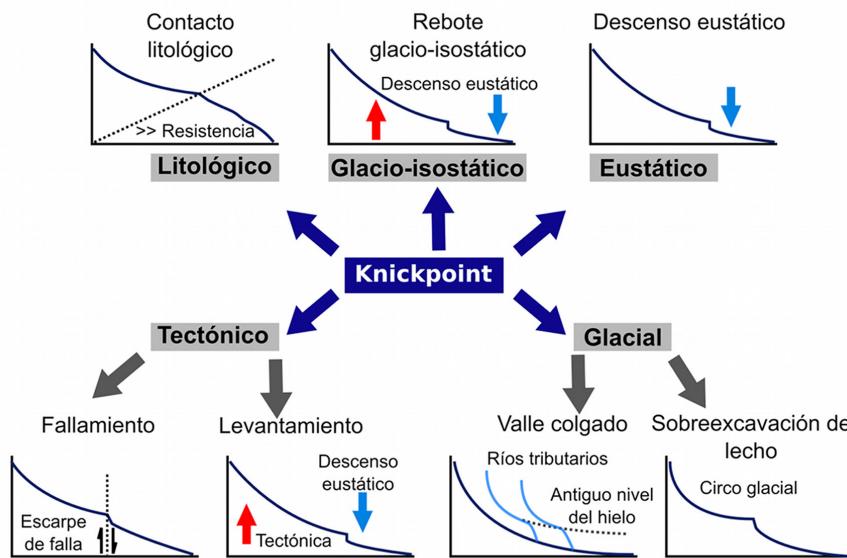


Figura 8. Principales mecanismos de formación de los *knickpoints*.

y geomorfológico en español, en el cual se sugiere incluir como adjetivo calificativo el proceso generador, lo cual se apega al concepto de la morfogénesis, consistente en que las formas del relieve se definen por su aspecto (sustitutivo) y su origen (adjetivo), como lo menciona Thornbury (1954). La propuesta de clasificación se presenta en la Tabla 2. Se propone aquí el uso del término *knickpoint* para denotar una expresión del desequilibrio del lecho fluvial.

La clasificación propuesta no sugiere el abandono de otros términos, como son cascada, catarata y salto, los cuales son útiles para hacer una distinción morfológica de un elemento del paisaje. Ein embargo, si el objetivo general es el de proporcionar información sobre morfogénesis y morfodinámica, se recomienda el uso de la clasificación propuesta aquí ya que están implícitos los mecanismos de formación.

Tabla 2. Propuesta de clasificación del término *knickpoint*.

Tipo	Subtipo	Proceso
<i>Knickpoint</i> glacial	(1) Por excavación.	(1) Pulimento glacial.
	(2) De valle colgado.	(2) Erosión diferencial sobre el sistema de valles.
<i>Knickpoint</i> litológico	(1) Diferencial.	(1) Contactos litológicos, diferencia de dureza entre materiales.
	(2) Estructural.	(2) Control local ejercido por la estructura.
<i>Knickpoint</i> tectónico	(1) De falla.	(1) Desplazamiento normal e inverso de fallas.
	(2) De levantamiento.	(2) Incremento en la tasa de levantamiento, caída en el nivel de base.
<i>Knickpoint</i> eustático		(1) Descenso en el nivel de base.
<i>Knickpoint</i> glacio-isostático		(2) Descenso en el nivel de base por rebote isostático.

Agradecimientos

Este estudio ha sido posible gracias a la beca CONACYT (Registro: 207555) otorgada al primer autor y asignada para realizar los estudios de doctorado en la Universidad de Glasgow, Reino Unido. Los autores agradecen a los revisores Franck Audemard, José Antonio García Becerril, Moshe Inbar, David Palacios y Jorge Quezada por sus comentarios y sugerencias que mejoraron la versión original del presente manuscrito.

Referencias

- Anthony, D.M., Granger, D.E., 2007, An empirical stream power formulation for knickpoint retreat in Appalachian Plateau fluviokarst: Journal of Hydrology, 343, 117-126.
- Aristizábal, E., Yokota, S., 2008, Evolución geomorfológica del valle de Aburrá y sus implicaciones en la ocurrencia de movimientos en masa: Boletín de Ciencias de la Tierra, 24, 5-18.
- Bagnold, R., 1960, Sediment discharge and stream power – A preliminary announcement: Washington D.C., United States Geological Survey, Circular 421, 23 p.
- Baldwin, J., Whipple, K.X., 2003, Implications of the shear stress river incision model for the time scale of postorogenic decay of topography: Journal of Geophysical Research, 108, 2158.
- Begin, Z.B., Meyer, D.F., Schumm, S.A., 1981, Development of longitudinal profiles of alluvial channels in response to base-level lowering: Earth Surfaces Processes and Landforms, 6, 49-68.
- Bishop, P., 2007, Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes: Earth Surface Processes and Landforms, 32, 329-325.
- Bishop, P., Hoey, T.B., Jansen, J., Artza, I.L., 2005, Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland: Earth Surface Processes and Landforms, 30, 767-778.
- Brocard, G.Y., van der Beek, P.A., 2006, Influence of incision rate, rock strength and bedload supply on bedrock river gradients and valley-flat widths: Field-based evidence and calibrations from western Alpine rivers (southeast France), en Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D.M. (eds.), Tectonics, climate and landscape evolution, Geological Society of America Special Paper 398: Boulder, Colorado, Geological Society of America, 101-126.
- Brocklehurst, S., Whipple, K.X., 2002, Glacial erosion and relief production in the Eastern Sierra Nevada, California: Geomorphology, 42, 1-24.
- Brocklehurst, S., Whipple, K.X., 2006, Assessing the relative efficiency of fluvial and glacial erosion through simulation of fluvial landscapes: Geomorphology, 75, 283-299.
- Brush, L., Wolman, G., 1960, Knickpoint behaviour in non-cohesive material: a laboratory study: Geological Society of America Bulletin, 71, 59-74.
- Burbank, D., Anderson, R., 2001, Tectonic Geomorphology: Malden, Massachusetts, EUA, Blackwell Science, 274 p.
- Castillo, M., Bishop, P., Jansen, J., 2009, Knickpoint retreat and channel profile evolution in bedrock rivers on the Isle of Jura, Scotland (resumen), en European Geoscience Union (EGU) General Assembly 2009, Viena, Austria: Geophysical Research Abstracts, 11, EGU2009-747.
- Chorley, R., Schumm, S., Sugden, D., 1986, Geomorphology: Londres, Methuen & Company, 648 p.
- Crosby, B., Whipple, K.X., 2006, Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand: Geomorphology, 82, 16-38.
- Davis, W.M., 1932, Piedmont benchlands and Primärümpfe: Geological Society of America Bulletin, 43, 399-440.
- Dietrich, R., Ivins, E.R., Casassa, G., Lange, H., Wendt, J., Fritsche, M., 2010, Rapid crustal uplift in Patagonia due to enhanced ice loss: Earth and Planetary Science Letters, 289, 22-29.
- Duvall, A., Kirby, E., Burbank, D., 2004, Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California: Journal of Geophysical Research, 109, F03002.
- Flint, J.J., 1974, Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge: Water Resources Research, 10, 969-973.
- Frankel, K.L., Pazzaglia, F.J., Vaughn, J.D., 2007, Knickpoint evolution in a vertically bedded substrate, upstream-dipping terraces, and Atlantic slope bedrock channels: Geological Society of America Bulletin, 119, 476-486.
- Gardner, T.W., 1983, Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material: Geological Society of America Bulletin, 94, 664-672.
- Garzón, G., Ortega, J.A., Garrote, J., 2008, Morfología de perfiles de ríos en roca. Control tectónico y significado evolutivo en el Bajo Guadiana: Geogaceta, 44, 63-66.
- Gilbert, G.K., 1877, Report on the Geology of the Henry Mountains: Washington, D.C., Government Printing Office, 160 p.
- Gilbert, G.K., 1907, Rate of recession of Niagara Falls: United States Geological Survey Bulletin, 306, 1-31.
- Gilchrist, A.R., Summerfield, M.A., Cockburn, H.A.P., 1994, Landscape dissection, isostatic uplift, and the morphologic development of orogens: Geology, 22, 963-966.
- Goldrick, J., Bishop, P., 1995, Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening of bedrock river long profiles: An example

- from southeastern Australia: *Journal of Geology*, 103, 227-231.
- Goldrick, J., Bishop, P., 2007, Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form): *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 649-671.
- Gutiérrez-Elorza, M., 2008, *Geomorfología*: Madrid, Pearson Educación, 920 p.
- Hack, J.T., 1957, Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland: Boulder, Colorado, United States Geological Survey Profession Paper 249, 97 p.
- Hack, J.T., 1960, Interpretation of erosional topography in humid temperate regions: *American Journal of Science*, 258-A, 80-97.
- Hack, J.T., 1973, Stream-profile analysis and stream gradient index: *United States Geological Survey Journal of Research*, 1, 421-429.
- Hack, J.T., 1975, Dynamic equilibrium and landscape evolution, *en* Melhorn, W.N., Flemal, R.C. (eds.), *Theories of Landform Development*: Boston, George Allen & Unwin, 87-102.
- Harkins, N., Kirby, E., Heimsath, A., Robinson, R., Reiser, U., 2007, Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China: *Journal of Geophysical Research*, 112, F03S04.
- Harris, S.A., 1968, Knickpoint, *en* Fairbridge R.W. (ed.), *The Encyclopedia of Geomorphology*: Nueva York, Reinhold, 1295 p.
- Haviv, I., Enzel, Y., Whipple, K.X., Zilberman, E., Stone, J., Matmon, A., Fifield, L.K., 2006, Amplified erosion above waterfalls and oversteepened bedrock reaches: *Journal of Geophysical Research*, 111, F04004.
- Haviv, I., Enzel, Y., Whipple, K.X., Zilberman, E., Stone, J., Matmon, A., Fifield, L.K., 2010, Evolution of vertical knickpoints (waterfalls) with resistant caprock: Insights from numerical modeling: *Journal of Geophysical Research*, 115, F03028.
- Hayakawa, Y., Matsukura, Y., 2003, Recession rates of waterfalls in Boso Peninsula, Japan and a predictive equation: *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 675-684.
- Hayakawa, Y.S., Matsukura, Y., 2009, Factors influencing the recession rate of Niagara Falls since the 19th century: *Geomorphology*, 110, 212-216.
- Holland, W.N., Pickup, G., 1976, Flume study of knickpoint development in stratified sediment: *Geological Society of America Bulletin*, 87, 76-82.
- Howard, A., 1998, Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport, *en* Tinkler, K.J., Wohl, E.E. (eds.), *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels* (Geophysical Monograph 107): Washington, D.C., American Geophysical Union, 297-319.
- Howard, A., Kerby, G., 1983, Channels changes in badlands: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 739-752.
- Howard, A., Dietrich, W., Seidl, M., 1994, Modeling fluvial erosion on regional to continental scales: *Journal of Geophysical Research*, 99, 13971-13986.
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2001, Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis: *Geology*, 29, 415-418.
- Knighton, D., 1998, *Fluvial forms and processes*: Londres, Hodder Arnold, 400 p.
- Lambeck, K., 1995, Late Devensian and Holocene shorelines of the British Isles and North Sea from models of glacio-hydro-isostatic rebound: *Journal of the Geological Society*, 152, 437-448.
- Lambeck, K., 2005, Isostasy, *en* Schwartz, M.L. (ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*: Dordrecht, Springer, 1211 p.
- Larue, J.P., 2008, Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France): *Geomorphology*, 93, 343-367.
- Lavé, J. y Avouac, P., 2001, Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal: *Journal of Geophysical Research*, 106, 26561-26591.
- Leopold, L.B., Wolman, G., Miller, J.P., 1964, *Fluvial Processes in Geomorphology*: San Francisco, California, W.H. Freeman & Co, 522 p.
- Loget, N., Van den Driessche, J., 2009, Wave train model for Knickpoint migration: *Geomorphology*, 106, 376-382.
- MacGregor, K.R., Anderson, R.S., Anderson, S.P., Waddington, E.D., 2000, Numerical simulations of glacial-valley longitudinal profile evolution: *Geology*, 11, 1031-1034.
- Mackin, J.H., 1948, Concept of the graded river: *Geological Society of America Bulletin*, 59, 463-512.
- Miller, J., 1991, The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel-bed degradation along downcutting streams in south-central Indiana: *Journal of Geology*, 99, 591-605.
- Moglen, G., Bras, R., 1995, The importance of spatially heterogeneous erosivity and the cumulative area distribution within a basin evolution model: *Geomorphology*, 12, 173-185.
- Molin, P., Pazzaglia, F.J., Dramis, F., 2004, Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, Southern Italy: *American Journal of Science*, 304, 559-589.
- Montgomery, D.R., 1994, Valley incision and the uplift of mountain peaks: *Journal of Geophysical Research*, 99, 13913-13921.
- Montgomery, D.R., 2001, Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography: *American Journal of Science*, 301, 432-454.
- Mörner, N.A., 1977, Past and present uplift in Sweden: Glacial isostasy, tectonism and bedrock influence: *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 99, 48-54.
- Ortega, J.A., Garzón, G., 2008, Cambios geomorfológicos en ríos en roca tras inundaciones de baja frecuencia (Río Girona, Alicante): *Geogaceta*, 44, 171-174.
- Penck, W., 1924, *Die Morphologische Analyse*: Stuttgart, Engelhorns, 283 p.
- Phillips, J.D., Lutz, J.D., 2008, Profile convexities in bedrock and alluvial streams: *Geomorphology*, 102, 554-566.
- Phillips, J.D., McCormack, S., Duan, J., Russo, J.P., Schumacher, A.M., Tripathi, G.N., Brockman, R.B., Mays, A.B., Pulugurtha, S., 2010, Origin and interpretation of knickpoints in the Big South Fork River basin, Kentucky-Tennessee: *Geomorphology*, 14, 188-198.
- Quezada, J., Cerdá, J.L., Jensen, A., 2010, Efectos de la tectónica y el clima en la configuración morfológica del relieve costero del norte de Chile: *Andean Geology*, 37, 78-109.
- Rosenbloom, A., Anderson, R., 1994, Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California: *Journal of Geophysical Research*, 99, 14014-14029.
- Seidl, M.A., Dietrich, W.E., Kirchner, J.W., 1994, Longitudinal profile development into bedrock: An analysis of Hawaiian channels: *The Journal of Geology*, 102, 457-474.
- Selby, M., 1985, *Earth's changing surfaces: An Introduction to Geomorphology*: Nueva York, Oxford University Press, 480 p.
- Snow, S., Slingerland, R., 1987, Mathematical modeling of graded river profiles: *Journal of Geology*, 95, 15-33.
- Snyder, N., Whipple, K.X., Tucker, G., Merritts, D., 2002, Interactions between onshore bedrock-channel incision and nearshore wave-base erosion forced by eustasy and tectonics: *Basin Research*, 14, 105-127.
- Stolar, D.B., Willet, S.D., Montgomery, D.R., 2007, Characterization of topographic steady state in Taiwan: *Earth and Planetary Science Letters*, 261, 421-431.
- Sugden, D.E., John, B., 1976, *Glaciers and landscape: a geomorphological approach*: Londres, Edward Arnold, 376 p.
- Summerfield, M., 1991, *Global Geomorphology*: Nueva York, John Wiley and Sons, 537 p.
- Thorn, C., 1988, An introduction to theoretical geomorphology: Boston, Unwin-Hyman, 247 p.
- Thornbury, W.D., 1954, *Principles of Geomorphology*: Nueva York, John Wiley and Sons, 618 p.
- Tinkler, J.T., 2004, Knickpoint, *en* Goudie, A.S., (ed.) *Encyclopedia of Geomorphology*: London, Routledge, 1200 p.
- von Engeln, O.D., 1940, A particular case of knickpunkte: *Annals of the Association of American Geographers*, 30, 268-271.
- Walcott, R.I., 1973, Structure of the Earth from glacio-isostatic rebound: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1, 15-37.
- Whipple, K.X., 2001, Fluvial landscape response time: how plausible is steady-state denudation?: *American Journal of Science*, 301, 313-325.

- Whipple, K.X., 2004, Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 151-185.
- Whipple, K.X., Tucker, G., 1999, Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs: *Journal of Geophysical Research*, 104, 17661-17674.
- Whittaker, A.C., Cowiel, P.A., Attall, M., Tucker, G.E., Roberts, G.P., 2007, Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: implications for predicting river incision rates: *Geology*, 35, 103-106.
- Willgoose, G., 1994, A physical explanation for an observed area-slope-elevation relationship for catchments with declining relief: *Water Resources Research*, 30, 151-159.
- Willgoose, G., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I., 1991, A physical explanation of an observed link area-slope relationship: *Water Resources Research*, 27, 1697-1702.
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropoulos, K., Crosby, B., Sheenam, D., 2006, Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls, en Willet, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D.M. (eds.), *Tectonics, climate and landscape evolution*, Geological Society of America Special Paper 398: Boulder, Colorado, Geological Society of America, 55-74.

Manuscrito recibido: Agosto 9, 2010

Manuscrito recibido corregido: Febrero 23, 2011

Manuscrito aceptado Marzo 1, 2011