



Análisis de perfiles longitudinales de ríos para la detección de anomalías geomorfológicas. Aplicación a un sector de la costa septentrional del Mar de Alborán (España)

José María Senciales González¹; Jesús Rodrigo Comino^{2 3};
Juan Francisco Martínez Murillo^{1 3}; José Damián Ruiz Sinoga^{1 3}

Recibido: 3 de noviembre del 2016 / Enviado a evaluar: 17 de enero del 2017/ Aceptado: 14 de diciembre del 2017

Resumen. El ratio LE (logarítmico exponencial) es una herramienta geomorfológica para ajustar perfiles longitudinales fluviales aplicando una ecuación. Los resultados permiten evaluar y cuantificar anomalías o rupturas (*knickpoints*) con diferentes orígenes. Para este caso, se analizaron 33 pequeñas cuencas de un sector de la costa septentrional del Mar de Alborán (Málaga-Granada, España), que se compararon entre sí utilizando ratio LE y otros modelos (Hack, Shulits y Green). En todos los casos se obtuvo mediante ratio LE una correlación lineal de $R^2 \geq 0,95$ ($p < 0,05$) entre perfil real y modelo. Sus desviaciones permitieron identificar anomalías o rupturas de carácter geológico con consecuencias morfológicas: fallas, cabalgamientos, buzamientos y diferencias en contactos litológicos. Se observó asimismo elevada significación entre reducciones de la pendiente fluvial y niveles de aplanamientos regionales, así como niveles escalonados a distintas alturas en las aceleraciones de tramos finales (desembocadura) de perfiles de ríos que atraviesan áreas de acantilados.

Palabras clave: Perfiles longitudinales de ríos; anomalías geomorfológicas; ratio LE; causas estructurales; erosión hídrica; knickpoints.

[en] Analysis of longitudinal river profiles for the detection of geomorphological anomalies. Application to a sector of the northern coast of Alborán Sea (Spain)

Abstract. The LE ratio (exponential logarithmic) is a useful geomorphological tool to adjust longitudinal fluvial profiles using an equation. The obtained results allow assessing and quantifying anomalies as well as ruptures (*knickpoints*) with different origins. In this study, 33 little basins from a sector of the northern

¹ Departamento de Geografía. Universidad de Málaga.
E-mail: senciales@uma.es

² Physische Geographie, Behringstrasse. Universität Trier
E-mail: geo.jrc@gmail.com

³ Instituto de Geomorfología y Suelos. Universidad de Málaga.

coast of the Alboran Sea (Málaga-Granada, Spain) were analyzed by applying the LE ratio and other tested indexes (Hack, Shulitsand Green). In all cases, we obtained by means of a LE ratio a linear correlation coefficient about $R^2 \geq 0.95$ ($p < 0.01$) between the real profile and the evaluated model. Regarding this, several knickpoints were consequences of geological causes: faults, overthrusts, and dips, and differences in lithologic contacts. Moreover, high correlations were found between a decrease of profile inclinations and regional flattening surfaces. Finally, we observed different heights of stepped levels as a consequence of the acceleration of the fluvial stream profile through the steeps.

Keywords: Longitudinal fluvial profiles; geomorphological anomalies; ratio LE; structural causes; water erosion; knickpoints.

[fr] Analyse des profils longitudinaux des rivières pour la détection des anomalies géomorphologiques. Application à un secteur de la côte nord de la mer d'Alboran (Espagne)

Résumé. Le ratio LE (logarithmique exponentielle) est un outil géomorphologique pour ajuster les profils longitudinaux des rivières en utilisant une équation. Les résultats permettent d'évaluer et de quantifier les défauts ou ruptures (knickpoints) de différentes origines. Dans ce cas, 33 petits bassins fluviaux dans un secteur de la côte septentrional de la mer d'Alboran (Malaga-Grenade, Espagne) ont été comparés entre eux en utilisant le ratio LE et d'autres modèles (Hack, Shulits et Green). Dans tous les cas, le ratio LE a obtenu d'une corrélation linéaire $R^2 \geq 0,95$ ($p < 0,05$) entre le profil réel et le modèle. Ses déviations ont permis d'identifier les anomalies ou les ruptures de caractère géologique avec des conséquences morphologiques: les failles, les chevauchements, les pendages et les différences dans les contacts lithologiques. Les résultats ont montré une haute significativité entre les diminutions de l'inclinaison des rivières et les niveaux échelonnés par l'érosion régionale, en plus des niveaux à différentes hauteurs dans les accélérations sur les tronçons finals (l'embouchure) des profils de rivières qui traversent les zones de falaises.

Mots clés: Les profils longitudinaux des rivières; les anomalies géomorphologiques; le ratio LE; l'érosion hydrique; les causes structurelles; knickpoints.

Cómo citar. Senciales González, J.M., Rodrigo Comino, J., Martínez Murillo, J.F. y Ruiz Sinoga, J.D. (2018): Análisis de perfiles longitudinales de ríos para la detección de anomalías geomorfológicas. Aplicación a un sector de la costa septentrional del Mar de Alborán (España). *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, 38(1), 161-194.

Sumario. 1. Introducción. 2. Métodos y materiales. 2.1. Área de estudio. 2.2. Métodos. 3. Resultados y discusión. 3.1. Ajuste de los perfiles longitudinales. 3.2. Análisis puntuales de las anomalías. 3.3. Discusión. 4. Conclusiones. 5. Referencias bibliográficas.

1. Introducción

Los movimientos tectónicos no pueden explicar por completo la evolución morfométrica de los perfiles de los ríos (Radoane *et al.*, 2003; Monteiro *et al.*, 2010; Demoulin, 2011), aunque tampoco se han desarrollado hipótesis de carácter universal de tipo geomorfológico o climático que justifiquen por completo tal afirmación (Allen, 2008; Strak *et al.*, 2011; Scotti *et al.*, 2014). Los estudios sobre aspectos geomorfológicos de la superficie terrestre podrían ayudar a caracterizar, cuantificar y obtener conclusiones válidas sobre la evolución de los sistemas fluviales (Strak *et al.*,

2011) y su posterior gestión como recurso natural dentro de la ordenación del territorio (Rodrigo-Comino y Senciales, 2015). Índices como los de Green (1934), Shulits (1941), J_{Hb} (Strahler, 1952), relación ancho-alto de valles (Bull & McFadden, 1977), concavidad del curso H_{max} y E_q (Demoulin, 1998), función hidrológica y razones de temporalidad (Rodríguez-Rodríguez, 2007; Rodríguez-Rodríguez *et al.* 2010), o las dimensiones fractales (Sarp, 2014) han sido diseñados como ejemplos útiles para este propósito.

Concretamente, el índice SL (*Stream Length*) de Hack (1957, 1973) y sus modificaciones han representado un método geomorfológico útil desde la década de los setenta para las investigaciones sobre erosión y deformaciones de la superficie terrestre a largo plazo (Chen *et al.*, 2006; Vágó, 2010). Con este método práctico y sin costes económicos, los perfiles de los cursos fluviales de diferentes dimensiones pueden ser medidos entre dos puntos a lo largo de sus cauces. Los gradientes concretos pueden obtenerse para su comparación numérica por medio de curvas logarítmicas. A partir de este procedimiento matemático, Hack (1975) trató de demostrar una relación entre características físicas del lecho rocoso (pendiente, longitud) y propiedades químicas de su litología, así como el modo mediante el cual configuran el perfil longitudinal, ya adelantadas en trabajos anteriores (Hack, 1960).

Sin embargo, tras trabajar con esta ecuación, Vágó (2010) observó que era necesario calcular las líneas de tendencia de ajuste. Diversos autores han aplicado diferentes ajustes con ecuaciones logarítmicas y semi-logarítmicas con objeto de investigar las causas de estas anomalías geomorfológicas. Whipple (2001, 2004) y Whipple *et al.* (2011) mostraron cuantitativamente el papel de la denudación condicionada por el clima en los procesos de erosión fluvial. Bishop (2007), Troiani y Della Seta (2008, 2011) y Capó y García (2014) explicaron la relación entre procesos tectónicos, sedimentarios, topográficos, climáticos y fluviales en áreas concretas de Europa: Norte de Gales (Reino Unido), en la región de las Marcas (Italia) o en las Islas Baleares (España). En esta línea, autores como Chen *et al.* (2006) o Vágó (2010) aplicaron sus modificaciones mediante herramientas espaciales a través de los SIG (Sistemas de Información Geográfica), demostrando su efectividad frente a los métodos tradicionales de fotointerpretación.

Según estos estudios previos, la observación de una línea cóncava perfecta a lo largo del trazado fluvial es casi imposible de detectar. Las convexidades o anomalías en el perfil longitudinal se han denominado tradicionalmente como rupturas o *knickpoints* (Penck, 1924; Green 1934; Shulits, 1941; Gardner, 1983; Castillo y Lugo-Hubp, 2011; Troiani y Della Seta, 2008, 2011; Whipple *et al.*, 2011). Desde este punto de vista, sería recomendable por tanto tener en cuenta estos cambios del perfil con objeto de calcular ajustes para cada área, y las diversas condiciones ambientales que puedan incidir. Además, estos cambios no son casuales y puede identificarse el origen de los mismos.

En áreas de montaña escarpadas, los sistemas fluviales muestran medios ecogeomorfológicamente complejos que, en especial en los mares de Alborán y Mediterráneo, resultan afectados por diversos factores naturales (Cavalli *et al.*, 2008; Picco *et al.*, 2013; Vianello *et al.*, 2009) a los que se unen los antrópicos, hecho que

puede ser necesario considerar como uno de los más determinantes (Cerdà *et al.*, 2017; Zema *et al.*, 2015). Además, la erosión y los tipos de usos del suelo conforman y determinan las formas del relieve que afectarán al perfil longitudinal fluvial (Keesstra *et al.*, 2005; Liu *et al.*, 2015; Zhang *et al.*, 2014). La biota es también un factor clave en las formas del relieve. Se ha mostrado con frecuencia cómo la cubierta vegetal puede controlar la pérdida de suelos a escala de cuenca, río y ladera (Keesstra *et al.*, 2007, 2009; Zhao *et al.*, 2013). Asimismo, se han hallado relaciones directas entre desarrollo intensivo de cultivos de secano junto con construcción de caminos, y aceleración de las anomalías de drenaje (Martínez-Zavala *et al.*, 2008; Jordán *et al.*, 2009).

El hecho de desarrollar una herramienta eficiente para hallar anomalías en el perfil longitudinal de pequeñas cuencas (inferiores en general a 250 km², según las definiciones de Wu, 1963; Springall, 1970; Campos, 1992) puede ser interesante para su aplicación en el análisis de riesgos, la ingeniería hidráulica o la geomorfología fluvial. Por esta razón, los objetivos de este trabajo son: i) hallar las curvas de ajuste a los perfiles longitudinales en pequeñas cuencas de montaña, a partir del análisis de diversas redes de cuencas vertientes al Mar de Alborán, y valorar la aplicación de los modelos a cuencas mayores; ii) localizar, cuantificar y determinar las variaciones y anomalías geomorfológicas que se registran a lo largo de dichos perfiles fluviales.

2. Métodos y materiales

2.1. Área de estudio

Se ha seleccionado un conjunto de cursos fluviales localizados entre las provincias de Málaga y Granada (Andalucía, España) tomando como criterio de exclusión cursos con desniveles inferiores a 500 m.s.n.m. (Fig. 1). Se han caracterizado 30 cursos de afluencia directa al mar Mediterráneo a lo largo de 73 km de costa. A ellos se han añadido 3 cursos más (ríos Benamargosa, Salia e Higuera), todos ellos tributarios de ríos de mayor longitud, con objeto de comprobar la validez del método en cuencas interiores y/o afluentes.

En su conjunto, el área de estudio abarca 1.470 km². El módulo pluviométrico anual oscila en el área de estudio entre los 1.000 mm de las zonas más elevadas (la cota más alta alcanza 2.065 m.s.n.m. en la Sierra Tejeda) y los 380 mm de la zona costera central, en tanto que las temperaturas oscilan entre los 18,5°C y 5°C (Ruiz Sinoga *et al.*, 2011) de la cumbre de Sierra Tejeda, situada a tan solo 17 km de la costa. En esta área, se desarrollan con frecuencia laderas verticales y subverticales entre las que se encajan antiguas terrazas aluviales y reducidas pero fértiles llanuras de inundación aprovechadas para cultivos de regadío. La caza y el pastoreo junto con los viñedos han sido tradicionalmente los usos típicos de estas comarcas (Blanco Sepúlveda y Gómez Moreno, 2006; Blanco Sepúlveda y Larrubia Vargas, 2008) y actualmente manifiestan elevados grados de erosión en forma de surcos, cárcavas, pérdida de suelo, nutrientes y biodiversidad (Rodrigo-Comino *et al.*, 2017a, 2017b;

Ruiz Sinoga y Martínez Murillo, 2009; Ruiz-Sinoga y Romero-Díaz, 2010). En la actualidad, las Sierras Tejeda y Almirajara, conjunto montañoso del que parten un elevado número de los cauces analizados en este estudio, están declaradas Parque Natural con objeto de proteger áreas de gran valor ecológico, la fauna y los acantilados en los que acaba abruptamente dicho relieve en su contacto con el mar Mediterráneo.

Figura 1. Mapa de situación, redes fluviales y red de fracturas del área de estudio.



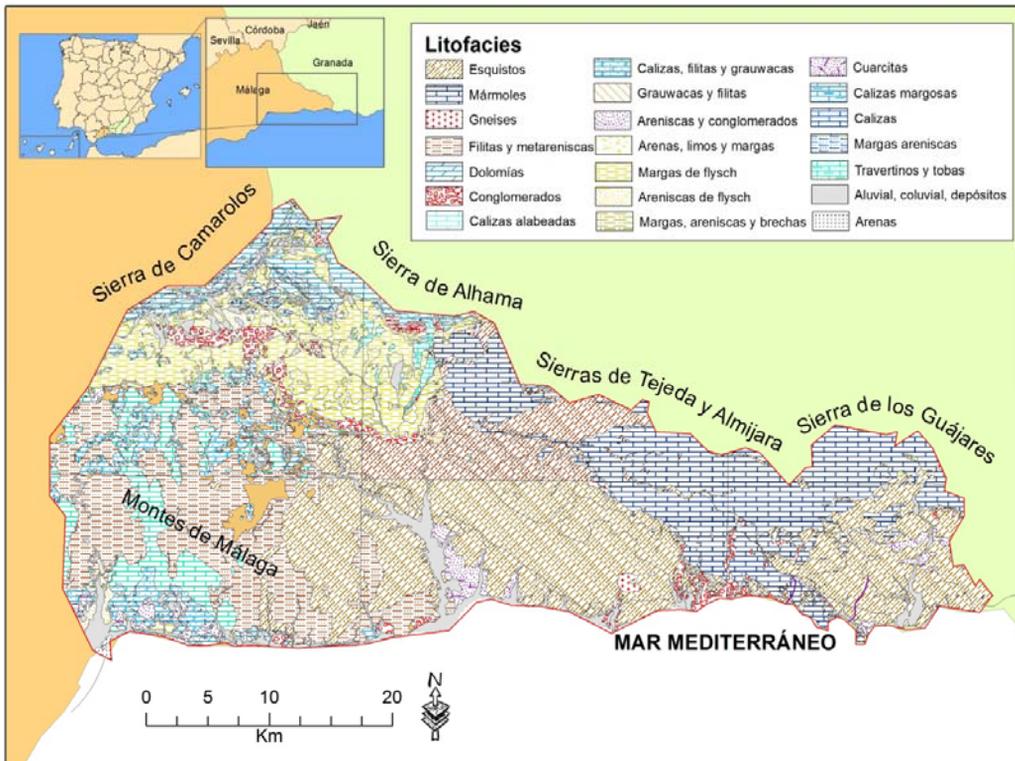
Fuente: Elaboración propia a partir de datos Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) y base de datos REDIAM (2007, en www.juntadeandalucia.es)⁴.

Al oeste de esta zona dividida por el río Vélez se encuentran los Montes de Málaga, un conjunto menos elevado pero altamente compartimentado como consecuencia del predominio de un sustrato pizarroso y esquistoso al pie del cual se halla la ciudad de Málaga (Ruiz Reig, 1978). Una parte de esta unidad también goza de la figura de protección de Parque Natural.

⁴ Las correspondencias toponímicas de los números identificativos de cada cuenca pueden consultarse en la Tabla 1.

Tanto la Sierra de Tejada-Almijara como los Montes de Málaga (Fig. 2) se incluyen dentro de las Unidades Internas de los Sistemas Béticos, perteneciendo, respectivamente, a los complejos Alpujárride y Maláguide (Martín Algarra, 1987). En la Sierra Tejada-Almijara predominan los mármoles, mármoles dolomíticos y esquistos metamórficos, datados de la era Paleozoica y el periodo Triásico (Sanz de Galdeano, 1997; Orozco y Alonso-Chaves, 2012). Por su parte, en los Montes de Málaga predominan esquistos, pizarras y calizas alabeadas, todos ellos materiales de la era Paleozoica (Ruiz Reig, 1978). Un tercer conjunto, que tan solo afecta a la cabecera de la cuenca fluvial de mayor superficie, la del río Vélez, está culminado por materiales del complejo Subbético Interno, ya pertenecientes a las Unidades Externas de los Sistemas Béticos (Ruiz Reig, 1979; Elorza *et al.*, 1979). Entre estos y los Montes de Málaga, el río Vélez atraviesa también materiales sinorogénicos de tipo flysch (margas, areniscas y conglomerados).

Figura 2. Mapa de litofacias.



Fuente: Elaboración propia a partir de datos Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) y base de datos REDIAM (2007, en www.juntadeandalucia.es).

Los sedimentos post-orogénicos plio-cuaternarios se limitan a las pequeñas llanuras costeras antes mencionadas. Se deben a la actividad tectónica y a las secuencias transgresivas con facies marinas superpuestas a otras aluviales (Guerra *et al.*, 2004). En conjunto, los mármoles muestran una alta consistencia frente a la erosión hídrica, a diferencia de la mayor debilidad que muestran los esquistos, pizarras y margas.

La morfología de los cursos de agua se adapta de modo perpendicular a la principal dirección de los conjuntos montañosos. Así, los Montes de Málaga presentan una alineación E-W, de la que descienden ortogonalmente un elevado número de los cauces analizados. Por su parte, la Sierra de Almijara presenta una alineación ESE-WNW, y los cauces de este conjunto montañoso descienden con frecuencia en dirección NNE-SSW. En la misma orientación puede observarse un sistema de fallas que condiciona marcadas rupturas geomorfológicas (Orozco *et al.*, 2004); en consonancia con ellas, en diversas cuencas de dicha sierra pueden apreciarse llamativas cascadas (con o sin agua) que alteran claramente el perfil longitudinal de la corriente (Carandell, 1935, Martín-Vivaldi, 1991; Rodríguez-Vidal y Cáceres, 1993; Senciales, 1995). En los Montes de Málaga y, en menor medida, en la Sierra de Almijara, se han identificado, además, tres niveles de aplanamiento (cotas 830-850, 700-730 y 460-480), residuos de antiguas superficies de erosión que pueden llegar a condicionar también la presencia de reducciones de la pendiente de los ríos (Senciales, 1995; Senciales y Rodrigo-Comino, 2011).

2.2. Métodos

2.2.1. Fuentes de información y bases de datos.

Los cauces se han digitalizado mediante el Modelo de Elevación Digital del terreno (<http://centrodedescargas.cnig.es>) del vuelo LIDAR del PNOA (Plan Nacional Aéreo de Ortofotografía), empleando ArcMap 10.3 (Software ESRI). Esta información espacial está compuesta por una resolución de 25x25 m tratada desde formato ASCII y en un sistema de proyección ETRS89.

2.2.2. Ajuste de los perfiles longitudinales

Se han evaluado 33 perfiles longitudinales de cursos fluviales tomando como cauce principal el criterio topográfico, según el cual, dicho río es el que procede de las máximas diferencias de cotas dentro de la cuenca (Romero Díaz, 1989; Senciales, 1999). En el caso de la de mayor tamaño, dada la gran disimetría que presenta, se ha tomado el cauce de mayor longitud y, a continuación, medido el de mayor desnivel. En todos los casos, se ha seguido como criterio de selección un desnivel mínimo de 500 m.

A continuación, se han trazado todos los cauces seleccionados, marcando sus intersecciones con cada curva de nivel de 10 en 10 metros (0-10-20...1.860-1.870-1.880) y midiendo todas las distancias entre curvas consecutivas. Estos datos se han

introducido en una hoja de cálculo para hallar la longitud acumulada en cada tramo y su posterior análisis estadístico (ver punto 2.2.3).

Seguidamente se han seleccionado los modelos más usuales en la bibliografía consultada. Por su escaso ajuste se descartaron tanto un modelo doble logarítmico puesto a prueba en trabajos anteriores (Senciales, 2002) como uno de los modelos propuestos por Hack, 1973 (1):

$$(1) \text{ SL} = \frac{H1-H2}{\ln L2 - \ln L1}$$

Siendo SL (*stream-length*) el valor calculado de la longitud del cauce; $H1-H2$ la diferencia entre alturas de secciones de cauces, y $\ln L2 - \ln L1$ la diferencia de los logaritmos de las longitudes de secciones de cauce aguas abajo ($L2$) y aguas arriba ($L1$) del cauce.

A continuación, se ha contrastado el ajuste del perfil longitudinal con otros tres modelos tradicionales: Green, 1934 (2), Shulits, 1941 (3) y Hack, 1973 (4).

$$(2) x = e^{-y}$$

$$(3) y = e^{-ax}$$

$$(4) k = \frac{\Delta h * L}{\Delta l}$$

donde x es la distancia desde la desembocadura, y implica la elevación, e es la base de los logaritmos neperianos y a una constante. Morisawa (1985) aplicó las ecuaciones 2 y 3. En la ecuación 4 (Hack, 1973), L representa la longitud de la corriente desde la divisoria, Δh es la diferencia de elevación del tramo o sección, y Δl la diferencia de longitud.

Tras poner a prueba los tres modelos, se ha desarrollado un nuevo modelo de ajuste, tomando el desnivel del cauce principal como variable independiente. Estos ajustes se han basado en: i) el análisis de gradientes de Horton (Strahler, 1964) y, ii) la correlación de la longitud acumulada con una ecuación logarítmica exponencial. Este modelo es:

$$(5) y = a + (-b * (\text{Log}_{10} x))^c$$

En este caso, y representa la longitud estimada acumulada del cauce en cada cota (en metros, desde la divisoria de aguas), x es el desnivel de cada sección del cauce (tomada de 10 en 10 m) entre su cota más alta y la desembocadura (el mar o el curso principal al que afluye, cuyo valor, para evitar errores en el valor del logaritmo, se iguala a 1, en lugar de a 0), y c es un exponente empírico, normalmente entre 1 y 5. En cuanto a los valores a y b suponen, respectivamente, el punto de inicio de la recta (que coincide con la longitud total del cauce, por lo que el último valor de y debe ser igual a a) y la pendiente de cualquier ecuación lineal, que no modifican la correlación pero sirven para ajustar el modelo a valores próximos a la realidad. El ajuste de c es esencial para lograr una alta correlación, en tanto que a , b y c permiten obtener una curva de dimensiones semejantes a la del cauce real. En el material suplementario

(Supl. 1) se ha añadido un ejemplo (cauce nº 1, río Guadalmedina) de los datos con los que se ha trabajado, comparando red fluvial real, ecuaciones modelo y cociente de correlación (R^2).

2.2.3. Análisis estadístico

Todos los valores de correlación han sido calculados a través del software SPSS 22 (IBM, USA) y SigmaPlot 13 (Systat inc.). En el caso de la ratio LE, considerando que la relación que se alcanza entre x e y es inversa (ante un descenso de x se produce un incremento de y), el valor de la pendiente b es negativo. Ajustados al punto a (intersección en la cota 0), la pendiente ($-b$), y el logaritmo en base 10 de la altura (x), elevado a un coeficiente (c), permiten trazar un perfil fluvial teórico. Así los parámetros a , b y c mostrarán valores diferentes para cada cuenca (Dingman, 2008), pero el modelo logarítmico exponencial (ratio LE) permite un ajuste de elevada significación estadística (Rodrigo-Comino y Senciales, 2015).

Para las ecuaciones de Green, Shulits y Hack antes expuestas, se ha calculado directamente en función del desnivel (ecuación de Green), de la longitud acumulada (Shulits) o de ambos parámetros (Hack).

Adicionalmente, se ha hallado el promedio de las diferencias entre valor real y el calculado para cada intervalo de pendiente. En caso de obtener resultados negativos (esto es, cuando el cauce principal real se sitúa por debajo de la línea de ajuste) pueden detectarse rupturas por excavación y procesos erosivos o tectónicos. Por el contrario, valores positivos (cauce principal por encima de la línea de ajuste) mostrarán una dinámica deposicional, caracterizada por una menor pendiente.

Asimismo, se ha calculado el cociente de correlación de Pearson ($p < 0,01$) entre valores del cauce real y valores resultantes de la aplicación de las distintas ecuaciones-modelo, para mostrar qué factores influyen más en la correlación R^2 y en la media de las diferencias totales entre perfil real y calculado.

2.2.4. Inventario de anomalías geomorfológicas

En consecuencia, a partir de las relaciones entre perfil real y calculado, pueden localizarse, cuantificarse e interpretarse las causas de determinadas geformas que alteran el perfil teórico del cauce. Se ha aplicado la modificación del índice SL de Hack (1973) efectuada por Keller y Pinter (2002) y por Vágó (2010) para delimitar estas anomalías. Estos autores sugieren dividir los cambios de elevación por la longitud horizontal de cada segmento en m/km. Sin embargo, los resultados en nuestro estudio se presentan en m/m, para evitar valores demasiado elevados de SL. Un índice menor de 1 indica escarpes o “saltos” (S), en tanto que un índice más elevado indica un “plano” (P).

Así, el perfil real del cauce y el de ajuste se comparan para localizar estos saltos o *knickpoints* (en la denominación de Castillo y Lugo-Hubp, 2011) y planos (o estabilizaciones). Se superpone el mapa topográfico a los mapas litológico-estructural (info.igme.es) y de usos del suelo y se revisan fotogramétricamente para corroborar la

presencia de dichas anomalías y la exactitud de su localización. En conjunto, pueden identificarse siete causas para la presencia de estos saltos y planos, a partir de la visualización de la cartografía geológica y las fotografías aéreas: 1) planos sedimentarios; 2) confluencias; 3) fallas; 4) discontinuidades litológicas; 5) fallas supuestas; 6) causas estructurales (p.ej., cambios de buzamiento o de esquistosidad); 7) acantilados. Un octavo grupo se añade para señalar causas de origen diverso, en el que pueden englobarse procesos erosivos o rexistásicos locales, eustatismo, desprendimientos de laderas y, sobre todo, causas antrópicas como: represas, carreteras, desvíos, extracciones de áridos, usos del suelo, etc (Rodrigo-Comino y Senciales, 2015).

3. Resultados y discusión

3.1. Ajuste de los perfiles longitudinales

Se han aplicado en primer lugar las ecuaciones de Green, Shulits y Hack, y se han comparado con el modelo Ratio LE en cada corriente. La tabla 1 muestra la precisión de cada ajuste en cada cauce a partir del coeficiente de Pearson.

Aunque los métodos previos alcanzan resultados aceptables, especialmente el de Shulits, con nuestra propuesta se obtienen en todos los casos valores $R^2 \geq 0,95$.

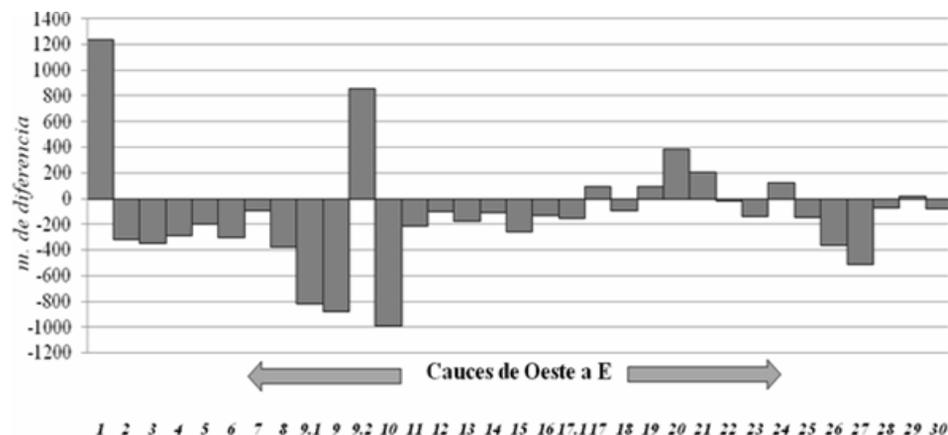
Asimismo, en la columna final de la misma tabla se muestran los valores aplicados en las constantes del modelo Ratio LE de cada cuenca. Al margen del ajuste que muestra el coeficiente de correlación de Pearson, se han hallado las áreas generales y puntuales de desviación de la curva calculada mediante el modelo ratio LE respecto a la curva real, dado que, como se ha señalado, revelan, respectivamente, comportamientos generales y locales de la red fluvial. Así, respecto al ajuste general de la curva, en la Figura 3 puede observarse que existe un predominio de curvas estimadas por defecto, lo que implica una generalización de procesos de encajamiento de la red superiores a los calculados. El promedio de desviación de los datos se sitúa en -125,09 m. De los 33 cauces analizados, solo 8 muestran valores de desviación positiva, siendo uno de ellos un afluente (9.2) y otros 4 cauces de cuencas sometidas a importantes modificaciones (1, 17, 20 y 24). Por el contrario, entre las que presentan anomalías negativas destaca una (10) donde el promedio de la desviación de los datos se aproxima a los 1.000 m. (-987,9 m), siendo esta una cuenca de cabecera escarpada y una vega más amplia de lo que cabría esperar para la longitud de su cauce (15.410 m.), por un más que probable relleno costero debido a la carga sedimentaria de la cuenca contigua del río Vélez (Schultz, 1983; Senciales y Malvárez, 2003). Sin embargo, la mayor parte de las cuencas presenta poca desviación respecto a la curva calculada, siendo esta mayor en las cuencas occidentales (al oeste del cauce 9, el río Vélez) que en las orientales (al este del mismo, cauces 10 y superiores); debe señalarse que las cuencas occidentales, próximas a la ciudad de Málaga, han estado históricamente más influidas por la intervención humana.

Tabla 1. Variables morfométricas y ajuste de los modelos (R^2 ; $p < 0,01$) a los cauces analizados.

Cód.	Nombre	Max. H.	Long. m	Green (*)	Shulits (*)	Hack (*)	LE (*) (#)
1	Guadalmedina	1380	51314	0,669	0,811	0,278	0,964
2	Carnicero	550	9269	0,868	0,912	0,22	0,99
3	Jaboneros	970	15471	0,696	0,835	0,663	0,969
4	Gálica	770	10898	0,757	0,888	0,874	0,987
5	Totalán	990	14242	0,661	0,765	0,64	0,961
6	Granadilla	680	10936	0,812	0,875	0,281	0,98
7	Benagalbón	670	8032	0,76	0,826	0,582	0,975
8	Íberos	580	12510	0,792	0,848	<u>0,949</u>	0,99
9	Vélez	1380	51617	0,761	0,869	0,095	0,983
9.1	Benamargosa	1293	43653	0,571	0,707	0,054	0,95
9.2	Salía	1888	18805	0,578	0,739	0,018	0,978
10	Seco Vélez	1380	15410	0,928	0,967	0,589	0,989
11	Algarrobo	770	26790	0,627	0,806	0,595	0,974
12	Lagos	1730	7087	0,774	0,835	0,556	0,991
13	Güi	650	16612	0,684	0,792	0,262	0,967
14	Manzano	1050	5624	0,798	0,85	0,856	0,986
15	Torrox	550	20675	0,616	0,79	0,403	0,969
16	Melí	1670	10096	0,67	0,766	0,232	0,978
17	Chíllar	1760	17392	0,661	0,833	0,155	0,989
17.1	Higuerón	1570	14155	0,691	0,849	0,513	0,977
18	Maro	1760	13968	0,851	0,959	0,407	0,993
19	Sanguino	1700	8452	0,776	0,903	0,284	0,989
20	Colmenarejos	1490	10475	0,781	0,901	0,203	0,988
21	Miel	1570	11491	0,733	0,871	0,178	0,992
22	Torre del Pino	1570	2721	0,908	0,946	0,575	0,99
23	Cantarriján	570	7161	0,872	0,929	0,643	0,993
24	Jete	750	13163	0,698	0,836	0,156	0,994
25	Herradura	1510	4649	0,856	0,902	0,902	0,983
26	Seco Almúñ.	550	13680	0,627	0,753	0,68	0,964
27	Verde	1160	25965	0,703	0,842	0,064	0,99
28	Taramay	1470	4769	0,85	0,905	0,656	0,996
29	Enmedio	680	3064	0,916	0,943	0,481	0,991
30	Cambrón	550	3039	<u>0,949</u>	<u>0,975</u>	0,73	0,996
	$X (R^2)$			0,754	0,855	0,448	0,982

Cód.: Código de cauce fluvial; Máx. H.: máxima altura; Long. m: longitud del cauce en metros; *: valores de ajuste del coeficiente de Pearson; subrayados: los valores más altos alcanzados en cada modelo; negrita: el modelo que alcanza un valor de ajuste más alto en cada río; (#): ratio LE (modificado de Rodrigo-Comino y Senciales, 2015).

Figura 3. Promedio de diferencias entre valores observados y calculados



Fuentes: Elaboración propia.

Tabla 2. Localización de los procesos de modelado fluvial predominantes.

Código río	Cauce erosivo	Cauce deposicional
1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9.1, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17.1, 19, 23, 25, 26, 27, 28	Zona alta	Zona baja
2 y 22	Zona alta y desembocadura	Zona baja (salvo desembocadura)
9 y 20	Zona alta y media baja	Zona media alta y zona baja
9.2	Ajuste superior a la curva	
10	Ajuste inferior a la curva	
17	Zona alta y media	Zona media alta y zona baja
18	Zona alta, media baja y desembocadura	Zona media alta y zona baja
21	Cauce complejo con tres zonas erosivas y tres deposicionales	
24	Cauce complejo con cinco zonas erosivas y cinco deposicionales	
29	Zona alta y baja	Zona media y desembocadura
30	Zona alta y baja	Zona media

Localmente, el comportamiento de estas anomalías suele ser bimodal, esto es, se presentan normalmente valores negativos en cabecera (fuerte encajamiento respecto a la curva calculada) y positivos en la costa. Sin embargo, también se presentan cauces con comportamiento polimodal; esto es, áreas de encajamiento y deposición alternas a lo largo de su recorrido; son así los cauces 2, 9, 10, 17, 18, 20, 21, 24, 29 y 30. Con excepción de los dos últimos, de clara morfología convexa, los demás se caracterizan por importantes cambios litológicos a lo largo de su trazado. En la tabla 2 se muestran las configuraciones de los cauces principales respecto a la curva de ajuste.

3.2. Análisis puntual de las anomalías

Como se desprende de los resultados del anterior punto, aunque el ajuste de la ratio LE es satisfactorio, existen áreas que muestran un comportamiento general erosivo frente a otras con comportamiento general deposicional. Este comportamiento puede pormenorizarse aún más analizando los resultados locales, de 10 en 10 m. y buscando sus posibles causas, identificadas como anomalías geomorfológicas, tal como se expuso anteriormente.

Se ha tratado de identificar una relación entre morfología de los perfiles y anomalías, y entre estas anomalías y litología, basándonos en las observaciones de Hack (1960) sobre la dependencia de los perfiles longitudinales respecto a la litología; pero la estructura geológica del área de estudio es suficientemente compleja como para que solo 7 de los 33 cauces analizados tengan una sola litofacies (generalmente esquistos); la siguiente entidad frecuente, que presentan 8 cauces, es la alternancia esquistos-mármoles. En la tabla 3 se contrastan las constantes de las curvas de ajuste con las litofacies dominantes.

Se han identificado 796 anomalías distribuidas por el área de estudio, entendiendo como tales todos aquellos cambios en un cauce que supongan una reducción o un aumento de al menos el 50% respecto a la longitud del segmento de cauce anterior (siempre en relación con un desnivel de 10 m.). Por ejemplo, si un segmento de cauce tiene 200 m. de longitud en un desnivel de 10 m. (unidad de muestreo vertical), y el siguiente segmento solo tiene 100 m., ha reducido un 50% su longitud, duplicando su pendiente; si, por el contrario, mide 300 m., ha aumentado un 50% su longitud, reduciendo su pendiente. Del total de anomalías, un 67,5% corresponden a “planos” (reducciones de la pendiente) y un 32,5% a “saltos” (aceleraciones de la pendiente). En la tabla 4 se aprecian los resultados porcentuales y las causas identificadas a lo largo del área de estudio.

Tabla 3. Constantes de las curvas de ajuste, valor del ajuste y litología dominante.

Cód.	a (origen)	b (coeficiente)	c (exponente)	R²	Litología dominante
1	51.313,6	-3.491,27	2,349	0,964	Calizas, margas y filitas
2	9.269,4	-531,94	2,835	0,99	Calizas, filitas
3	15.471,2	-1.032,46	2,474	0,969	Calizas y filitas
4	10.897,7	-616,21	2,71	0,987	Calizas y filitas
5	14.242,2	-1.669,23	1,954	0,961	Calizas y filitas
6	10.936,2	-687,77	2,657	0,98	Filitas y esquistos
7	8.032,2	-802,71	2,217	0,975	Filitas y esquistos
8	12.510,4	-1.079,89	2,41	0,974	Filitas y esquistos
9	51.616,9	-3.467,98	2,36	0,983	Calizas, margas y esquistos
9.1	43.653,3	-5.814,04	1,776	0,95	Calizas, margas y esquistos
9.2	18.805,2	-3.122,59	1,513	0,978	Mármoles, margas, esquistos
10	15.409,9	-197,34	4,111	0,989	Esquistos y areniscas
11	26.789,9	-1.952,31	2,229	0,974	Esquistos, mármoles y areniscas
12	7.087	-876,43	2,021	0,991	Esquistos
13	16.612,5	-1.629,52	2,1	0,967	Mármoles y esquistos
14	5.623,7	-602,33	2,216	0,986	Esquistos
15	20.674,93	-1.695,79	2,137	0,969	Mármoles, esquistos, gneises
16	10.095,67	-1.500,57	1,747	0,978	Mármoles y esquistos
17	17.391,52	-1.367,62	2,16	0,989	Mármoles y conglomerados
17.1	26.056,35	-5.551,39	1,325	0,983	Mármoles y conglomerados
18	13.968	-100,379	4,209	0,993	Mármoles, travertinos y congl.
19	8.451,73	-233,23	3,109	0,989	Mármoles, travertinos y congl.
20	10.475,5	-350,54	2,924	0,988	Mármoles y esquistos
21	11.491,2	-627,14	2,503	0,992	Mármoles y esquistos
22	2.720,5	-74,57	3,548	0,99	Mármoles y esquistos
23	7.501,54	-248,61	3,182	0,993	Mármoles y esquistos
24	13.162,96	-1.168,32	2,094	0,994	Mármoles y esquistos
25	4.648,8	-259,61	2,862	0,983	Esquistos
26	13.679,9	-1.725,1	1,849	0,964	Esquistos
27	25.965,5	-2.081,53	2,189	0,99	Mármoles y esquistos
28	4.769	-303,69	2,645	0,996	Esquistos
29	3.063,8	-148,58	3,002	0,991	Esquistos
30	3.039	-51,39	4,047	0,996	Esquistos

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 4. Causas de las rupturas de la pendiente del cauce en el área de estudio.

Causa	Planos	Salto	Total	Planos (%)	Salto (%)
Contacto litológico	142	57	199	71,4	28,6
Falla-cabalgamiento	35	33	68	51,5	48,5
Falla supuesta	24	31	55	43,6	56,4
Buzamiento	161	71	232	69,4	30,6
Confluencia	84	22	106	79,3	20,8
Sediplano	16	0	16	100	0
Acantilado	0	10	10	0	100
Diversa	75	35	110	68,2	31,8
TOTAL	537	259	796	67,5	32,5

Fuente: Elaboración propia.

La causa más frecuente de anomalías del perfil (Tabla 5) es el cambio de buzamiento (29,2%), identificado tanto a través de la cartografía lito-estructural como fotogramétricamente; le siguen los contactos litológicos normales (25%), identificados de igual modo. Secundariamente, son importantes las anomalías debidas a confluencias fluviales (13,3%) y a causas diversas (13,8%), entre las que se identifican habitualmente actuaciones antrópicas (desvíos de carreteras, rellenos por desmonte, vaciados por graveras, supresión de meandros, represas, cultivos tradicionales y bancales...). Las fallas y fallas supuestas representan 8,5 y 6,9% respectivamente de los casos. Finalmente, tienen una escasa importancia las anomalías por planos sedimentarios (2%) y por acantilados (1,3%). Es común encontrar áreas donde concurren varias causas; por ejemplo, un cambio de buzamiento o un cabalgamiento (o ambos) pueden dar lugar a reducciones de la pendiente, que son aprovechadas por la red, generando una confluencia aluvial o incluso un sediplano, que, a su vez, es aprovechado por el ser humano para llevar a cabo modificaciones (una represa, un puente...); sin embargo, en el ejemplo que señalamos, la causa originaria sería estructural, y así se ha identificado.

En el material suplementario al final del texto pueden observarse los perfiles de los ríos analizados, sus ecuaciones de ajuste siguiendo el modelo ratio LE y la localización de las discontinuidades litológicas. Dicho material se ha organizado en cuatro bloques, en función del desnivel y longitud de la cuenca; así, en Supl. 2 se muestran los gráficos de perfiles fluviales de desnivel <1.000 m. y longitud <10.000 m.; en Supl. 3, el cauce más escarpado, con desniveles >1.000 m. y longitud <10.000 m.; en Supl. 4, los cauces de desniveles <1.000 m. y longitudes entre 10.000 y 20.000 m.; y en Supl. 5 los perfiles de cauces con desniveles >1.000 m. y longitudes entre 10.000 y 20.000 m.; finalmente, en Supl. 6 se muestran los cauces con desniveles >1.000 m. y longitudes >20.000 m. En todos los casos se contrasta con la ratio LE, siendo un modelo válido para definir su ecuación tipo.

Tabla 5. Comparación de rupturas de pendiente entre cauces esquistosos y cauces con alternancia esquisto/mármol.

Causa	Total área de estudio		Anomalías		Área esquistosa		Área de mármol y esquisto	
	n	(%)	n	(%)	n	(%)	n	(%)
Contacto litológico	199	25	6	9,1	70	26,6		
Falla-cabalgamiento	68	8,5	2	3	17	6,5		
Falla supuesta	55	6,9	3	4,6	19	7,2		
Buzamiento	232	29,2	10	15,2	96	36,5		
Confluencia	106	13,3	15	22,7	21	8		
Sediplano	16	2	5	7,6	6	2,3		
Acantilado	10	1,3	0	0	4	1,5		
Diverso	110	13,8	25	37,9	30	11,4		
Total	796	100	66	100	263	100		

n= número de anomalías

Fuente: Elaboración propia.

Los resultados de otras alternancias se han comentado únicamente en su aportación al conjunto: caliza, marga y pizarra (cauces 1 y 9.1); caliza y pizarra (cauces 2, 3, 4 y 5); pizarra y esquisto (cauces 6, 7 y 8); caliza, marga y esquisto (cauce 9); mármoles, margas y esquistos (cauce 9.2); esquisto y arenisca (cauce 10); esquisto, arenisca y mármol (cauce 11); mármoles, esquistos, gneises y conglomerados (cauce 15); y mármoles y conglomerados (cauces 17, 17.1, 18 y 19).

De estos datos se desprende que: i) las áreas esquistosas son aparentemente menos proclives a la presencia de anomalías en los perfiles (un 8,3% de las anomalías se corresponden con un 21,2% de los cauces), si bien debe tenerse en cuenta que, para ser homogéneas, suelen ser las de más reducida longitud y menor desnivel; por el contrario, en las áreas con alternancia esquisto-mármol, las anomalías son muy frecuentes (un 33% del total de anomalías en un 24% de los cauces); ii) el peso de los fenómenos de origen tectónico (fallas y fallas supuestas) es muy inferior al del conjunto del área de estudio en las áreas esquistosas, hecho originado por la mayor plasticidad de estos materiales; no obstante, los cambios de buzamiento tienen una cierta importancia; sin embargo, en las áreas de alternancia esquisto-mármol, los valores son próximos al promedio; iii) el peso de los cambios en los perfiles a causa de las confluencias aluviales en los esquistos es muy superior al conjunto, pero muy inferior en las facies de alternancia esquisto-mármol; iv) el peso de las anomalías de origen diverso es muy alto en los esquistos, debido fundamentalmente a que, al ser las cuencas de menor altitud y de sustrato más edafizable, son, a su vez, las más antropizadas; en cambio en las áreas de alternancia, el valor es algo inferior al

promedio; v) los sediplanos tienen mayor presencia en las áreas esquistosas, frente a las zonas de alternancia, que se asemejan al promedio.

Entre las desviaciones de tipo “plano” que se han identificado, se ha buscado la existencia de niveles de ruptura (Ollarves et al. 2004; Millán et al., 2011) tratando de confirmar los niveles ya identificados en las superficies de la cuenca del río Vélez (Senciales, 1995): cota 830-850; cota 700-730 y cota 460-480. El primer nivel se localiza en 14 de los 19 cauces que superan la cota 830; el segundo en 14 de los 22 que superan la cota 700; y el tercero en 22 de los 33 del conjunto analizado (tabla 6).

Tabla 6. Matriz de niveles de aplanamiento registrados en los cauces del área de estudio.

Nivel	Cauce	1	2	3	4	5	6	7	8	9.1	9	9.2	10	11	12	13	14	15
1		■		■		■				■	■	■		■		■		■
2		■		■	■	■				■	■	■		■		■		■
3		■		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Nivel	Cauce	16	17.1	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	
1		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
2		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
3		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	

Nivel 1.- Cotas 830-850; Nivel 2.- Cotas 700-730; Nivel 3: Cotas 460-480.

*Los cuadros en negro señalan el cauce donde se ha identificado el nivel de aplanamiento; en gris donde está ausente; en blanco se representan aquellos cauces en los que el cauce no alcanza dicho nivel y, por tanto, no puede estar presente.

Solo 6 de los 33 cauces carecen de todos los niveles, pero solo 5 poseen reducciones de las pendientes (planos) de sus cauces en los tres niveles.

Tabla 7. Adaptación de los saltos de la red fluvial a los acantilados.

Cota de aceleración(*)	17	18	19	20	21	22	23
30-40			■	■	■		
20-30			■	■	■		
10-20		■	■	■	■	■	■
0-10	■	■	■	■	■	■	■

(*) Los cuadros en negro señalan la presencia de escarpes (saltos) en la red fluvial.

En el caso de las aceleraciones de la pendiente, reviste especial interés centrarse en la presencia de estas en el último tramo del cauce (tabla 7). En el caso de los acantilados, se aprecia cómo esta aceleración presenta un nivel diferente en cauces ordenados de oeste a este. Así, el cauce del río Chíllar (nº 17), muestra su aceleración entre los 0 y 10, marcando el límite occidental de los acantilados de Maro-Cerro Gordo; el cauce de Maro (nº 18), al este, entre 10 y 20 m.; el de Sanguino (nº 19),

entre 20 y 40; el de Colmenarejos (nº 20) entre 30 y 40; el de la Miel (nº 21) vuelve a empezar de 0 a 10, mostrándose en los cauces 22 y 23 (Torre del Pino y Cantarriján) entre las cotas 10 y 20. El juego de fallas transversales identificado por diversos autores (Rodríguez-Vidal y Cáceres, 1993; Orozco *et al.*, 2004) se hace evidente en esta sucesión de cotas. En algunos casos (cauce 19), estos saltos implican pendientes de cauce del 100% en su salida al mar.

Si se encuentra una ruptura de pendiente no explicada por otras causas, en coincidencia con una estructura antrópica, puede intuirse que esa sea la causa (especialmente en los casos señalados en el texto), pero no puede demostrarse a menos que se posea cartografía 1:10.000 antigua, y habitualmente esta no posee más de 30 años, cuando se posee. Hemos identificado supresiones de meandros de hace un siglo, cuyo efecto en la pendiente es obvio; pero en desvíos por carreteras y caminos antiguos, o por desmontes, ignoramos la fecha en que se produjeron y, por tanto, si el cambio en la pendiente es posterior o anterior a la intervención.

3.3. Discusión

Clásicamente, los análisis de perfiles fluviales se han centrado en la incidencia de procesos geomorfológicos extensos, de frecuente repercusión regional (Hack, 1957, 1973; Whipple, 2001, 2004; Ollarves y Audemard, 2004; Whipple *et al.*, 2011; Chen *et al.*, 2006; Bishop, 2007; Troiani y Della Seta, 2008, 2011; Monteiro *et al.*, 2010; Vágó, 2010; Castillo y Lugo-Hubp, 2011; Demoulin, 2011; Capó y García, 2014; Sarp, 2014). Sin embargo, al analizar una extensa superficie con perfiles de corto recorrido como son los cauces que surcan buena parte del sector septentrional del mar de Alborán, es posible descubrir que el factor escalar de los efectos es destacable; tanto es así, que Demoulin (2011) propuso un índice relacionando longitud y logaritmo del área de drenaje.

Gracias al análisis de los perfiles fluviales, por un lado se descubren accidentes regionales cuya localización exacta puede mostrarse mediante las anomalías sucesivas de cauces contiguos; en este caso, la anomalía verifica un fenómeno que ya se conoce por los mapas geológicos (fallas, contactos, cabalgamientos...) y topográficos (acantilados, llanuras). Pero, por otro lado, hay efectos locales cuyo primer síntoma es la anomalía del perfil; en este caso, es necesario buscar la probable causa. Si la causa es natural (cambios de buzamiento, confluencia de cauces), podemos considerar que las anomalías vuelven a mostrar fenómenos ya conocidos. Sin embargo, si es inducida o provocada directamente por el ser humano, las anomalías revelan las áreas puntuales donde inciden procesos generales (desertificación o, por el contrario, reforestaciones) y locales (incidencias de usos del suelo, viarios, construcciones...). Este hecho ha sido ampliamente estudiado por diversos autores (Bakker *et al.* 2008; López-Vicente *et al.* 2015; Feng *et al.* 2016).

En ocasiones, las causas son múltiples y es necesario determinar cuál es la originaria, lo que no siempre es sencillo (Picco *et al.* 2013; Tarolli 2016; Yousefi *et al.* 2017): en una aceleración de un cauce junto al talud de una carretera inciden tanto la infraestructura viaria como también fenómenos erosivos aguas arriba del cauce,

que, a su vez, pueden estar inducidos por los usos del suelo o por otras infraestructuras (viviendas, aterrazamientos, otros caminos, azudes...), siendo muy difícil determinar si la aceleración es anterior o posterior a la propia carretera. Por ello se ha preferido en este trabajo hablar de “origen diverso”, especialmente para un área extensa, ya que particularizar el origen exacto hace recomendable elaborar trabajos individuales para cada cuenca.

La propuesta de un modelo logarítmico exponencial de ajuste altamente satisfactorio para cuencas de muy diversa litología, extensión y desnivel consigue mejores resultados que los modelos clásicos, que también se han puesto a punto en este trabajo para su contraste con el modelo ratio LE. Sería interesante comprobar los resultados de este modelo en cuencas de ámbitos muy diferentes a la ribera septentrional del mar de Alborán.

4. Conclusiones

El análisis del perfil de la red fluvial, su ajuste a curvas matemáticas precisas a través de la ratio LE y la identificación de las desviaciones sobre este modelo permiten identificar áreas donde existe dependencia del perfil respecto a fenómenos geomorfológicos concretos y evidentes, siendo presumible la presencia de alteraciones antrópicas cuando las desviaciones no están explicadas por procesos geomorfológicos.

Respecto a los objetivos del trabajo, concluimos que: i) la aplicación de la ratio LE a pequeñas cuencas (<250 km²) y su extensión a una de mayor tamaño (el río Vélez, con 609 km²) permite validar el modelo e identificar cómo los distintos accidentes geomorfológicos generan desviaciones en la curva teórica obtenida para cada cauce principal. Se han analizado los perfiles de cauces muy diferentes en longitud (entre 3,0 y 51,6 km) y en desnivel (entre 550 y 1.888 m.) y en todos ellos el modelo ha dado resultados óptimos y homogéneos, superando los ajustes de otros modelos. Se ha probado también en cauces tributarios, con idénticos resultados; ii) respecto a las anomalías geomorfológicas, aunque los trabajos de Hack señalan la existencia de una dependencia del perfil de un río respecto a la litología, la comparación de cauces muy próximos y sobre litología idéntica (esquistos) nos ha permitido constatar que: a) hay importantes diferencias entre perfiles de ríos sobre litología semejante, incluso contiguos; b) las diferencias entre los perfiles de ajustes de ríos sobre litología semejante es similar a la que existe entre estos y otros cauces sobre litología diferente (mármoles), no demostrándose, al menos en nuestra zona, dicha dependencia. Sin embargo, en nuestro estudio se ha constatado una clara diferencia entre número y tipos de anomalías en unas litofacies respecto a otras, independientemente del perfil de equilibrio que muestren.

Queda pendiente para estudios posteriores, adentrarse en los factores que definen las constantes de la ecuación del perfil de equilibrio mediante la ratio LE, así como hacer extensivo el modelo a cuencas de menor tamaño con cauces de menor longitud

y desnivel en otras áreas; pero también y sobre todo, a cuencas de mayor tamaño y cauces más prolongados de medios diferentes a las costas del mar de Alborán.

5. Referencias bibliográficas

- Allen, P.A. (2008): From landscapes into geological history. *Nature*, 451, 274-276. DOI: 10.1038/nature06586.
- Bakker, M.M., Govers, G., van Doorn, A., Quetier, F., Chouvardas, D., Rounsevell, M. (2008): The response of soil erosion and sediment export to land-use change in four areas of Europe: The importance of landscape pattern. *Geomorphology*, 98, 213–226. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.12.027
- Bishop, P. (2007): Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 329-365. DOI: 10.1191/0309133306pp480ra.
- Blanco, R. y Gómez-Moreno, M. L. (2006): Agua y sociedad rural en los Montes de Málaga: Sistemas hidráulicos en el hábitat disperso del siglo XIX. *Baetica*, 28: 259-281.
- Blanco, R. y Larrubia, R. (2008): Usos agrarios y sostenibilidad medioambiental. Evaluación de la capacidad agrológica y socioeconómica de la Axarquía (Málaga). *Cuadernos Geográficos*, 42 (1), 83-108.
- Bull, W.B. & McFadden, L.D. (1977): Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. *Geomorphology in Arid Regions: annual Binghamton Conference*. D.O. Doehring, ed. State Univ. of New York at Binghamton, 115-136.
- Campos Aranda, D. F. (1992): *Procesos del Ciclo Hidrológico*. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. 3ª ed. San Luis Potosí, México. 550 p.
- Capó, A. y García, C.o (2014). Análisis e interpretación de los perfiles longitudinales en la red fluvial del sur y sureste de Mallorca. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 40, 147-167.
- Carandell, J. (1935): Las condiciones del modelado erosivo en la vertiente mediterránea de la Cordillera Bética. *Bol. Soc. Esp. de Historia Natural*, XXXV, 39-65.
- Castillo, M. y Lugo Hubp, J. (2011): 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*, 63 (2), 353-364.
- Cavalli, M.; Tarolli, P.; Marchi, L.; Dalla Fontana, G. (2008): The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology. *Catena* 73, 249–260. DOI: 10.1016/j.catena.2007.11.001.
- Cerdà A., Rodrigo-Comino J., Giménez-Morera A., Keesstra S.D. (2017): An economic, perception and biophysical approach to the use of oat straw as mulch in Mediterranean rainfed agriculture land. *Ecol Eng* 108:162–171 . doi: 10.1016/j.ecoleng.2017.08.028
- Chen, Y.-C.; Sung, Q.; Chen, Chao N.; Jean J.-S. (2006): Variations in Tectonic Activities of the Central and Southwestern Foothills, Taiwan, Inferred from River Hack Profiles. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Science*, 17 (3), 563-578.
- Demoulin, A. (1998): Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology*, 24(2-3): 189-208. DOI: 10.1016/S0169-555X(98)00016-6.

- Demoulin, A. (2011): Basin and river profile morphometry: A new index with a high potential for relative dating of tectonic uplift. *Geomorphology*, 126 (1), 97-107. DOI:10.1016/j.geomorph.2010.10.033.
- Dingman, S. L. (2008): *Physical Hydrology*. Waveland Press Incorporated. 646 pp.
- Elorza, J. J.; García Dueñas, V.; Martín, L.; Matas, J. (1979). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1040 (Zafarraya) a escala 1/50.000. Mapa geológico nacional. IGME, 88 p.
- Feng, Q., Zhao, W., Wang, J., Zhang, X., Zhaq, M., Zhong, L., Liu, Y., Fang, X. (2016): Effects of different land-use types on soil erosion under natural rainfall in the Loess Plateau, China. *Pedosphere*, 26, 243–256. DOI: 10.1016/S1002-0160(15)60039-X
- Gardner, TW (1983): Experimental study of knickpoints and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *GSA Bulletin*, 94(5): 664-672. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<664:ESOKAL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<664:ESOKAL>2.0.CO;2)
- Giménez Morera, A.; Ruiz Sinoga, J. D.; Cerdà, A. (2010): The impact of cotton geotextiles on soil and water losses from Mediterranean rainfed agricultural land. *Land Degradation & Development*, 21(2), 210-217.
- Green, J. (1934): The river Mole: its physiography and superficial deposits. *Proceedings of Geological Association*, 45, 35-59.
- Guerra, A.; Serrano, F.; Ramallo D. (2004): Geomorphic and sedimentary Plio-Pleistocene evolution of the Nerja area (northern Alboran basin, Spain). *Geomorphology*, 60, 89-105. doi:10.1016/j.geomorph.2003.07.010
- Hack, J. T. (1957): *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland: Boulder, Colorado*. United States Geological Survey Profession Paper, 249, 97.
- Hack, John T. (1960): Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, 258 (A), 80-97.
- Hack, John T. (1973): Stream-profile analysis and stream gradient index. *United States Geological Survey Journal of Research*, 1, 421-429.
- Hack, John T. (1975): Dynamic equilibrium and landscape evolution, in Melhorn WL, Flemal, RC (eds): *Theories of Landform Development*. Boston, George Allen & Unwin, 87-102.
- Jordán-López, A.; Martínez-Zavala, L.; Bellinfante, N. (2009): Impact of different parts of unpaved forest roads on runoff and sediment yield in a Mediterranean area. *Science of the Total Environment*, 407, 937-944. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2008.09.047.
- Keesstra, S. D.; Van Huissteden, K.; Vandenbergh, J.; Van Dam, O.; De Gier, J.; Pleizier, I. D. (2005): Evolution of the morphology of the river Dragonja (SW Slovenia) due to land use changes. *Geomorphology*, 69, 191-207.
- Keesstra S. D. (2007): Impact of natural reforestation on floodplain sedimentation in the Dragonja basin, SW Slovenia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(1), 49-65, doi: 10.1002/esp.1360.
- Keesstra S. D.; Bruijnzeel Leendert A.; van Huissteden K. (2009): Meso-scale catchment sediment budgets: combining field surveys and modeling in the Dragonja catchment, southwest Slovenia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1547-1561, doi: 10.1002/esp.1846.
- Keller, E. A. y Pinter, N. (2002). *Active tectonics: earthquakes, uplift and landscape*. Prentice Hall, 362 pp.

- Liu, Y.; Guo, Y.; Li, Y.; Li, Y. (2015): GIS-based effect assessment of soil erosion before and after gully land consolidation: A case study of Wangjiagou project region, Loess Plateau. *Chinese Geographical Science*, 25 (2), 137-146.
- López-Vicente, M., Quijano, L., Palazón, L., Gaspar, L., Navas, A. (2015): Assessment of soil redistribution at catchment scale by coupling a soil erosion model and a sediment connectivity index (central Spanish pre-Pyrenees). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41, 127–147. DOI: 10.18172/cig.2649
- Martín Algarra, A. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis, Universidad de Granada, Granada (España).
- Martín Vivaldi, E. (1991). *Estudio Hidrográfico de la “Cuenca Sur” de España*. Univ. de Granada-Confederación Hidrográfica del Sur de España, Granada, 285 pp.
- Martínez-Zavala, L.; Jordán-López, A.; Bellinfante, N. (2008): Seasonal variability of runoff and soil loss on forest road backslopes under simulated rainfall. *Catena*, 74, 73-79. DOI: 10.1016/j.catena.2008.03.006.
- Millán, J. L. y Perucca, L.P. (2011): Análisis neotectónico del extremo norte del sobrecorrimiento La Cantera, provincia de San Juan, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28 (3), 337-348.
- Monteiro, K.A.; Missura, R.; Correa, A. C. (2010): Application of the Hack Index –or stream length-gradient index (SL index)- to the Tracunhaém river Watershed, Pernambuco, Brazil. *Geociências*, 29 (4), 533-539.
- Morisawa, M. E. 1985. *Rivers. Forms and Processes*. Longman, London, 224 pp.
- Ollarves, R. J. y Audemard, F. (2004): Evidencias morfotectónicas de actividad cuaternaria en la cuenca de Barlovento, Venezuela norcentral. XII Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas. Venezuela. 8 pp.
- Orozco, M.; Alonso-Chaves, F. M. (2012): Kilometre-scale sheath folds in the western Betics (south of Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 101 (2), 505-519. DOI: 10.1007/s00531-011-0690
- Orozco, M.; Álvarez-Valero, A. M.; Alonso-Chaves, F. M.; Platt, J. P. (2004): Internal structure of a collapse terrain. The Lújar syncline and its significance for the fold- and sheetstructure of the Alborán Domain (Betic Cordilleras, Spain). *Tectonophysics*, 385, 85-104. DOI:10.1016/j.tecto.2004.04.025
- Penck, W.(1924): *Die Morphologische Analyse: ein Kapitel der physicalischen Geologie*. Stuttgart, Engelhorn, 283 p.
- Picco, L.; Mao, L.; Cavalli, M.; Buzzi, E.; Rainato, R.; Lenzi, M. A. (2013): Evaluating short-term morphological changes in a gravel-bed braided river using terrestrial laser scanner. *Geomorphology* 201, 323–334. DOI:10.1016/j.geomorph.2013.07.007
- Radoane, M.; Radoane, N.; Dumitriu, D. (2003): Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. *Geomorphology*, 50, 293–306. DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00194-0
- Rodrigo-Comino, J.; Senciales González, J. M. (2015): Ratio LE para el ajuste de perfiles longitudinales en cursos fluviales de montaña. Aplicación a la cuenca del Río Almáchar (Málaga, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 29 (3-4), 57-76.

- Rodrigo-Comino, J., Senciales, J.M., Ramos, M.C., Martínez-Casasnovas, J.A., Lasanta, T., Brevik, E.C., Ries, J.B., Ruiz Sinoga, J.D. (2017): Understanding soil erosion processes in Mediterranean sloping vineyards (Montes de Málaga, Spain). *Geoderma* 296:47–59. DOI: 10.1016/j.geoderma.2017.02.021
- Rodrigo-Comino, J., Wirtz, S., Brevik, E.C., Ruiz Sinoga, J.D., Ries, J.B. (2017b) Assessment of agri-spillways as a soil erosion protection measure in Mediterranean sloping vineyards. *Journal of Mountain Science*, 14,1009–1022.
- Rodríguez-Rodríguez, M. (2007): Hydrogeology of ponds, pools and playa-lakes from southern Spain. *Wetlands*, 27, 819-830.
- Rodríguez-Rodríguez, M.; Moral, F.; Benavente, J.; Beltrán, M. (2010): Developing hydrological indices in semi-arid playa-lakes by analyzing their main morphometric, climatic and hydrochemical characteristics. *Journal of Arid Environments*. 74, 1478-1486. DOI:10.1016/j.jaridenv.2010.03.018.
- Rodríguez Vidal, J. y Cáceres Puro, L. M. (1993): Rasgos generales del relieve en el sector suroriental de la sierra de Aljara (Málaga). *Geogaceta*, 14: 49-51.
- Romero Díaz, M.A. (1989): Las cuencas de los ríos Castril y Guardal (cabecera del Guadalquivir): estudio hidrogeomorfológico. Tesis Doctoral. Univ. de Murcia.
- Ruiz Reig, P. (coord.) (1978): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1053 (Málaga-Torremolinos) a escala 1/50.000. Mapa geológico nacional. IGME. Madrid, 33 p.
- Ruiz Reig, P. (coord.) (1979): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1039 (Colmenar) a escala 1/50.000. Mapa geológico nacional. IGME, 88 p.
- Ruiz Sinoga, J. D. y Martínez Murillo, J. F. (2009): Hydrological response of abandoned agricultural soils along a climatological gradient on metamorphic parent material in southern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34 (15): 2047-2056.
- Ruiz Sinoga, J. D. y Martínez Murillo, J. F. (2009): Effects of soil surface components on soil hydrological behaviour in a dry Mediterranean environment (Southern Spain). *Geomorphology*, 108, 234–245. doi:10.1016/j.geomorph.2009.01.01
- Ruiz Sinoga, J. D. y Romero Díaz, A. (2010): Soil degradation factors along a Mediterranean pluviometric gradient in Southern Spain. *Geomorphology*, 118, 359–368. doi:10.1016/j.geomorph.2010.02.003
- Ruiz Sinoga, J. D.; García Marín, R.; Martínez Murillo, J. F.; Gabarrón Galeote, M. Á. (2011): Precipitation dynamics in southern Spain: trends and cycles. *International Journal of Climatology*, 31, 2281–2289. doi:10.1002/joc.2235
- Sanz de Galdeano, C. (1997): La Zona Interna Bético- Rifeña (antecedentes, unidades tectónicas, correlaciones y bosquejo de reconstrucción paleogeográfica). Monografía Tierras del Sur. Univ. de Granada, 316 pp.
- Sarp, G. (2014): Evolution of Neotectonic Activity of East Anatolian Fault System (EAFS) in Bingöl Pull-Apart Basin, Based on Fractal Dimension and Morphometric Indices. *Journal of Asian Earth Sciences*, 88, 168–177. DOI:10.1016/j.jseaes.2014.03.018.
- Schulz, H. D. (1983): Zur Lage Holozäner Küsten in den Mündungsgebieten des río de Vélez und des río Algarrobo (Málaga). *Madrider Mitteilungen*, 24: 59-64.
- Scotti, V. N.; Molin, P.; Faccenna, C.; Soligo, M.; Casas-Sainz, A. (2014): The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain):

- Quantitative geomorphological analysis and geochronology. *Geomorphology*, 206, 37–57. DOI:10.1016/j.geomorph.2013.09.017.
- Senciales González J. M. (1995): La cuenca del río Vélez. Estudio Hidrográfico. Tesis Doctoral. Servicio de Publicaciones Universidad de Málaga. Ed. Microfichas.
- Senciales González J. M. (1999): Redes Fluviales. Metodología de Análisis. Col. Estudios y Ensayos, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Málaga. Málaga, 337 pp.
- Senciales González J.M. (2002): Análisis morfométrico fluvial de la Sierra de Almijara (prov. de Málaga y Granada). En Pérez González, Alfredo; Vegas, Juana; Machado María J. (Eds.). Aportaciones a la Geomorfología de España en el Inicio del Tercer Milenio. IGME, Madrid. Actas VI Reunión Nacional de Geomorfología. Serie Geología, nº 1, 127-133.
- Senciales González, J. M. (2007): El clima en la provincia de Málaga. En Durán Valsero, Juan José (Coord.) (2007). Atlas Hidrogeológico de la provincia de Málaga, Instituto Geológico y Minero de España - Diputación provincial de Málaga, 3. Vol, 296 pp. Madrid. Vol I, pp. 50-58.
- Senciales González, J. M. y Malvárez, G. (2003): La desembocadura del río Vélez (provincia de Málaga, España). Evolución reciente de un delta de comportamiento mediterráneo. *Cuaternario y Geomorfología*, 17 (1-2): 47-61.
- Senciales González, J.M., Rodrigo-Comino, J. (2011): Geomorfología de los Montes de Málaga: pasado, presente y ¿futuro? *Baética Estudios de Arte Geografía e Historia*, 33, 81–110.
- Shulits, S. (1941): Rational equation of river-bed profile. *Transactions American Geophysical Union*, 622-631.
- Springall Galindo, R. (1970): Hidrología. 1º Parte. Capítulo 2: la cuenca, 7-33. Instituto de Ingeniería de la UNAM, México DF.
- Strahler, A. N. (1952): Dynamic basis of geomorphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 923–938.
- Strahler, A. N. (1964): Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In Chow, Van Te (Ed.): *Handbook of Applied Hydrology*. Section 4-II. Mc. Graw-Hill Book. New York.
- Strak, V.; Dominguez, S.; Petit, C.; Meyer, B.; Loget, N. (2011): Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution: Insights from experimental modeling. *Tectonophysics*, 513(2011) 1-19.
- Tarolli, P. (2016): Humans and the Earth's surface. *Earth Surface Process and Landforms*, 41 (15), 2301-2034. DOI: 10.1002/esp.4059
- Troiani, F. y Della Seta, M. (2008): The use of the Stream Length-Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. *Geomorphology*, 102, 159-168. DOI:10.1016/j.geomorph.2007.06.020.
- Troiani, F. y Della Seta, M. (2011): Geomorphological response of fluvial and coastal terraces to Quaternary tectonics and climate as revealed by geostatistical topographic analysis. *Earth Surface Processes Landforms* 36, 1193–1208. DOI: 10.1002/esp.2145.
- Vágó, J. (2010): Stream gradient investigation in the Bükkalja using interpolated surfaces. *Acta Geographica Debrecina. Landscape & environment series*, 4 (1), 23-36.
- Vianello, A.; Cavalli, M.; Tarolli, P. (2009): LiDAR-derived slopes for headwater channel network analysis. *Catena* 76, 97–106. DOI. 10.1016/j.catena.2008.09.012:

- 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.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120356>.
- Whipple, K. X.; Di Biase, R.; Crosby, B. T. (2011): Bedrock rivers. In: Shroder, John F and Wohl, Ellen (eds.) *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA, 550-573.
- Wu, I-P. (1963): Design hydrograph for small watershed in Indiana. *Proceedings of the ASCE. Journal of the Hydraulic Division*, 89, HY6, 35-66.
- Yousefi, S., Moradi, H.R., Keesstra, S., Pourghasemi, H.R., Navratil, O., Hooke, J. (2017): Effects of urbanization on river morphology of the Talar River, Mazandarn Province, Iran. *Geocarto International*, 0, 1–17. DOI: 10.1080/10106049.2017.1386722
- Zema, D. A.; Denisi, P.; Taguas, E. V.; Gómez, J. A.; Bombino, G.; Fortugno, D. (2015): Evaluation of surface runoff prediction by AnnAGNPS Model in a large mediterranean watershed covered by olive groves. *Land Degradation & Development*, 27 (3), 811-822. DOI: 10.1002/ldr.2390.
- Zhang, H.; Liu, S.; Yuan, W.; Dong, W.; Y., Aizhong; X., Xianhong; Chen, Y.; Liu, D.; Cai, W.; Mao, Y. (2014): Inclusion of soil carbon lateral movement alters terrestrial carbon budget in China. *Scientific Reports*, 4, 7247.
- Zhao, G.; Visser, P. J.; Peeters, P.; Vrijling, J. K. (2013): Headcut Migration Prediction of the Cohesive Embankment Breach. *Engineering Geology*, 164, 18-25.

6. Webgrafía

Centro Nacional de Información Geográfica: <http://centrodedescargas.cnig.es>

Instituto Geológico y Minero de España:

<http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Geode.aspx?language=es>

Junta de Andalucía:

http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/site/rediam/menuitem.04dc44281e5d53cf8ca78ca731525ea0/?vgnnextoid=0c2d2d95f5cca210VgnVCM1000001325e50aRCRD&vgnnextchannel=51cab2fc48274410VgnVCM2000000624e50aRCRD&vgnnextfmt=rediam&lr=lang_es

Agradecimiento

Cabe agradecer al Ministerio de Educación, Cultura y Deporte de España por la beca FPU15/01499, concedida a J. Rodrigo-Comino.

7. Material suplementario

Supl. 1. Ejemplo de medición de cauce, aplicación de las ecuaciones-modelo y correlación (R^2) obtenida.

Río Guadalmedina

Cota	Long	Acum	Ratio LE (*)		GREEN (X=E [^] -Y)		SHULITS (y=E [^] -AX)		HACK($\Delta h^*L/\Delta L$)	
1380	0	0	0,0696		3,9749		1,0000		0,0000	
1370	30,6	30,6	121,2384		3,9354		1,0000		10,0000	
1360	33,2	63,8	243,1286		3,8962		1,0001		38,4337	
1350	106,5	170,3	365,7496	R²	3,8574	R²	1,0002	R²	47,9718	R²
1340	66,7	237	489,1113	0,9636	3,8190	0,669	1,0002	0,8113	142,1289	0,2777
1330	176	413	613,2233		3,7810		1,0004		117,3295	
1320	170,3	583,3	738,0958		3,7434		1,0006		205,5079	
1310	172	755,3	863,7391		3,7062		1,0008		307,3895	
1300	93,9	849,2	990,1637		3,6693		1,0008		723,4931	
1290	50,7	899,9	1117,3803		3,6328		1,0009		1597,4556	
1280	55,2	955,1	1245,3998		3,5966		1,0010		1730,2536	
1270	31,7	986,8	1374,2335		3,5609		1,0010		3424,2271	
1260	35,5	1022,3	1503,8929		3,5254		1,0010		3455,6620	
1250	17,3	1039,6	1634,3895		3,4903		1,0010		7812,0231	
1240	41,1	1080,7	1765,7353		3,4556		1,0011		3681,2165	
1230	46,6	1127,3	1897,9426		3,4212		1,0011		3628,6481	
1220	44	1171,3	2031,0239		3,3872		1,0012		4259,2727	
1210	58,7	1230	2164,9919		3,3535		1,0012		3562,1806	
1200	54,6	1284,6	2299,8596		3,3201		1,0013		4234,9451	
1190	75,3	1359,9	2435,6405		3,2871		1,0014		3431,3546	
1180	50,6	1410,5	2572,3483		3,2544		1,0014		5575,0988	
1170	58,9	1469,4	2709,9968		3,2220		1,0015		5238,9474	
1160	97,9	1567,3	2848,6006		3,1899		1,0016		3522,0225	
1150	90,2	1657,5	2988,1741		3,1582		1,0017		4226,4412	
1140	122,2	1779,7	3128,7325		3,1268		1,0018		3495,3191	
1130	158,1	1937,8	3270,2911		3,0957		1,0019		3064,1999	
1120	181,6	2119,4	3412,8656		3,0649		1,0021		3034,3833	
1110	47,3	2166,7	3556,4724		3,0344		1,0022		12368,0550	
1100	34,6	2201,3	3701,1278		3,0042		1,0022		17813,9884	
1090	44,5	2245,8	3846,8489		2,9743		1,0022		14635,5506	
1080	34,8	2280,6	3993,6530		2,9447		1,0023		19660,3448	
1070	34,1	2314,7	4141,5580		2,9154		1,0023		21042,7273	
1060	10,8	2325,5	4290,5822		2,8864		1,0023		68903,7037	

1050	18,9	2344,4	4440,7444	2,8577	1,0023	40933,9683
1040	46,6	2391	4592,0639	2,8292	1,0024	17445,0644
1030	49,7	2440,7	4744,5603	2,8011	1,0024	17188,0282
1020	43,9	2484,6	4898,2542	2,7732	1,0025	20374,8519
1010	47,8	2532,4	5053,1662	2,7456	1,0025	19602,2594
1000	22,7	2555,1	5209,3179	2,7183	1,0026	42772,5991
990	48,1	2603,2	5366,7313	2,6912	1,0026	21107,0270
980	31,3	2634,5	5525,4289	2,6645	1,0026	33667,7316
970	32,9	2667,4	5685,4342	2,6379	1,0027	33241,1550
960	63,7	2731,1	5846,7709	2,6117	1,0027	18007,2527
950	34,6	2765,7	6009,4638	2,5857	1,0028	34371,4162
940	64,2	2829,9	6173,5382	2,5600	1,0028	19394,9533
930	48,3	2878,2	6339,0202	2,5345	1,0029	26815,5280
920	19,5	2897,7	6505,9365	2,5093	1,0029	68356,0000
910	39	2936,7	6674,3149	2,4843	1,0029	35391,0000
900	50,3	2987	6844,1839	2,4596	1,0030	28504,1750
890	65,2	3052,2	7015,5729	2,4351	1,0031	22938,3129
880	85,9	3138,1	7188,5120	2,4109	1,0031	18266,0070
870	97,6	3235,7	7363,0326	2,3869	1,0032	16907,8586
860	111	3346,7	7539,1668	2,3632	1,0034	15678,2342
850	93,8	3440,5	7716,9479	2,3396	1,0034	19439,9254
840	113	3553,5	7896,4102	2,3164	1,0036	16981,3274
830	88,5	3642	8077,5891	2,2933	1,0036	22633,8983
820	132,2	3774,2	8260,5213	2,2705	1,0038	15987,5340
810	165,2	3939,4	8445,2446	2,2479	1,0039	13592,3608
800	122,4	4061,8	8631,7981	2,2255	1,0041	19247,0915
790	125,2	4187	8820,2223	2,2034	1,0042	19731,0703
780	56,9	4243,9	9010,5591	2,1815	1,0043	44751,1424
770	53,8	4297,7	9202,8518	2,1598	1,0043	48728,5688
760	93,4	4391,1	9397,1454	2,1383	1,0044	29148,6296
750	68,3	4459,4	9593,4864	2,1170	1,0045	41133,5578
740	165,1	4624,5	9791,9230	2,0959	1,0046	17926,5899
730	137,2	4761,7	9992,5052	2,0751	1,0048	22559,0743
720	79,4	4841,1	10195,2849	2,0544	1,0049	40240,8816
710	59,7	4900,8	10400,3161	2,0340	1,0049	55000,6030
700	82,5	4983,3	10607,6547	2,0138	1,0050	41074,4727
690	140	5123,3	10817,3588	1,9937	1,0051	25250,5500
680	178,4	5301,7	11029,4889	1,9739	1,0053	20802,6345
670	247,8	5549,5	11244,1079	1,9542	1,0056	15900,5044
660	111,4	5660,9	11461,2814	1,9348	1,0057	36587,5045

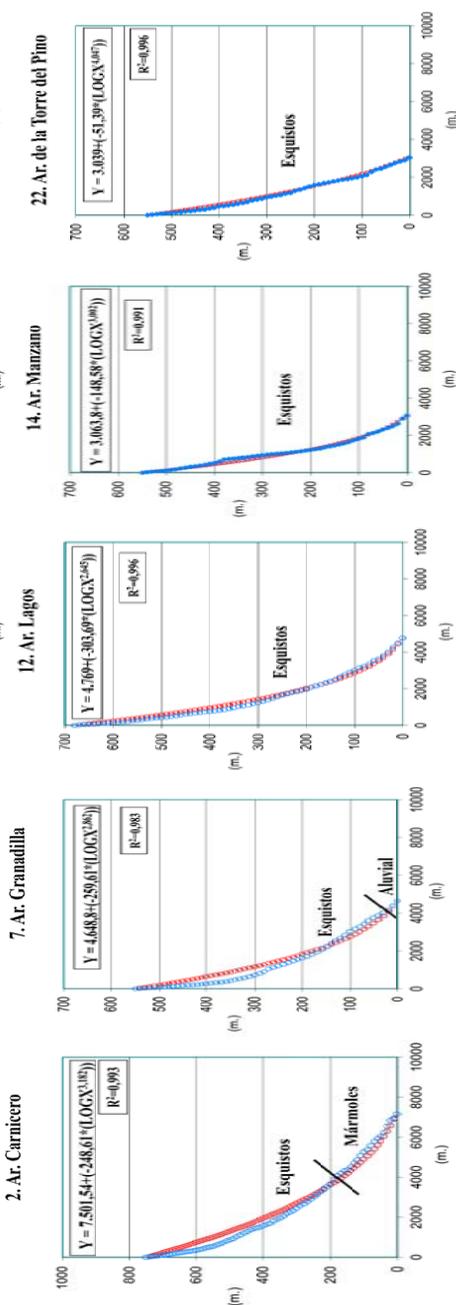
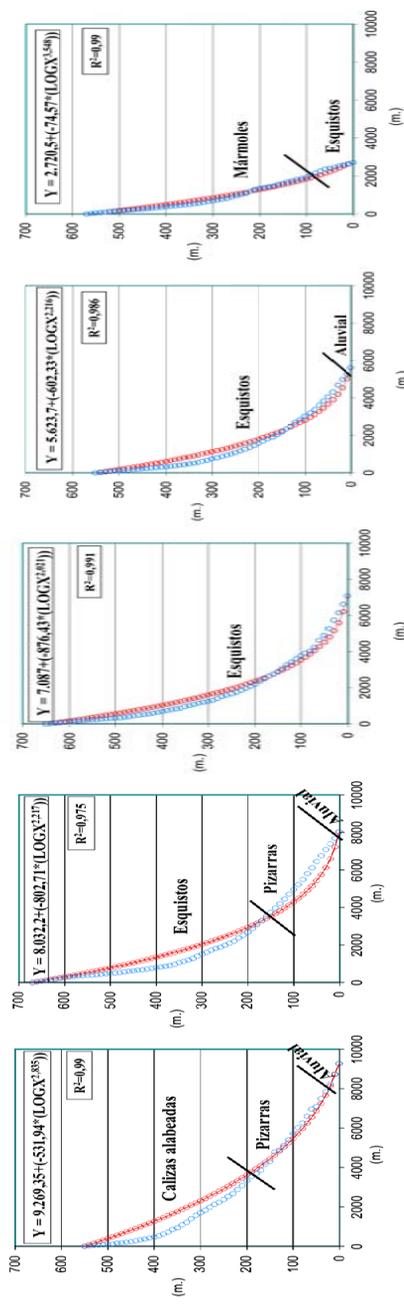
650	192,6	5853,5	11681,0775	1,9155	1,0059	22186,1630
640	245,8	6099,3	11903,5673	1,8965	1,0061	18362,4166
630	312,4	6411,7	12128,8249	1,8776	1,0064	15393,0058
620	187,8	6599,5	12356,9277	1,8589	1,0066	26707,2417
610	227,8	6827,3	12587,9565	1,8404	1,0069	23077,3529
600	287,3	7114,6	12821,9956	1,8221	1,0071	19315,6561
590	355,81	7470,41	13059,1333	1,8040	1,0075	16586,4475
580	371	7841,41	13299,4620	1,7860	1,0079	16908,7008
570	395,4	8236,81	13543,0782	1,7683	1,0083	16873,5865
560	442,1	8678,91	13790,0835	1,7507	1,0087	16097,5033
550	457,3	9136,21	14040,5839	1,7333	1,0092	16582,2311
540	450,7	9586,91	14294,6912	1,7160	1,0096	17867,7710
530	544,4	10131,31	14552,5225	1,6989	1,0102	15818,5406
520	713,9	10845,21	14814,2011	1,6820	1,0109	13064,6878
510	1014,2	11859,41	15079,8567	1,6653	1,0119	10173,2269
500	755,9	12615,31	15349,6260	1,6487	1,0127	14686,4305
490	903,3	13518,61	15623,6532	1,6323	1,0136	13319,5648
480	62,5	13581,11	15902,0903	1,6161	1,0137	195567,9840
470	283,9	13865,01	16185,0982	1,6000	1,0140	44442,2652
460	1232,7	15097,71	16472,8471	1,5841	1,0152	11267,8618
450	73,4	15171,11	16765,5172	1,5683	1,0153	192222,5109
440	754,2	15925,31	17063,2997	1,5527	1,0161	19848,5699
430	396,6	16321,91	17366,3974	1,5373	1,0165	39096,8596
420	665,9	16987,81	17675,0263	1,5220	1,0171	24490,6106
410	534,9	17522,71	17989,4162	1,5068	1,0177	31776,0866
400	595,5	18118,21	18309,8122	1,4918	1,0183	29816,7016
390	290,7	18408,91	18636,4759	1,4770	1,0186	62692,8824
380	279	18687,91	18969,6874	1,4623	1,0189	66981,7563
370	486,3	19174,21	19309,7467	1,4477	1,0194	39823,0559
360	733,3	19907,51	19656,9759	1,4333	1,0201	27690,7953
350	847,9	20755,41	20011,7211	1,4191	1,0210	25212,9641
340	112,9	20868,31	20374,3557	1,4049	1,0211	192232,4393
330	529,1	21397,41	20745,2825	1,3910	1,0216	42463,2026
320	1379	22776,41	21124,9375	1,3771	1,0230	17507,6103
310	537	23313,41	21513,7938	1,3634	1,0236	46453,1633
300	520,1	23833,51	21912,3656	1,3499	1,0241	49490,8495
290	662,5	24496,01	22321,2136	1,3364	1,0248	40302,8693
280	786,9	25282,91	22740,9506	1,3231	1,0256	35342,7386
270	683,2	25966,11	23172,2488	1,3100	1,0263	42187,3274
260	787,1	26753,21	23615,8476	1,2969	1,0271	38068,3461

250	778,4	27531,61	24072,5630	1,2840	1,0279	39967,5222
240	939,1	28470,71	24543,2992	1,2712	1,0289	34561,3986
230	1148	29618,71	25029,0618	1,2586	1,0301	29670,3105
220	657,5	30276,21	25530,9743	1,2461	1,0307	53415,0625
210	875,2	31151,41	26050,2975	1,2337	1,0316	41644,3667
200	560,8	31712,21	26588,4536	1,2214	1,0322	66726,8327
190	495	32207,21	27147,0556	1,2092	1,0327	77427,4341
180	432,1	32639,31	27727,9447	1,1972	1,0332	90643,7676
170	858,6	33497,91	28333,2358	1,1853	1,0341	47207,6300
160	493,8	33991,71	28965,3770	1,1735	1,0346	83981,1385
150	413,4	34405,11	29627,2254	1,1618	1,0350	102366,4376
140	435,6	34840,71	30322,1467	1,1503	1,0355	99179,2479
130	559,5	35400,21	31054,1475	1,1388	1,0360	79088,9410
120	774,1	36174,31	31828,0547	1,1275	1,0368	58880,8043
110	658,4	36832,71	32649,7639	1,1163	1,0375	71047,2991
100	611,4	37444,11	33526,5922	1,1052	1,0382	78391,3327
90	2053	39497,11	34467,7927	1,0942	1,0403	24817,9600
80	417,9	39915,01	35485,3322	1,0833	1,0407	124167,2960
70	903,3	40818,31	36595,1147	1,0725	1,0417	59196,2649
60	1198,4	42016,71	37819,0032	1,0618	1,0429	46280,0878
50	1088,3	43105,01	39188,3787	1,0513	1,0440	52678,1800
40	406,4	43511,41	40750,9259	1,0408	1,0445	143467,7397
30	881,2	44392,61	42585,0528	1,0305	1,0454	68009,5591
20	1830	46222,61	44835,5495	1,0202	1,0473	34351,2293
10	3014	49236,61	47822,3300	1,0101	1,0505	22380,2773
1	2077	51313,61	51313,6000	1,0010	1,0527	34069,0747

(*) En el caso del río Guadalmedina el modelo LE ($y = a + (-b * (\text{Log}x^c))$) ha seguido la siguiente expresión: $51.313,6 + (-3.491,27 * ((\text{Log}x)^{2,349}))$; por tanto, $a = 51.313,6$; $b = 3.491,27$; $c = 2,349$; $x =$ altitud; $y =$ longitud acumulada.

Para los modelos de Green (1934) y Shulits (1941), x e y significan, respectivamente, longitud acumulada y altitud. En el modelo de Hack (1973) se trabaja con desnivel relativo multiplicado por longitud acumulada y dividido entre longitud del segmento de cauce.

Supl. 2. Perfiles y ecuación ratio LE de cauces con desnivel inferior a 1.000 m y longitud inferior a 10.000 m.



30. B. del Cambrón

29. Ar. de Enmedio

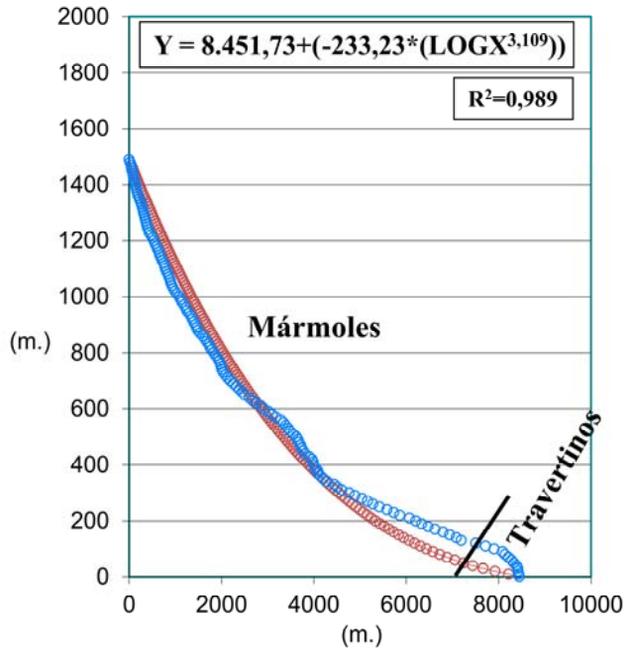
28. Ar. de Taramay

25. Ar. de la Herradura

23. Ar. de Cantarrájan

○ Perfil del cauce modelado ○ Perfil del cauce real

Supl. 3. Perfil y ecuación ratio LE del único cauce con más de 1.000 m. de desnivel y menos de 10.000 m. de longitud. (*)

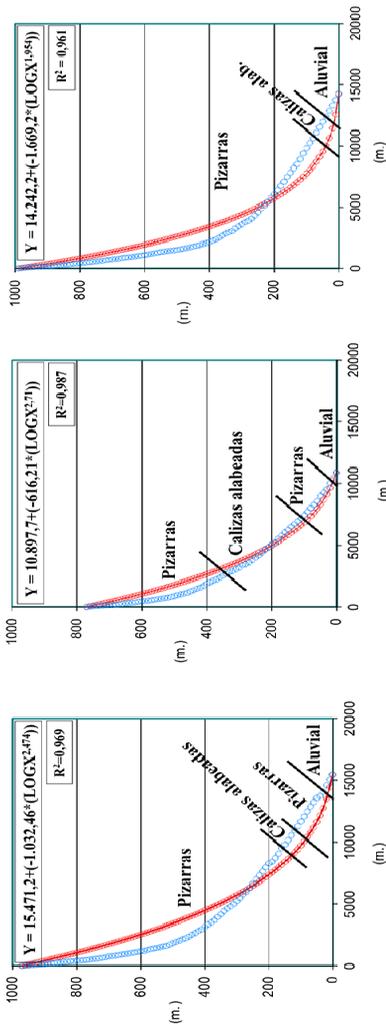


19. Río Sanguino

○ Perfil del cauce modelado ○ Perfil del cauce real

(*) Nótese el fuerte escarpe en su tramo final, donde cae en cascada al mar

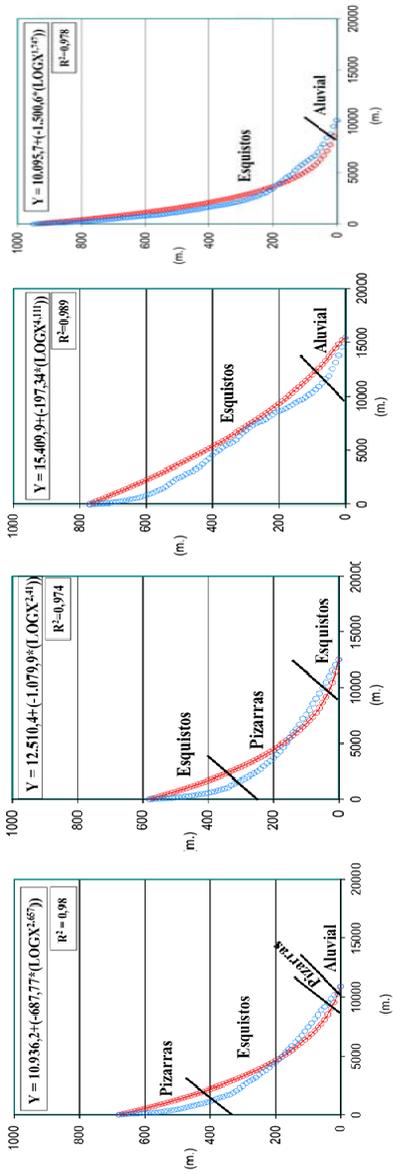
Supl. 4. Perfiles y ecuación ratio LE de cauces con desnivel inferior a 1.000 m y longitud entre 10.000 y 20.000 m.



3. Ar. Jabomeros

4. Ar. Galicia

5. Ar. Totalán



6. Ar. Benagalbón

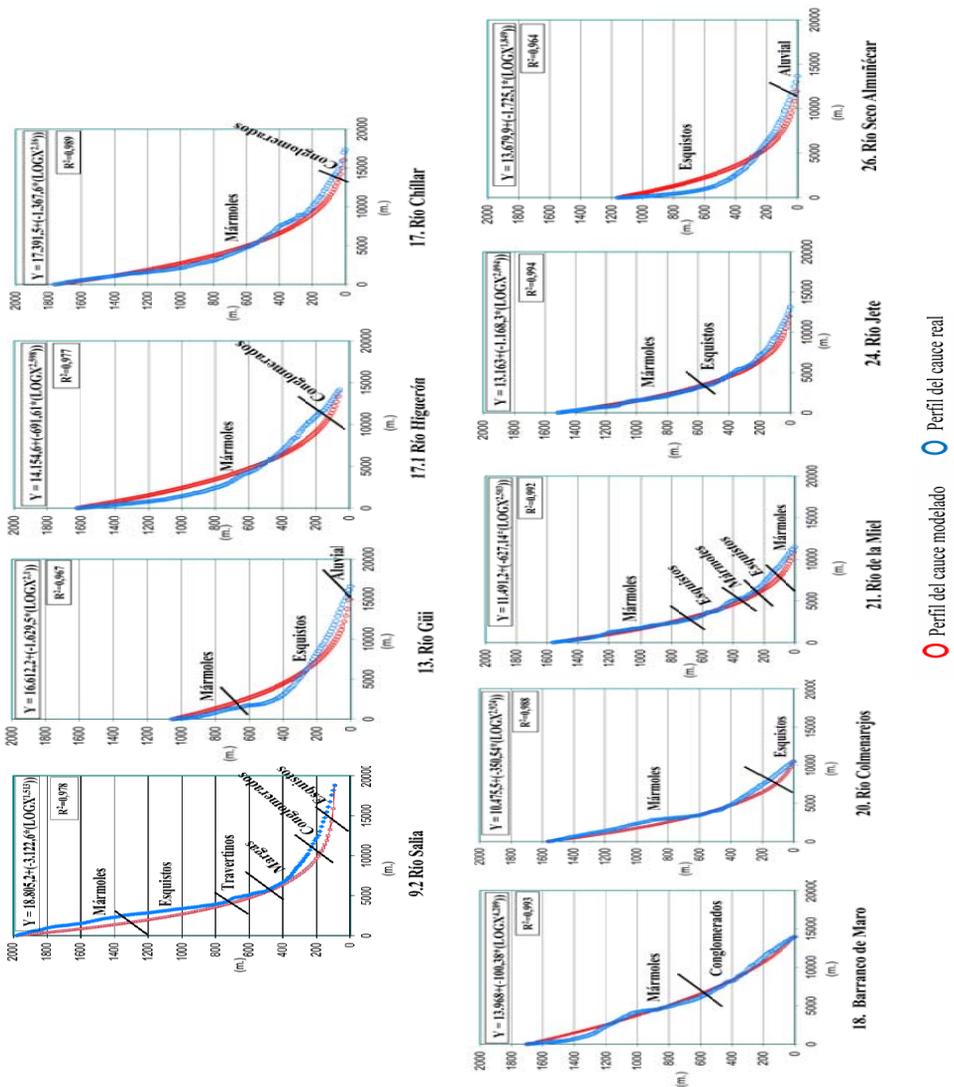
8. Ar. Íberos

10. Río Seco Vézlez

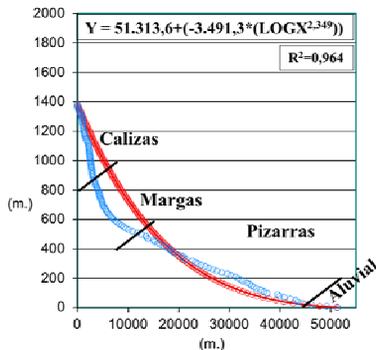
16. Ar. de Meli

○ Perfil del cauce modelado
 ○ Perfil del cauce real

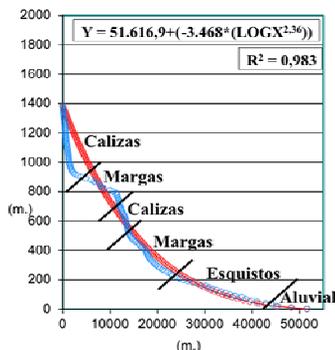
Supl. 5. Perfiles y ecuación ratio LE de cauces con desnivel superior a 1.000 m y longitud entre 10.000 y 20.000 m.



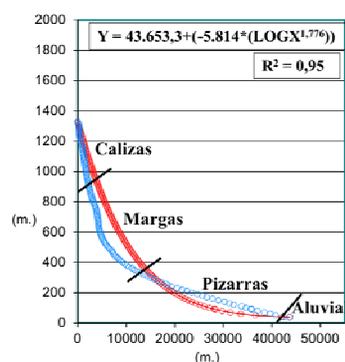
Supl. 6. Perfiles y ecuación ratio LE de cauces con desnivel superior a 1.000 m y, longitud superior a 20.000 m.



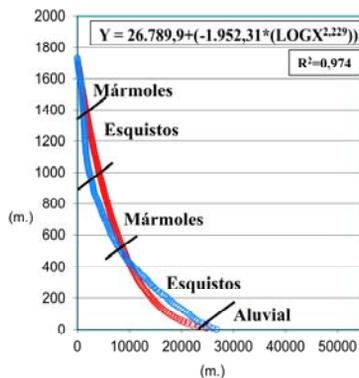
1. Río Guadalmedina



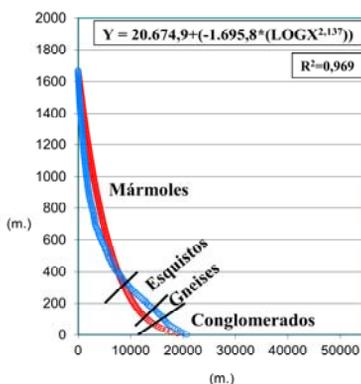
9. Río Vélez



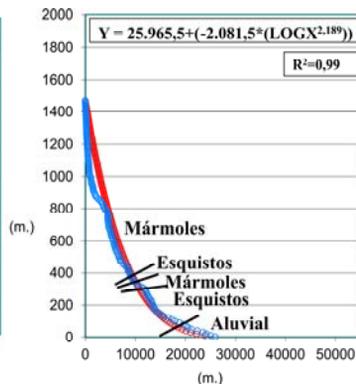
9.1 Río Benamargosa



11. Río Algarrobo



15. Río Torrox



27. Río Verde

○ Perfil del cauce modelado ○ Perfil del cauce real