

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica



**CUANTIFICACIÓN DE LA ACTIVIDAD
GEOMORFOLÓGICA DE CÁRCAVAS DE LADERA
DESARROLLADAS SOBRE ARENAS DEL PIEDEMONT
NORTE DE LA SIERRA DE GUADARRAMA.
QUANTIFICATION OF THE GEOPORPHIC ACTIVITY OF
SAND SLOPE GULLIES IN THE NORTHERN PIEDEMONT
OF THE GUADARRAMA MOUNTAINS**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR**

Ana Lucía Vela

Bajo la dirección de los doctores

José Francisco Martín Duque

Jonathan B. Laronne

Miguel Ángel Sanz Santos

MADRID, 2013



Cuantificación de la actividad
geomorfológica de cárcavas de ladera
desarrolladas sobre arenas del Piedemonte
norte de la Sierra de Guadarrama

*Quantification of the geomorphic activity of sand
slope gullies in the Northern Piedmont
of the Guadarrama Mountains*

Ana Lucía Vela

Tesis Doctoral | Madrid, Mayo 2013

DIRECTORES:

José Fco. Martín Duque, Jonathan B. Laronne y Miguel Ángel Sanz Santos





Universidad Complutense de Madrid
Facultad de Ciencias Geológicas
Departamento de Geodinámica e Instituto de Geociencias (CSIC,UCM)

Programa de doctorado de Hidrogeología, Geomorfología y Ciencias del Suelo.
Aplicaciones en Gestión Ambiental y Riesgos

Memoria para la obtención del título de Doctor

CUANTIFICACIÓN DE LA ACTIVIDAD GEOMORFOLÓGICA DE CÁRCAVAS DE LADERA DESARROLLADAS SOBRE ARENAS DEL PIEDEMONTTE NORTE DE LA SIERRA DE GUADARRAMA

*QUANTIFICATION OF THE GEOMORPHIC ACTIVITY OF SAND SLOPE GULLIES IN THE NORTHERN
PIEDMONT OF THE GUADARRAMA MOUNTAINS*

Memoria de tesis doctoral presentada por **Ana Lucía Vela**

Directores:

Dr. José Francisco Martín Duque
Universidad Complutense de Madrid – IGEO (CSIC, UCM)

Dr. Jonathan B. Laronne
Ben-Gurion University of the Negev, Israel

Dr. Miguel Ángel Sanz Santos
Universidad Complutense de Madrid

Madrid, Mayo, 2013

*A mis padres
y a mis abuelos*

Índice

Resumen	9
Abstract	11
Estructura de la memoria	15
Agradecimientos	17
1 Introducción	23
1.1 Cárcavas y zonas acarcavadas	23
1.1.1 Terminología	23
1.1.2 Origen	24
1.1.3 Procesos geomorfológicos activos	24
1.1.4 Métodos comunes de monitorización de procesos en cárcavas	25
1.1.5 Efectos ambientales	27
1.1.6 Retos en la investigación de cárcavas y zonas acarcavadas	27
1.2 Cárcavas desarrolladas en arenas	28
1.3 Las cárcavas desarrolladas en arenas de la comarca de Pedraza	28
1.3.1 Terminología	28
1.3.2 Origen y singularidad	30
1.3.3 Efectos ambientales	30
1.3.4 Antecedentes geomorfológicos	30
1.4 Objetivos de la tesis	31
1.5 Hipótesis	31
2 Medo físico del área de estudio	35
2.1 Localización geográfica	35
2.2 Contexto geológico	35
2.3. Contexto geomorfológico	37
2.4 Suelos	37
2.5 Clima	35
2.6 Vegetación y usos del suelo	38
3 Procesos geomorfológicos activos, observaciones de campo, métodos y medidas en un sistema singular	43
Resumen	

Lucía, A., Laronne, J. B., y Martín-Duque, J. F., 2011, Geodynamic processes on sandy slope gullies in central Spain – field observations, methods and measurements in a singular system: *Geodinamica Acta*, v. 24, no. 2, p. 61-

4 Monitorización de tasas de erosión a medio plazo en cárcavas a partir de los árboles: Un caso de estudio empleando análisis dendrogeomorfológico de raíces expuestas de pinos en el centro de la Península Ibérica. Procesos geomorfológicos activos- observaciones de campo, métodos y medidas en un sistema singular. 77

Resumen

Bodoque, J. M., Lucía, A., Ballesteros, J. A., Martín-Duque, J. F., Rubiales, J. M., y Genova, M., 2011, Measuring medium-term sheet erosion in gullies from trees: A case study using dendrogeomorphological analysis of exposed pine roots in central Iberia: *Geomorphology*, v. 134, no. 3-4, p. 417-425.

5 Monitorización continua de las tasas de carga de fondo en un pequeño cauce arenoso de alta pendiente longitudinal. 97

Resumen

Lucía, A., Recking, A., Martín-Duque, J.F., Storz-Peretz, Y. and Laronne, J.B. 2013. Continuous monitoring of bedload discharge in a small, steep sandy channel. *Journal of Hydrology* (en proceso de revisión).

6 Producción de sedimentos y conexión entre procesos geomorfológicos en la cuenca de la Barranca de los Pinos	125
6.1 Introducción	127
6.2 Producción de sedimentos en las laderas de alta pendiente	127
6.2.1 Metodología y procedimiento para el análisis de los datos	129
6.2.2 Resultados	130
6.2.2.1 Precisión	130
6.2.2.2 Tasas de erosión y sedimentación	131
6.2.3 Análisis	134
6.3 Producción de sedimentos en laderas de baja pendiente	140
6.3.1 Resultados	141
6.3.2 Análisis	141
6.4 Producción de sedimentos en el cauce	144
6.4.1 Resultados	144
6.4.2 Análisis	148
6.5 Balance de sedimentos en la cuenca de la Barranca de los Pinos	150
6.5.1 Resultados	151
6.5.2 Análisis	151
6.6 Discusión	153
6.6.1 Ventajas y desventajas de los métodos utilizados	153
6.6.2 Variabilidad temporal y espacial de los procesos monitorizados	157
6.6.3 Conexión entre los distintos procesos en la Barranca de los Pinos	159

6.7 Conclusiones	159
7 Conclusiones	167
Referencias	169
Listado de tablas y figuras	181
Anexos	193

Resumen

Las zonas acarcavadas o badlands se encuentran entre las de mayor erosión a nivel mundial. Estas morfologías suelen estar asociadas con materiales finos (arcillas, limos y margas), aunque también aparecen sobre arenas poco consolidadas. Pese a que se han llevado a cabo numerosos estudios acerca de estas morfologías, los trabajos centrados en cárcavas desarrolladas sobre arenas son muy escasos, en especial si se comparan con los existentes sobre otras litologías. Las cárcavas originadas en arenas son comunes en el centro-este de la Península Ibérica, allí donde afloran formaciones de arenas “en facies Utrillas”; estas morfologías parecen estar vinculadas a un origen antrópico, y su elevada producción de sedimentos genera efectos no deseados sobre tierras agrícolas o carreteras, además de alteraciones en cauces fluviales próximos.

El presente trabajo incluye las primeras investigaciones geomorfológicas detalladas en este tipo de formas del terreno en ambientes mediterráneos. Los objetivos han sido identificar y comprender los procesos geomorfológicos más relevantes en una serie de cárcavas desarrolladas sobre laderas arenosas en la comarca de Pedraza (provincia de Segovia), con el fin de llegar a conocer: (a) las tasas de erosión de los distintos procesos que actúan en estas morfologías, (b) la frecuencia con la que los distintos procesos ocurren, (c) los factores y umbrales que los desencadenan, y (d) la conexión que hay entre ellos.

Para conseguir estos objetivos, se han identificado y descrito las formas del terreno que denotan procesos activos en este conjunto de cárcavas, se han reconocido los procesos más activos y se han monitorizado en una cuenca acarcavada de 1.32 ha, representativa de la zona de estudio: la Barranca de los Pinos. En las laderas de alta pendiente de esta cuenca, donde ocurren movimientos gravitacionales, se han hecho levantamientos topográficos de detalle, repetidos en distintas fechas, mediante laser escáner terrestre (TLS- *Terrestrial Laser Scanner*). En las laderas de baja pendiente, la escorrentía y el impacto de las gotas de lluvia se han monitorizado mediante microparcels en distintas unidades de respuesta hidrológica (HRU- *Hydrologic Response Units*); así mismo se han aplicado técnicas dendrogeomorfológicas en raíces expuestas; este muestreo se ha llevado a cabo en toda la zona de estudio pero siempre en la unidad de respuesta hidrológica homogénea de arenas de Segovia expuestas. Finalmente, en el cauce principal, se han medido las tasas de transporte de sedimento mediante dos muestreadores automáticos de carga de fondo tipo Reid (Birkbeck) y muestreadores tipo sifón, así como el caudal, mediante un aforador tipo Parshall.

La combinación de estos métodos, algunos de ellos novedosos, ha proporcionado información acerca de los patrones de erosión y transporte de sedimento dentro de las cuencas acarcavadas. Los resultados obtenidos permiten afirmar que:

- En las laderas de elevada pendiente se han producido movimientos gravitacionales durante el periodo de estudio, fundamentalmente desencadenados por procesos de hielo y deshielo. Las tasas de erosión varían entre 20 y los 200 $\text{kg m}^{-1}\text{a}^{-1}$ dependiendo de la pendiente y son mucho mayores que las medidas en las laderas de bajo gradiente (0,1 - 6 $\text{kg m}^{-1}\text{a}^{-1}$). En estas últimas se ha observado que la litología y la presencia o no de formaciones superficiales y hojarasca tienen una influencia en la respuesta hidrológica y erosiva de las laderas. Las mayores tasas de erosión se han registrado en la misma unidad en la que se han aplicado técnicas dendrogeomorfológicas, con las que se han obtenido tasas de erosión laminar a medio plazo (decenas de años) en el rango de 13 - 18 $\text{kg m}^{-1}\text{a}^{-1}$. Esta diferencia radica fundamentalmente en el periodo de retorno de la precipitación registrada; ello pone de manifiesto que, para estudiar tasas de actividad de procesos geomorfológicos, son necesarios estudios a medio-largo plazo, que incluyan los efectos de eventos de distintos periodos de retorno.
- Las tasas de producción de sedimento registradas en el cauce principal son menores que las esperadas para

cuencas de tamaño similar en ambientes mediterráneos, $74,4 \pm 10,8 \text{ t ha}^{-1}\text{a}^{-1}$. Esto puede estar relacionado con el hecho de que la mayoría del sedimento se transporta como carga de fondo, más del 70%. Esta proporción es la mayor que se ha monitorizado en la naturaleza en ríos de diversa tipología. Una fracción menor (del 0,1 al 28,7%) se transporta como carga en suspensión, y la proporción de sedimento disuelto estimado es mínima (0,002 - 0,244%).

- En cuanto a la conexión entre los distintos procesos, los depósitos de material producido por procesos gravitacionales están conectados con la red hidrológica siempre y cuando el agua discurra por los canales. Sin embargo, los caudales que se han generado en la cuenca de la Barranca de Los Pinos, en el periodo estudiado, no han sido capaces de erosionar todos estos depósitos. Las laderas de baja pendiente están conectadas con los canales siempre que se produzca escorrentía, tanto en las laderas como en el canal. El sedimento exportado en el cauce es menor que el producido en las laderas. Por lo tanto, para todos los eventos estudiados en la Barranca de los Pinos, la producción de sedimentos está limitada a la capacidad de transporte de los caudales de la cuenca.

Las implicaciones de estas contribuciones son significativas, en tanto han permitido aportar conocimiento sobre la actividad geomorfológica de unas formas del terreno comunes del centro-este de la Península Ibérica. A su vez, tienen una aplicabilidad directa para el manejo de la estabilidad de canales fluviales efímeros similares o para la reducción de efectos hidrológicos y ecológicos desde espacios mineros desarrollados en estos ambientes, los cuales se comportan de manera similar a estas cárcavas en ausencia de medidas de restauración.

Palabras clave: Erosión en cárcavas, flujo de carga de fondo, canal efímero arenoso, muestreador de carga de fondo tipo Reid, dendrogeomorfología

Abstract

Badland and gullied areas are among those with highest erosion in the world. Badlands are areas with high drainage density, short high-gradient slopes and narrow interfluvial areas that are usually covered by no vegetation, while gullies are ephemeral channels with vertical and erodible banks. The latter can be divided into valley or slope gullies regarding their physiographic position and the material in which they are developed. Badlands and gullies can have a natural origin, but can also be related to a human transformation of the vegetation cover in highly erodible soils. Most are associated with fine-grained sediments (clays, loam and marls), although they also appear in unconsolidated sands. These landforms are characterized by a high connectivity between the sources and sinks of sediment and by a high diversity of processes that occur within them.

Studies carried out in badlands and gullies developed in sands are scarce. Gullies and badlands originated in sands are common in the east of the Iberian Peninsula, where the sandy Utrillas Formation outcrops. Historical information points out that they appear to be associated with an anthropogenic origin, although this is inconclusive. At some locations, high sediment yields generate offsite effects on nearby agricultural lands, roads and rivers.

The present research is the first detailed geomorphologic study of this landform in a Mediterranean area. Specifically, this study has been conducted in a set of gullies developed on sandy slopes in the North Piedmont of the Guadarrama Mountains, in the region of Pedraza (Segovia province). The objectives of the study have been to identify and understand the most relevant geomorphological processes that occur in these gullies with the aim of acquiring information on: (a) the erosion rates of different processes that operate in these landforms, (b) the frequency with which these processes occur, (c) the factors and thresholds that trigger them, and (d) the coupling between them.

In order to reach these objectives, landforms that denote active process have been identified in a set of gullies. Reconnaissance methods identified the most active processes, which were monitored in a 1.32 ha gullied catchment representative of the study area: the Barranca de los Pinos. In high gradient slopes, where gravitational movements are common, high resolution topographic resurveying was undertaken by Terrestrial Laser Scanning (TLS). In low gradient slopes, sheet and splash erosion were monitored in microplots in six different hydrological response units based on the lithology and surficial cover. Dendrogeomorphological techniques were applied on exposed roots in the hydrological response unit of exposed Segovia sands. Sediment yield from the entire Barranca catchment was measured in the main channel with two autonomous automatic Reid type (formerly termed Birkbeck) slot bedload samplers and siphon samplers; water depth was monitored by a pressure transducer and water discharge was monitored in a Parshall flume and by .

The combination of these methods, some of them innovative, provided information about erosion and sediment transport rates and patterns in the gullied catchments.

Nine different processes operate in this gullied catchment. They include falls, slides, flows, creep, weathering, splash and sheet erosion, rilling, gullying and fluvial activity. During the first monitoring year (2007-2008) no sign of soil or debris creep was detected by means of aligned painted stones and nails. Frequent mass movements of different typologies mobilized more than 1m^3 of sediment on high gradient slopes. Erosion pins recorded an average erosion rate of 11.9 mm y^{-1} with high inter annual variability. Specific sediment yields of $45\text{ t ha}^{-1}\text{y}^{-1}$ and $58\text{ t ha}^{-1}\text{y}^{-1}$ were registered during the first monitoring year by means of two different totalizer sediment traps. The estimated mean volume of sediment deposited in alluvial cones was 2.94 t ha^{-1} in a single event.

Applying dendrogeomorphological techniques on exposed roots, rates of $6.2\text{--}8.8\text{ mm y}^{-1}$ were obtained in the hydrological response unit of the exposed Segovia sands. Roots exposed less than 15 years indicate higher erosion rates than roots exposed during longer periods of time.

Erosion rates on high gradient slopes are in the range $20 - 200 \text{ kg m}^{-1}\text{y}^{-1}$ depending on the slope. The higher erosion rates were obtained in the nearly vertical slopes of exposed sands and the lower, in those with less gradient and covered by carbonate colluvium. In the low gradient slopes, erosion rates ranged from 0.1 to $6 \text{ kg m}^{-1}\text{y}^{-1}$; the higher rates were obtained in the hydrological response unit of exposed Segovia sands while the lower rates in the sands covered by dead pine needles. Differences were also observed in the runoff rate of the low gradient slopes; no correlation was found between the produced sediment and the runoff. The specific sediment yield of the catchment has been estimated to be $74.4 \pm 10.8 \text{ t ha}^{-1}\text{y}^{-1}$. Most of it is exported as bedload ($>70\%$). A smaller fraction ($0.1 - 28.7\%$) is transported as suspended sediment whereas solute yields are minor ($0.002 - 0.244\%$). The detailed study of bedload demonstrated very high bedload fluxes ($>10 \text{ kg s}^{-1}\text{m}^{-1}$) transported by, very shallow water (at most 15 cm). Temporal and spatial variations in bedload flux and texture were observed. These appear to derive from the miniature braided pattern of the sandy bed.

The obtained results allow concluding the following:

- In the high gradient slopes, gravitational movements produced during the studied period were mainly triggered by freeze and thaw processes; they generated deposits of unconsolidated sands at the footslopes. Erosion rates were considerably higher than those registered in the low gradient slopes. In the latter, lithology and the extent of presence of surficial formations or dead pine needles influenced the hydrologic and erosive responses. The highest erosion rates in the low gradient slopes were registered by erosion plots and dendrogeomorphology on the exposed Segovia sands unit. The difference is thought to be mainly due to the return period of rainfall, indicative of the need for medium-long term studies to monitor active geomorphic process at varying frequencies and magnitudes.
- Catchment sediment yields are lower than those from similar sized Mediterranean basins. This can be ascribed to the fact that most of the sediment is transported as bedload, with the highest bedload/suspended ratio measured in Nature in rivers of diverse typology.
- The deposits produced by gravitational processes are coupled with the hydrological network of the catchment. However, the runoff generated in the Barranca de los Pinos during the study period was unable to completely erode these deposits. The low gradient slopes are coupled with the channels when runoff is produced in both channels and slopes. The sediment yield of the channel is smaller than that produced by the hillslopes. Therefore, for all the studied events in the Barranca de los Pinos, the sediment production was transport-limited by the magnitudes of water discharge.

The implications of these findings are significant, since they contribute to knowledge on the geomorphic activity of landforms that have not been studied quantitatively hitherto. They also have a direct application for the management of the stability of similar ephemeral channels and for the decrease of ecological and hydrological damage due to mining that takes place in these environments.

Key words: Gully erosion, bedload flux, sand-bed ephemeral stream, Reid-type slot sampler, dendrogeomorphology

Estructura de la memoria

La memoria de la tesis doctoral consta de un **índice** de contenidos, un **resumen** extendido tanto en español como en inglés, el presente apartado, en el que se explica la **estructura** de los contenidos, y los **agradecimientos**, tanto a personas como a instituciones que han hecho posible que esta investigación. Tras este preámbulo, el grueso del documento se estructura en seis grandes apartados.

En el **Capítulo 1**, una introducción donde se aporta información básica acerca de la terminología tanto en español como en inglés referida a las zonas acarcavadas, sobre el origen de estas morfologías y sobre los procesos geomorfológicos que se dan en las mismas. También se explican algunos de los métodos más comunes en la monitorización de procesos en cárcavas y de los efectos ambientales que generan; y se muestran los retos que aún quedan por alcanzar en la investigación de cárcavas y zonas acarcavadas descritos en la bibliografía. Así mismo, se muestran los estudios antecedentes existentes en la literatura sobre cárcavas desarrolladas en arenas, y se introduce la zona de estudio, las cárcavas de la comarca de Pedraza: la terminología aplicada, su origen y singularidad, sus efectos ambientales y los antecedentes de estudios geomorfológicos en el área estudiada. Este capítulo introductorio termina con los objetivos y las hipótesis de trabajo.

El **Capítulo 2** incluye la descripción del medio físico del área de estudio: localización, contexto geológico y geomorfológico, la edafología, el clima y la vegetación y usos del suelo.

Los tres siguientes capítulos comprenden el grueso de resultados obtenidos en esta tesis, y están formados por tres artículos publicados o en proceso de revisión en revistas internacionales indexadas. Dado que el texto de estos artículos se reproduce íntegramente, y dado que en ellos se describen detalladamente los métodos utilizados para la consecución de los resultados, no se ha incluido en esta tesis un capítulo destinado exclusivamente a la descripción de las metodologías empleadas.

El **Capítulo 3** presenta el inicio de la investigación, la descripción de las formas dentro de las cárcavas que denotan procesos geomorfológicos activos en las mismas, la caracterización de varios procesos mediante métodos de reconocimiento, y los primeros resultados de la monitorización de los procesos más activos en la cuenca de la Barranca de los Pinos.

El **Capítulo 4** incluye el estudio de las tasas de erosión a medio plazo en arenas expuestas, empleando análisis dendrogeomorfológicos en raíces expuestas de pinos.

El **Capítulo 5** muestra los resultados obtenidos mediante la monitorización continua de la carga de fondo en el cauce principal de la Barranca de los Pinos.

El **Capítulo 6**, escrito en castellano, incluye los resultados obtenidos mediante distintas metodologías en la Barranca de los Pinos durante todo el periodo de monitorización incluido en la tesis. Además, en este capítulo se analizan y discuten todos los resultados obtenidos (publicados e inéditos), durante la realización de esta tesis doctoral, referidos tanto a las distintas unidades morfológicas de las cárcavas, como la conexión entre las mismas.

El **Capítulo 7** presenta las conclusiones generales obtenidas.

Posteriormente se recogen las **referencias** utilizadas, la **lista de figuras y tablas** y los **anexos**. Los anexos incluyen los resúmenes de artículos y de congresos fruto de colaboraciones con otros investigadores durante el transcurso de esta tesis doctoral, que aunque no forman parte de la misma, han sido fundamentales dentro del proceso formativo; finalmente, se incluye el *Currículum Vitae* de la doctoranda.

Agradecimientos

Quizás este sea el apartado que más ilusión me ha hecho escribir de toda la tesis, debido al enorme agradecimiento que siento hacia todas las personas e instituciones que han hecho posible este trabajo.

El primer y principal agradecimiento es para mí supervisor, José Francisco Martín Duque, por aceptar dirigirme en esta aventura durante la que me ha transmitido su entusiasmo por entender cómo funcionan los paisajes. Gracias por su comprensión, disponibilidad, generosidad, humildad, por haberme asesorado y al mismo tiempo dado libertad en este proyecto, poniendo a mi alcance todas las facilidades posibles para que pudiera realizar esta tarea. También, por los viajes en la A6 con buena música y buena conversación, y, sobre todo, por su amistad.

Gracias a John Laronne, por aceptar unirse a José Francisco y a mí en este proyecto. Por contestar ese e-mail lleno de dudas de una estudiante de doctorado de España; y por su disponibilidad y paciencia para ayudarme en la búsqueda de soluciones, pero sobre todo, en la búsqueda de nuevas preguntas. Y por ser el mejor *polish father*. *Todá rabá*.

A Miguel Ángel Sanz debo agradecer su disponibilidad para colaborar en diversas tareas de campo, especialmente con el Láser Escáner Terrestre; su ayuda ha sido esencial en la elaboración de los datos obtenidos con el mismo, así como en diversos aspectos relacionados con la informática.

No puedo dejar de mencionar en estas líneas a Andy Godfrey, quién motivó e ideó el proyecto de investigación. También quiero agradecer a Andrea Salvadori y a Manuel Irimia, porque, sin ellos saberlo, me abrieron los ojos a los mundos de la geología y de la investigación. Además, antes de comenzar la tesis, colaboré con el trabajo de campo realizado por Satur de Alba y también en Portugal, con Jacob Keizer y el resto del equipo de Erosfire, midiendo la erosión de suelo terrenos agrícolas y en bosques quemados respectivamente. Ambas experiencias han sido muy útiles en los años posteriores.

La presente tesis doctoral ha sido financiada con una beca predoctoral de la Universidad Complutense de Madrid, convocatoria 2007, y con dos proyectos de investigación financiados por el Ministerio de Ciencia y Tecnología (CGL-2006-07207 y CGL2010-21754-C02-01). Así mismo, agradezco la autorización para instalar instrumental científico en el terreno del Ayuntamiento de Orejana.

Me gustaría agradecer la exhaustiva labor de revisión de la tesis llevada a cabo por Celso García, Estela Nadal Romero, Frédéric Libéault y Mark Powell, así como a los revisores de los artículos que forman parte de la presente tesis; también a los revisores de otros trabajos realizados, porque las correcciones de todos ellos me han ayudado a aprender y han mejorado el resultado final.

Gracias a este trabajo, he tenido el gusto de poder colaborar con gente maravillosa, espero que esto sólo sea el inicio y que podamos seguir trabajando juntos. Quiero dar las gracias al grupo de restauración ecológica en el Alto Tajo: Cristina Martín Moreno, siempre disponible para lo que hiciera falta, ha sido un verdadero placer compartir este camino con una amiga así; Ignacio Zapico, gracias por ayudar en todo lo posible y porque su trabajo y ganas sirven, de alguna manera, para dar continuidad a esta tesis; también a José Manuel Nicolau y Lázaro Sánchez, por transmitir su ilusión y ganas de dejar este mundo mejor de cómo lo encontraron. Al equipo "Dendro" con José M. Bodoque a la cabeza, gracias por enseñarme a descifrar los anillos de los árboles, por vuestra generosidad y paciencia conmigo. A Juan Ballesteros, gracias por ser un referente, por su entusiasmo, iniciativa, apoyo y compañerismo. Gracias también a Andrés Díez, por estar disponible para cualquier cuestión, por sus ganas e ilusión que consiguen motivar a los demás. A Mar Génova, Juan M. Rubiales, Markus Stoffel y Christophe Corona, gracias por entusiasmarse con las cárcavas de la comarca de Pedraza. En mi estancia en el Cemagref de Grenoble, pude trabajar con Alain Recking, su ayuda ha sido esencial, gracias por su paciencia, ánimos y buena disponibilidad. Colaborar con Yael Storz-Peretz ha sido otro lujo, gracias por su ayuda con el TLS, hospitalidad y amistad.

Además de las personas ya nombradas, ha habido una gran cantidad de gente que me ha asesorado y aconsejado

en distintos momentos de la realización de la tesis. Gracias a Silvia Pérez, Luis Merino y Mariano Moreno por enseñarme el instrumental instalado en la zona minera de Utrillas, también a Silvia por sus consejos para diseñar las microparcelas y a Luis por facilitarme la tarea de maquetar la tesis. Gracias a: Walter Bertoldi, por su enorme ayuda con el modelo para calcular la carga de fondo; a Mohamed Naim, por su ayuda para crear un macro para tratar los datos de la carga de fondo y a Damiá Vericat, por su accesibilidad e impartir un curso sobre TLS. También quiero agradecer a Ramón Batalla, José A. López Tarazón, Ronel Barzilai, Frédéric Libéault, Nicole Mathys y Pauline Leduc por su amabilidad y tiempo para mostrarme los diversos experimentos en campo y laboratorio relacionados con la erosión en cárcavas y el transporte de carga de fondo. En distintos congresos nacionales e internacionales he podido coincidir con distintos profesionales como Aaron Yair, Julia Alexandrov y Alon Yaron, entre otros, con los que he podido discutir distintos aspectos de la presente tesis y su visión crítica siempre ha sido enriquecedora. En la misma línea no puedo dejar de mencionar a algunos de los profesores y compañeros del departamento: Guillermina Garzón, José Ortega y David Uribebarrea, de nuevo tengo que agradecer a Satur de Alba su ayuda para eliminar la pendiente a las nubes de puntos obtenidas con el TLS. Y finalmente, gracias a Ricardo García por su asesoramiento acerca los análisis estadísticos y a Florián García por su asesoramiento en cuestiones de topografía.

En esta tesis hay un gran volumen de trabajo que ha requerido una enorme cantidad de ayuda. Quiero destacar que todos mis directores de tesis han participado activamente en los trabajos de campo. Los hermanos Víctor y Toño Muñoz han facilitado enormemente los trabajos en la Barranca de los Pinos. Carlos de Andrés ha sido esencial en el diseño y la construcción de los diferentes instrumentos de monitorización, es una suerte contar con un herrero experto en geomorfología y entusiasmado con el trabajo de campo. Las familias Martín-Duque (Pilar, Pepe, Angelines, Ángel, Ana y Lucía) y Martín-Moreno (Ángel, Marce, Ángel, Gema y Manuel), así como a Cecilia Corrado; han ofrecido un apoyo logístico fundamental e incondicional. Gracias por vuestra amabilidad y disponibilidad. Y, aunque la lista es larga, no quiero dejar de mencionar a todos los que hicieron posible que no fuera sola a hacer los inventarios de formas que denotan procesos geomorfológicos activos, quienes colaboraron en la instalación de las distintas trampas de sedimento y las microparcelas, a los que ayudaron en la monitorización, quienes cargaron con el TLS y sus baterías por las laderas de las cárcavas y aquellos que contaron trazadores y midieron la infiltración: Jorge Martín Manzananas, Fuencisla Vicente, Sandra Martínez, Agustín Blanco, Javier y Javi Lucía, Giorgio Anfuso, Fer Real, Elí Serrano, Roberto Vacas, Mario Fernández, Esther Lucía, Enrique García, Pedro López, Mavela Abad, Marco y Simón Sanchez, Néstor Hernando, Ignacio Garoa e Ignacio Gutiérrez, así como numerosos estudiantes de la licenciatura de ciencias geológicas que ayudaron voluntariamente en el trabajo. Quisiera agradecer también a Guillermo Pinto, quien realizó la gran mayoría del trabajo de laboratorio con las muestras de carga de fondo y suspensión y a Miguel Ángel Moreno, que pulió las muestras para el análisis dendrogeomorfológico.

Gracias a mis compañeros de doctorado María Alcázar, Rut Sánchez, Virginia Ruiz, Ivón Cermeño, Fernando Barbero, Antonio Oláiz, Andrea Martín; así como a los demás compañeros de la facultad (Sara, María, Cristina, Marta...) por las cálidas y reconfortantes conversaciones en la fría facultad de geología.

Tengo que agradecer a Francesco Comiti su confianza en mí aun cuando me quedaba mucho por demostrar, y su paciencia conmigo en este tiempo en el que he compaginado el eterno final de la tesis con el trabajo acerca de transporte de material leñoso.

Por último, quiero agradecer a mis padres que me hayan educado para elegir libremente y que me hayan apoyado siempre e incondicionalmente en cada decisión que he tomado en mi vida, gracias a ellos soy quien soy y estoy ahora aquí. A Jorge Martín Manzananas, mi mejor amigo, el que más me ha apoyado a lo largo de la tesis, quien más se ha alegrado por mis pequeños logros y quien más ha sufrido mis días malos; gracias, sin ti, no hubiera sido posible. A mi hermano, al resto de mi familia y amigos: los del África, las del instituto, los colineros y flatulines, los de Peñarrubias, Pinillos y Navas de Oro, los de la carrera, los de Grenoble y Bolzano. Gracias por vuestro apoyo y por todos los buenos momentos juntos.

Y ya, para terminar, tengo que agradecer a la tesis todas las oportunidades que me ha brindado, la gente y los lugares maravillosos que he conocido en este tiempo. Aunque nuestra relación ha tenido sus más y sus menos, ha hecho que me conozca mejor, que pruebe mis límites, que abra y ejercite mi mente. Me ha hecho crecer y me ha abierto la puerta a un mundo en el que es posible y necesario no parar de aprender cada día. Gracias.



Capítulo 1



Foto: Alberto Carrera

1 Introducción

1.1 Cárcavas y zonas acarcavadas

1.1.1 Terminología

Las zonas acarcavadas se definen en la enciclopedia de geomorfología de Fairbridge (1968) como zonas de alta densidad de drenaje con laderas cortas de elevada pendiente, con interfluvios estrechos que normalmente terminan de manera abrupta en pequeños piedemontes y que a menudo carecen completamente de vegetación. Bryan y Yair (1982) las definen como paisajes intensamente diseccionados, con pendientes cortas de gran gradiente e interfluvios que solo pueden soportar escasa vegetación y no son apropiadas para la agricultura.

Relacionados con las zonas acarcavadas (*badlands*) están las cárcavas o barrancos (*gullies*) que se encuentran entre las formas de erosión originadas por escorrentía concentrada más destructivas y espectaculares (Fairbridge, 1968). Hay varias definiciones para las cárcavas o *gullies* y, aunque todas ellas coinciden en que son canales de drenaje o cauces que transmiten flujos efímeros, difieren en la descripción de la morfología. Las definiciones más comunes describen las cárcavas como formas erosivas lineares, de paredes verticalizadas y cuyas dimensiones son mayores que un valor de referencia; por ejemplo, son mayores de 30 cm de anchura y de 60 cm de profundidad (Bryce, 1966); o como formas erosivas lineares que no puede ser labradas (FAO, 1965). Pero estas definiciones no resultan del todo adecuadas, ya que la primera utiliza un valor arbitrario y la segunda sólo se refiere exclusivamente a cárcavas desarrolladas en zonas agrícolas, y es una definición variable dependiendo del tipo de maquinaria disponible. Torri y Borselli (2003) definen las cárcavas como incisiones lineares caracterizadas por periodos de erosión intensos con unas dimensiones suficientemente grandes como para ser consideradas una forma permanente en el paisaje. Sin embargo, Poesen et al. (2003) también hablan de *gullies* efímeros, definiéndolos como canales

formados por escorrentía concentrada que pueden ser eliminados fácilmente mediante labores agrícolas, pero que volverán a formarse en la misma localización en sucesivos eventos erosivos. Todas las definiciones mostradas hasta ahora tratan fundamentalmente de diferenciar las cárcavas de los regueros (*rills*), mientras que la diferencia entre *gully* y *badland* no se especifica. Gallart et al. (2002) puntualizan que las cárcavas pueden iniciar o reactivar el desarrollo de las zonas acarcavadas. Poesen et al. (2003) reconocen que la transición entre las morfologías provocadas por la erosión hídrica concentrada (regueros, cárcavas efímeras y permanentes, zonas acarcavadas, cauce fluvial) es continua por lo que cualquier división sigue un criterio de algún modo subjetivo.

Así mismo, las cárcavas o *gullies* se dividen en dos subtipos: las cárcavas de fondo de valle o aluviales y las cárcavas de ladera o coluvionares, atendiendo a su posición fisiográfica (Campbell, 1997) y al material en el que se desarrollan (Brooks et al., 2009). Estas dos morfologías no siempre se distinguen, sin embargo, aunque claramente existe una continuidad entre ambas, son diferentes y están relacionadas con procesos distintos (Brooks et al., 2009).

A esto se le añade una ambigüedad dada por las traducciones entre distintas lenguas, ya que *badlands* se traduce, en la literatura científica escrita en castellano como zonas, paisajes o áreas acarcavadas (Nadal-Romero, 2008; Gallart, 2009; Regüés et al., 2009) o directamente cárcavas (Nadal-Romero, 2008; Regüés et al., 2009), así como zona con abarrancamientos o simplemente abarrancamientos (Calvo-Cases et al., 2011). Así mismo, el término anglosajón *badlands* es frecuentemente aceptado en la literatura científica en castellano (Nadal-Romero, 2008; Calvo-Cases et al., 2011). En general, estos términos engloban la idea de que los *badlands* ocupan un área de cierta extensión. Aunque, en ocasiones dentro de un mismo trabajo, llegan a acuñarse varios términos para referirse a una misma morfología. Por otro lado el término *gully* se traduce también como cárcava (Calvo-Cases et al., 2011), o barranco (Gallart, 2009; Martínez-Casasnovas

y Ramos, 2009), y se utiliza para reflejar morfologías lineares. La extensión espacial, y no solo la morfología, divide estas dos formas, por lo tanto, estudios hechos a distinta escala de detalle podrían denominar de forma distinta una morfología específica.

Además, dada la amplia extensión geográfica de las zonas acarcavadas, existen otros términos referidos a morfologías acarcavadas adoptados desde distintos idiomas que también están aceptados en la literatura científica internacional: *ravine*, de origen francés y utilizado para formas similares a las cárcavas de ladera, pero de mayor escala (Oostwoud Wijdenes y Ergenzinger, 1998). *Arroyo*, término de origen castellano que en su adopción al inglés se refiere a cárcavas de valle, aunque también a morfologías de mayor escala (Bull y Kirkby, 1997). *Donga*, es el término sudafricano para referirse a los gullies (Dlamini et al., 2011). Finalmente, *calanchi*, término italiano empleado para denominar zonas acarcavadas (Della Seta et al., 2007). A pesar de la extensa literatura científica relacionada con este tipo de morfologías, existe controversia y escaso acuerdo en la definición exacta de cada término (Campbell, 1997).

1.1.2 Origen

Las zonas acarcavadas se encuentran entre las de mayor erosión en el mundo (Poesen et al., 2003; Nadal-Romero et al., 2011). El sustrato de estas formas del terreno está caracterizado normalmente por materiales escasamente consolidados o poco cementados y, en su mayoría, por materiales finos (arcillas, limos y margas), aunque también pueden encontrarse en arenas poco consolidadas (Bryan y Yair, 1982). De manera predominante, se desarrollan en materiales horizontales y rocas relativamente impermeables (Campbell, 1997). Las zonas acarcavadas ocupan un amplio rango de condiciones climáticas, aunque típicamente se encuentran en áreas semiáridas con un marcado contraste estacional y, en menor medida, en regiones semihúmedas o húmedas y también en zonas desérticas (Bryan y Yair, 1982; Campbell, 1997; Torri et al., 2000; Gallart et al., 2002; Nadal-Romero et al., 2011).

Los procesos relacionados con el origen de las cárcavas se caracterizan por alterar la cubierta vegetal en suelos o regolitos altamente erosionables. La alteración de la cubierta vegetal puede ser el resultado de procesos antrópicos, como prácticas agrícolas inapropiadas, sobrepastoreo, construcción, actividades extractivas o depósitos de escombreras, o contaminación industrial, (Campbell, 1997). Así mismo, la cubierta vegetal puede ser alterada por factores relacionados con cambios climáticos, tales como sequías severas, las cuales podrían causar una intensa erosión en cárcavas (Torri et al., 2000). Pero no sólo es la cubierta vegetal la que determina la ocurrencia de cárcavas, otros factores muy vinculados con el contexto geológico como son el nivel de base (Bowman et al., 2010), la tectónica y el relieve, pueden ser determinantes para la formación de cárcavas (Gallart et al., 2002), así como un incremento en la frecuencia de eventos extremos (Valentin et al., 2005).

La distribución espacial de las cárcavas se ha intentado predecir con distintos modelos que relacionan umbrales topográficos (pendiente y área de drenaje) e hídricos (Poesen et al., 2003) para condiciones determinadas de litología y uso de suelo. Pero estos umbrales pueden modificarse si se aumenta o disminuye la biomasa o vegetación al cambiar el uso del suelo (Poesen et al., 2003).

1.1.3 Procesos geomorfológicos activos implicados

Son muchos los procesos relacionados con la evolución de los paisajes acarcavados, entre los que se encuentran la meteorización, la erosión por salpicadura, el escorrentía superficial no concentrada, la sufusión, los procesos gravitacionales y fluviales, así como la actividad antrópica (Bryan y Yair, 1982; Campbell, 1997). El resultado de estos procesos es un amplio abanico de formas del terreno dentro de los propios *badlands*. Así mismo, los distintos procesos que tienen lugar en las zonas acarcavadas son altamente variables, dependiendo de la zona de estudio o la escala espacial, de manera que no se considera apropiado extrapolar los resultados

(Bryan y Yair, 1982).

Finalmente, una de las características de la erosión en cárcavas es su alta conectividad desde las áreas fuente de sedimentos hasta las zonas de deposición, si a esto le sumamos que la diversidad de procesos es amplia, resultan zonas ideales para el estudio de la conexión entre distintos procesos (Harvey, 1997; Harvey, 2001; Faulkner, 2008; Godfrey et al., 2008; Gallart et al., 2013).

1.1.4 Métodos más comunes de monitorización de procesos activos en cárcavas

Dada la gran diversidad de procesos, las cárcavas y zonas acarcavadas se han estudiado con distintos enfoques técnicos, cuyas ventajas y desventajas se analizan en la Tabla 2.

- Los procesos de meteorización han sido estudiados mediante la monitorización de otros parámetros como son el espesor del regolito (Marín y Desir, 2008), la temperatura (Regües et al., 2000) y la humedad del regolito (Regües et al., 1995; Nadal-Romero et al., 2007).
- Los movimientos gravitacionales también son diversos dentro de las zonas acarcavadas. Reptación y flujos de barro han sido estudiados usando pequeñas agujas o clavos (Godfrey et al., 2008); el volumen movilizado por flujos de barro ha sido cuantificado (Marín y Desir, 2008) y los movimientos en masa producidos en las laderas de las cárcavas, así como los procesos de abarrancamiento, se han analizado mediante la comparación de Modelos Digitales de Elevación (DEM) elaborados mediante fotogrametría o mediante fotografías aéreas tomadas antes y después del periodo a estudiar (Martínez-Casasnovas et al., 2009), así como otros levantamientos topográficos (Giménez et al., 2009).
- La erosión laminar o erosión hídrica no concentrada se ha estudiado mediante agujas de erosión (Crouch, 1990; Sirvent et al., 1997; Godfrey et al., 2008); se ha medido la variación en la altura en pedestales (Della Seta et al., 2007), y mediante microparcels cerradas que se han usado para monitorizar la erosión laminar con lluvia natural así como con experimentos de simulación de lluvia (Regües y Gallart, 2004; Mathys et al., 2005). La dendrogeomorfología se ha empleado para obtener tasas a medio plazo de erosión laminar (Corona et al., 2011) y se ha combinado con láser escáner terrestre para mejorar la extrapolación espacial de los resultados (Lopez Saez et al., 2011). Finalmente, mediante métodos de teledetección como inSAR (Lee y Liu, 2001) o imágenes de satélite (Alatorre y Begueria, 2009; Nadal-Romero et al., 2012), se pueden identificar las zonas con elevada erosión como son las zonas acarcavadas mediante
 - Los regueros en cárcavas se caracterizan por una mayor permanencia temporal que aquellos desarrollados en laboratorios o en otros ambientes, como los campos agrícolas. La erosión en regueros en zonas acarcavadas se ha medido mediante la caracterización de patrones de red de drenaje y de la morfología de los regueros (Kasanin-Grubin y Bryan, 2004) o mediante el muestreo de la escorrentía y del sedimento de la cuenca de drenaje mediante distinto instrumental como por ejemplo colector con divisores de escorrentía tipo Geib (Sirvent et al., 1997), o un colector totalizador tipo cajón (Godfrey et al., 2008).
 - Los procesos de acarcavamiento se han monitorizado mediante dendrogeomorfología (Vandekerckhove et al., 2001; Malik, 2008). Otro método es la comparación de modelos digitales de elevación (DEM, *Digital Elevation Models*) (Giménez et al., 2009) o de fotografías aéreas (Alexander et al., 2008; Martínez-Casasnovas et al., 2009) obtenidos en dos momentos distintos, por lo que se mide la erosión media durante dicho periodo.

Tabla 1.1 Ventajas e inconvenientes de métodos de medida directa de la erosión en cárcavas

métodos directos para medir la erosión en cárcavas	ventajas	inconvenientes
microperfiladores topográficos	Precisión aceptable para la estimación del rebajamiento del suelo	Una buena resolución temporal requiere un gran esfuerzo y mucho tiempo de dedicación. Solamente es válido para las secciones monitorizadas.
agujas o barras	Precisión aceptable para la estimación del rebajamiento del suelo. Es posible adquirir una adecuada cobertura espacial.	Una buena resolución temporal requiere un gran esfuerzo y mucho tiempo de dedicación. Las propias agujas y barras interfieren en el proceso erosivo, pendiente longitudinal añadiendo incertidumbre a las medidas.
cuencas experimentales	Buena resolución temporal, incluso con medidas continuas de distintos parámetros.	No hay un adecuado control de la distribución de los procesos ya que el único punto de control es la salida de la cuenca experimental, obteniendo tasas medias de toda la cuenca. Elevado coste.
parcelas experimentales	Buena resolución temporal, incluso con medidas continuas de distintos parámetros. Las parcelas cerradas permiten una buena comparación de distintos usos del suelo o unidades de respuesta hidrológica.	Solo son representativas de las condiciones de la parcela monitorizada, la extrapolación espacial de los datos resulta difícil. Una buena resolución temporal requiere un gran esfuerzo y mucho tiempo de dedicación. Si las parcelas están cerradas tienen un tiempo de vida limitado.
métodos microtopográficos multitemporales (fotogrametría, LIDAR, inSAR, Terrestrial Laser Scanner)	Cobertura espacial uniforme. Precisión aceptable en la estimación de rebajamiento de suelo y de procesos gravitacionales.	Una buena resolución temporal requiere mucho tiempo de trabajo y un elevado coste económico. Se obtienen medidas puntuales, por lo que son valores medios que normalmente no corresponden a eventos individuales.
radioisótopos (¹³⁷ Cs)	Cobertura espacial uniforme Precisión aceptable en la estimación de rebajamiento de suelo.	Método caro y que requiere laboratorio e instrumental complejo.
dendrogeomorfología	Alta precisión en la estimación del rebajamiento o depósito del suelo. Estimación de tasas medias así como de eventos concretos. Permite obtener tasas de erosión o depósito a medio plazo.	Precisión temporal anual o estacional (madera temprana y tardía). No hay una distribución homogénea de los puntos de muestreo. Conseguir resultados estadísticamente significativos requiere mucho tiempo y esfuerzo.

- La producción de sedimento a escala de cuenca se ha estudiado monitorizando distintos parámetros como el caudal, la concentración de sedimento en suspensión y la concentración de sólidos disueltos, así como tasas de carga de fondo. Normalmente, las cuencas con zonas

acarcavadas que se han monitorizado son pequeñas (de 0,1 ha a 1 km²) (Laronne y Shen, 1982; Latrón y Gallart, 1995; Regües et al., 2000; Chocron et al., 2007; Godfrey et al., 2008; Nadal-Romero et al., 2008a; Nadal-Romero et al., 2008b; Soler et al., 2008).

1.1.5 Efectos ambientales

Así mismo, la erosión en cárcavas tiene afección en la actividad antrópica y en los ecosistemas en distintos aspectos. Es un proceso importante en la pérdida de suelos en zonas agrícolas y además implica un tiempo de trabajo y un esfuerzo para los agricultores intentar controlar el crecimiento de las cárcavas. Además el proceso de acaravamiento puede dañar infraestructuras (puentes, tuberías o carreteras).

La presencia de cárcavas, en términos generales, aumenta la conectividad en el sistema, acelerando tanto los flujos de sedimento como los hídricos (Poesen et al., 2003). En las cuencas afectadas, el sedimento erosionado agrava los problemas en las avenidas (Bull y Kirkby, 2002) y juega un papel importante en el relleno de los embalses (Bull y Kirkby, 2002; López-Tarazón et al., 2009). La conectividad hídrica puede suponer un problema en las zonas áridas ya que la existencia de cárcavas disminuye la infiltración; o por el contrario, en zonas donde el suelo se caracteriza por una corteza que dificulta la infiltración, el agua se infiltra en el fondo de las cárcavas (Valentin et al., 2005).

Además el sedimento que llega a los cauces fluviales desde las zonas acaravadas por efecto del aumento de la conectividad, no sólo afecta a los embalses, sino que también altera los ecosistemas acuáticos, al modificar la granulometría del lecho de los ríos por la llegada de material más fino (López-Tarazón et al., 2011) lo que puede incrementar la tensión de corte crítica necesaria para movilizar el material del lecho (Barzilai et al., 2012). Esto altera el hábitat y por lo tanto a algunas especies acuáticas se ven afectadas disminuyendo su población (Martín-Moreno et al., 2008).

Al igual que la cubierta vegetal afecta a la formación de cárcavas, las cárcavas afectan a la cubierta vegetal. Para entender esta interrelación es imprescindible estudiar y entender los dos procesos (Osterkamp et al., 2011). Recientemente han aumentado los estudios en zonas acaravadas en los que se analiza el papel de la vegetación (Bochet et al., 2009; Gallart et al., 2013).

1.1.6 Retos en la investigación de cárcavas y zonas acaravadas

La investigación en zonas acaravadas cuenta con gran interés en todo el mundo, las razones que justifican este interés pueden ser la inmediatez y velocidad de los procesos, lo que convierten los paisajes acaravados en pequeños laboratorios geomorfológicos (Gallart et al., 2013). Desde hace tres décadas crecen de manera constante las publicaciones científicas en este campo (Gallart et al., 2013).

Sin embargo, aún quedan cuestiones por resolver o que pueden ser mejor enfocadas y por ello aún se requiere más esfuerzo en su investigación (Torri et al., 2000). El estudio de zonas acaravadas o erosión en barrancos aún presenta retos tales como:

- Entender la erosión en tiempos históricos y los procesos de iniciación de los barrancos; es decir, el origen de estas morfologías, ya que ayudados de este conocimiento se podrían evitar la formación de nuevas cárcavas por actividad antrópica (Poesen, 2011). Esto implica aumentar las medidas a medio y largo plazo que incluyan el efecto de eventos extremos, los cuales realizan una contribución importante a la erosión total pero son pocos conocidos (Gallart et al., 2013); sin embargo, dichos estudios son caros y consumen mucho tiempo, por lo que habría que seguir investigando en nuevas técnicas de monitorización que permitan adquirir este tipo de datos (Poesen, 2011).
- Comprender la interacción de los procesos de erosión en cárcavas con otros procesos de degradación del suelo hídricos, gravitacionales, de sufusión o procesos antrópicos como el laboreo y la nivelación del terreno bien para construcción o por motivos agrícolas (Poesen, 2011).
- Desarrollar modelos fiables que sean capaces de predecir tanto las tasas de erosión como la evolución (formación y relleno) de cárcavas y barrancos a varias escalas espaciales y tempo-

rales (Poesen, 2011; Gallart et al., 2013).

- Proveer bases para tomar medidas de control eficaces y efectivas para controlar la erosión y evitar el inicio de las cárcavas (Bryan y Yair, 1982; Poesen et al., 2003; Poesen, 2011), así como medidas efectivas para mantener estas morfologías allí donde este interés sea el prioritario (Gallart et al., 2013).

Superar estos retos ayudará a comprender mejor cuáles son las tasas de erosión y de relleno de cárcavas y barrancos en distintos rangos espacio-temporales y en distintos ambientes. También a conocer los efectos de la erosión en cárcavas en la producción de sedimentos, la intensidad de los procesos hidrológicos y la evolución del paisaje.

1.2 Cárcavas desarrolladas en arenas

Las cárcavas suelen estar asociadas con materiales finos (arcillas, limos y margas), aunque también pueden encontrarse en arenas poco consolidadas (Bryan y Yair, 1982; Campbell, 1997). Sin embargo, los estudios sobre cárcavas desarrolladas en arenas son mucho menos numerosos que en otras litologías (Tabla 2). Aunque no se puede asumir el hecho de que los estudios sean escasos porque las cárcavas desarrolladas en materiales arenosos son poco comunes, sí que contrasta con el interés que siempre han despertado en los geomorfólogos las zonas acarcavadas (Bryan y Yair, 1982; Torri et al., 2000; Howard, 2009; Gallart et al., 2013).

Una explicación racional de la escasez de estudios desarrollados en arenas es su baja estabilidad en intervalos de tiempo geo(morfo)lógicos. Okagbue y Ezechi (1988) argumentan que, debido a las propiedades físicas de estos materiales (alta permeabilidad, porosidad, baja densidad y cohesión), una vez el acarcavamiento se ha iniciado, la erosión se propaga rápidamente. Esto haría que la evolución natural esté destinada a la desaparición de estas morfologías, lo que en parte significaría que su origen esté relacionado a tiempos geomorfológicos recientes.

Sin tener en cuenta la razón, el hecho es que estas morfologías no han sido ampliamente estudiadas, y hasta ahora, excluyendo unas pocas referencias (Esteves y Lapetite, 2003; Karambiri et al., 2003; Nichols et al., 2008), se han basado en métodos de reconocimiento para análisis geomorfológico. Por lo tanto, es de esperar que la obtención de datos precisos de la actividad geomorfológica mediante métodos tecnológicamente avanzados aporte luz al conocimiento científico actual de las cárcavas desarrolladas en arenas.

1.3 Las cárcavas desarrolladas en arenas de la comarca de Pedraza (provincia de Segovia)

Para una mejor exposición de los objetivos de la tesis, se incluyen aquí una serie de aspectos generales relacionados con la terminología, y las características más significativas de las cárcavas de la comarca de Pedraza, cuyas características fisiográficas se describen de manera detallada en el Capítulo 2.

1.3.1 Terminología

Los términos locales para referirse a las morfologías estudiadas en esta tesis son cárcava o barranca, sin embargo estas morfologías se encuentran en un paso intermedio entre lo que la literatura internacional distingue como *badland* y *slope gully*. Las cárcavas más desarrolladas de la zona cuentan con redes de drenaje y divisorias más o menos afiladas, mientras que las menos desarrolladas son formas lineares sin divisorias. Aunque en castellano no cabe duda de su terminología, sí que se presentan interrogantes al traducir el término al inglés; en esta tesis y en los sucesivos trabajos internacionales que se han producido a partir de la misma se ha adoptado la terminología *gully* para referirse a las cárcavas estudiadas. El motivo es que estas morfologías son formas individuales no conectadas unas con otras y se encuentran puntualmente dispersas en las laderas de las mesetas y las cuestas de la zona de estudio (que se des-

Tabla 1.2 Referencias de cárcavas desarrolladas en arenas

	materiales	referencias	localización	método de estudio
	areniscas poco consolidadas, con capas de carbón y potentes niveles de arcillas (Kirtland & Fruitland Fms.)	(Wells y Gutierrez, 1982)	cuenca del río Chaco, Nuevo Méjico, EEUU	tendencias regionales y análisis estratigráfico datando depósitos con C ₁₄ dos cuencas experimentales (111,2 and 0,025 km ²) con HRUs definidas y con instrumental (agujas de erosión, microperfilador portátil, parcelas que monitorizan la erosión y la escorrentía de pocos a decenas de metros y medidas topográficas de transeptos en los canales)
	arenas poco consolidadas con gravas y laminaciones de arcillas y limos de origen lacustre	(Brown, 1983)	fuentes Borrego California, EEUU	levantamiento topográfico de geometría de los canales. trazadores pintados y cadenas para medir la erosión y el relleno test de infiltración y porosidad
	areniscas y arcillas del supergrupo Karoo superior Katberg Fm.,	(Boardman et al., 2003)	Sneeuberg, Great Karoo, Sudáfrica	análisis de cambios históricos con fotografías aéreas simuladores de lluvia observaciones de campo
sedimentos	arenas y gravas aluviales	(Nichols et al., 2008)	Cuenca experimental de Walnut Gulch Arizona, EEUU	siete cuencas experimentales (0,1-4 ha) equipadas con aforador tipo H y muestreadores de carga de suspensión por bombeo levantamientos topográficos anuales de ocho trampas de sedimento totalizadoras a la salida de 7 cuencas (35-160 ha).
	laderas arenosas (80% de arena)	(Peugeot et al., 1997) (Esteves y Lapetite, 2003)	Oeste de Niger (Sahel)	parcelas que monitorizan la erosión y la escorrentía (cerradas y abiertas) en diferentes HRU con diferentes tamaños, las más grandes monitorizan de manera continua el caudal y las pequeñas (1 m ²) con medidas totalizadoras tras cada evento cuencas aforadas anidadas (4 and 11 ha) equipadas con aforadores tipo Parshall y sensores de nivel. monitorización de la humedad del suelo y de las tasas de infiltración
	laderas arenosas	(Karambiri et al., 2003)	Este de Burkina Faso (Sahel)	cuencas anidadas aforadas (0,3 and 1,4 ha) equipadas con un vertedero en V, sensores de nivel de agua y un muestreador ISCO
	areniscas intercaladas con arcillas y limos (Ameki Fm) y areniscas (Ajaly Fm.)	(Okagbue y Ezechi, 1988)	Este de Nigeria	muestreo de campo para determinación en el laboratorio de densidad, contenido en agua y porosidad
	arenas de grano fino a medio moderadamente bien seleccionadas con algo de arcillas (de trazas a 4%)	(Sweeney y Loope, 2001)	Colinas arenosas de las grandes llanuras de Nebraska, EEUU	levantamientos topográficos en abanicos aluviales y en cárcavas con estación total monitorización de conductividad hidráulica saturada trincheras y muestreos en conos aluviales
	dunas de arena	(Védie et al., 2008)	Marte	simulación en laboratorios
regolito	Arenas, gravas y arcillas con caolinita e illita originadas por una meteorización intensa del granito	(Lam, 1977)	Región de Tai Lam Chung, Hong Kong	microperfilador portátil
	Suelos limo-arenosos en el granito de Bathurst	(Crouch, 1990)	Mesetas centrales Nueva Gales del Sur, Australia	Agujas de erosión

cribirán en detalle en el capítulo siguiente). De llegar a un grado mayor de evolución, en las que la mayor parte de las laderas de las mesas y cuestras se encuentren afectadas por los procesos de acaravamiento, entonces sí que cabría denominar a esas morfologías *badlands*.

1.3.2 Origen de estas formas erosivas y singularidad

Las cárcavas de la zona de estudio están localizadas en el piedemonte norte de la Sierra de Guadarrama, en la provincia de Segovia y, concretamente, en la comarca de Pedraza (en la cuenca del río Cega). Como ya hemos comentado, todos los detalles sobre situación y medio físico serán descritos en el capítulo siguiente, si bien introducimos aquí la información necesaria para centrar los objetivos de la tesis. Pues bien, sucede que el nivel de base del río Cega en esta comarca está formado por rocas metamórficas de alta resistencia siendo su tasa de incisión muy baja. Por lo tanto, el origen y desarrollo de las cárcavas no puede estar motivado por cambios en el nivel de base, sino que ha de estar relacionado con cambios ambientales: actividad antrópica o cambios climáticos. En estudios previos se ha sugerido que el factor desencadenante de los procesos de abarrancamiento es la actividad extractiva de hace más de 800 años (Moreno, 1989; Vicente et al., 2009).

Las cárcavas desarrolladas en arenas presentan una característica singular y poco común en la naturaleza: los canales de transmisión de sedimento desde las cabeceras de las cárcavas hasta los conos de deyección son cauces arenosos de elevada pendiente longitudinal mientras que ríos con el lecho arenoso suelen tener pendientes longitudinales muy bajas (Leopold et al., 1964). Esta combinación existe ya que las cárcavas objeto de estudio erosionan arenas depositadas en el Cretácico Superior en grandes ríos trezados y meandriformes en un estuario con un ambiente mayoritariamente fluvial, pero también con influencia de las mareas, condiciones que indican que las arenas fueron depositadas en ríos de baja pendiente longitudinal (Alonso, 1981).

1.3.3 Efectos ambientales

Aunque los efectos de la erosión en las cárcavas estudiadas no presentan ningún peligro, afectan frecuentemente a las dinámicas económica, social y ecológica de este entorno, ya que aterran carreteras y edificios (Díez y Martín-Duque, 2006), campos de cultivo y producen pérdidas de suelo en áreas forestales.

Además, las canteras para extraer arenas o arcillas en la misma litología en la que se desarrollan las cárcavas estudiadas (Arenas en facies Utrillas) son comunes en la mitad este de la Península Ibérica. En estas canteras, así como en las escombreras, se desarrollan morfologías similares a las cárcavas aquí estudiadas, una vez son abandonadas (Martín-Duque et al., 2010). El sedimento transportado a los ríos desde las zonas acaravadas así como de aquellas donde las áreas donde se efectúan o se efectuaron en el pasado actividades extractivas está generando graves problemas ambientales (Martín-Moreno et al., 2008). Por lo tanto, el estudio de la actividad geomorfológica en cárcavas de laderas desarrolladas en arenas puede aportar datos de la dinámica de las fuentes de sedimento de áreas mineras con características similares, y puede ser útil para mejorar proyectos de restauración en estas canteras.

1.3.4 Antecedentes geomorfológicos sobre la zona de estudio

Hay diversos estudios geomorfológicos que incluyen en su análisis este sector del piedemonte de la Sierra de Guadarrama: Sanz Herráiz (1988), sobre el relieve del Guadarrama oriental; Moreno Sanz (1989), sobre las zonas cársticas en la vertiente norte de la Sierra de Guadarrama; y Martín Duque (1997), sobre geomorfología aplicada a la planificación territorial en el Sistema Central y su piedemonte. Existe además material divulgativo con abundantes referencias a la zona estudiada (Díez y Martín-Duque, 2006). Finalmente, dos estudios muestran respectivamente el diseño y la realización de la restauración con criterios geomorfológicos de una cantera situada en la ladera de una de las mesas de

la zona de estudio y su evolución en un plazo de 13 años (Martín-Duque et al., 1998; Martín-Duque et al., 2010). Así mismo, a lo largo de la realización de esta tesis doctoral, dentro del marco de los proyectos CGL-2006-07207 y CGL2010-21754-C02-01 financiados por el Ministerio de Ciencia y Tecnología se han llevado a cabo distintos estudios geomorfológicos citamos en este apartado los que quedan fuera del marco de estudio de esta tesis, como son los estudios acerca de la evolución geomorfológica de las cárcavas desarrolladas en laderas arenosas en tiempos históricos (Vicente, 2008; Vicente et al., 2008; Vicente et al., 2009).

1.4 Objetivos de la tesis

Sobre la base de la exposición realizada hasta aquí, podemos concretar que el objetivo general de la presente tesis es identificar y comprender los procesos geomorfológicos más relevantes en una serie de cárcavas desarrolladas sobre laderas arenosas en la comarca de Pedraza (provincia de Segovia), con el fin de llegar a conocer: (a) la evaluación de las tasas de erosión de los distintos procesos que actúan en estas morfologías, (b) la frecuencia con la que los distintos procesos ocurren, (c) los factores y umbrales que los desencadenan y (d) la interconexión o conectividad que hay entre ellos.

Para conseguir este objetivo general, los objetivos específicos son los siguientes:

- Identificar y describir las formas del terreno que denotan procesos activos en este conjunto de cárcavas.
- Reconocer aquellos procesos más activos.
- Estudiar, con distintos métodos que aportan alta resolución espacial y temporal, aquellos procesos descritos como los más activos a escala de cuenca.

1.5 Hipótesis

Las hipótesis de trabajo son las siguientes:

- Los procesos activos en cárcavas desarrolladas sobre arenas son diferentes a los que suceden en cárcavas desarrolladas en otras litologías.
- En comparación con las zonas acarcavadas desarrolladas sobre margas o arcillas, el número de estudios llevados a cabo en cárcavas arenosas son escasos. Este hecho podría explicarse porque las cárcavas desarrolladas en arenas pueden tener unas tasas de erosión y producción específica de sedimento elevadas, que generarían una baja estabilidad en intervalos de tiempo geo(morfo)lógicos.
- Dada la presencia de vegetación arbórea y arbustiva en las cárcavas estudiadas, donde parte de las raíces quedan expuestas por la erosión hídrica, es posible estudiar la erosión laminar a medio plazo mediante el uso de la dendrogeomorfología.
- Las laderas de elevado gradiente se muestran inestables y pueden aportar gran cantidad de sedimentos al interior de las cárcavas, sin embargo, la presencia de montera rocosa en algunas de las cárcavas ralentiza los procesos erosivos.
- Dada la granulometría arenosa, tanto de las laderas como del lecho de los cauces, el transporte se realiza de manera preferente como carga de fondo. Debido a las dimensiones de los cauces principales de las cárcavas (en torno a 1 m de anchura) y su elevada pendiente, se espera que el transporte de carga de fondo tenga una respuesta simple: que esté relacionado con la altura de la lámina de agua. Además, no se espera que la respuesta sea histerética ya que la gran erodibilidad de la cuenca hará que el sedimento esté siempre disponible
- Existe una elevada conectividad dentro de las cuencas acarcavadas.

Capítulo 2



Foto: Miguel Ángel Sanz Santos

2 Medio físico del área de estudio

En este epígrafe se incluye una breve descripción sobre aquellos elementos del medio que tienen una mayor relación con el desarrollo de los procesos geomorfológicos objeto de investigación. Básicamente incluyen: la localización geográfica, el marco geológico y geomorfológico, la edafología, el clima, la vegetación y los usos del suelo. El enfoque de este epígrafe ha sido el de incluir información sintética y útil para los objetivos de la investigación, evitando incluir información no relevante a estos fines.

2.1 Localización geográfica

La zona de estudio se sitúa en el sector oriental del Sistema Central. En concreto, en el borde del piedemonte norte de la Sierra de Guadarrama, cerca de su contacto con la cuenca sedimentaria del Duero. Las laderas acarcavadas objeto de estudio ocupan una extensión ligeramente superior a los 18 km², tienen una altitud media de 1050 m.s.n.m. y se ubican sobre el sector del piedemonte que atraviesa el río Cega (Fig. 2.1).

Administrativamente se localiza en la provincia de Segovia, en los alrededores de la villa de Pedraza, entre las poblaciones de Caballar, Torre Val de San Pedro, Matabuena, Orejana y Valleruela de Pedraza.

El conjunto de laderas acarcavadas estudiadas queda incluido dentro de las hojas 430, 431, 457 y 458 del MTN a escala 1:50.000 del IGN.

2.2 Contexto Geológico

El piedemonte norte del Guadarrama está constituido por un basamento de rocas ígneas y metamórficas del Proterozoico y Paleozoico (zócalo hercínico). Sobre dicho basamento se apoya directamente una cobertera de sedimentos mesozoicos, concretamente del Cretácico Superior (Alonso, 1981; ITGE, 2008b). Ambos materiales están afectados por una serie de cabalgamientos de piel gruesa que en su mayoría vergen hacia el norte y forman parte de la estructura de pop up formada durante el Cenozoico, que produjo la elevación del Sistema Central (de Vicente et al., 2007; de Vicente y Muñoz-Martín, 2012) (Figs. 2.2b). Así mismo, estos materiales están afectados por una serie de fallas de direcciones dextrales, perpendiculares a los cabalgamientos (de Vicente et al., 2007).

Como resultado de estas deformaciones, los materiales cretácicos se disponen en una serie de bandas de orientación SW-NE, y constan de dos grandes conjuntos litológicos (Fig. 2.2a). En la base aparecen arenas, arcillas y gravas en facies Utrillas, correspondientes a las Formaciones Arenas de Utrillas, Arenas y Arcillas de Castro de Fuentidueña, y Arenas y Arcillas de Segovia, de edades Cenomaniense, Turoniense y Coniaciense respectivamente (ITGE, 2008b). Estos depósitos detríticos forman una secuencia deposicional de aproximadamente 70 metros de espesor y están compuestos mayoritariamente por cuarzo, con menor proporción de feldespato y micas, estas últimas transformadas a

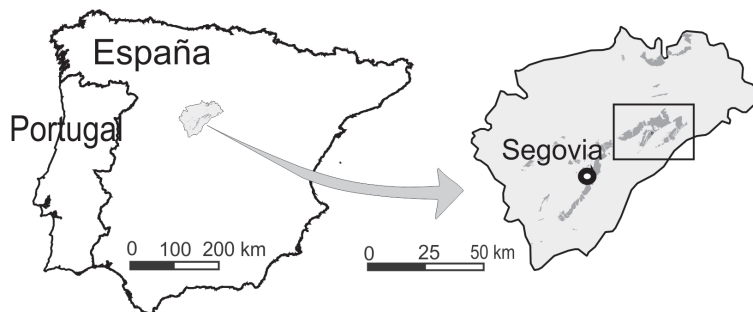


Fig. 2.1 Localización del área de estudio (zona enmarcada en la imagen derecha). Localización de la provincia de Segovia dentro de la Península Ibérica (imagen de la izquierda) y afloramientos de rocas cretácicas (en gris oscuro) dentro de la provincia de Segovia (imagen de la derecha).

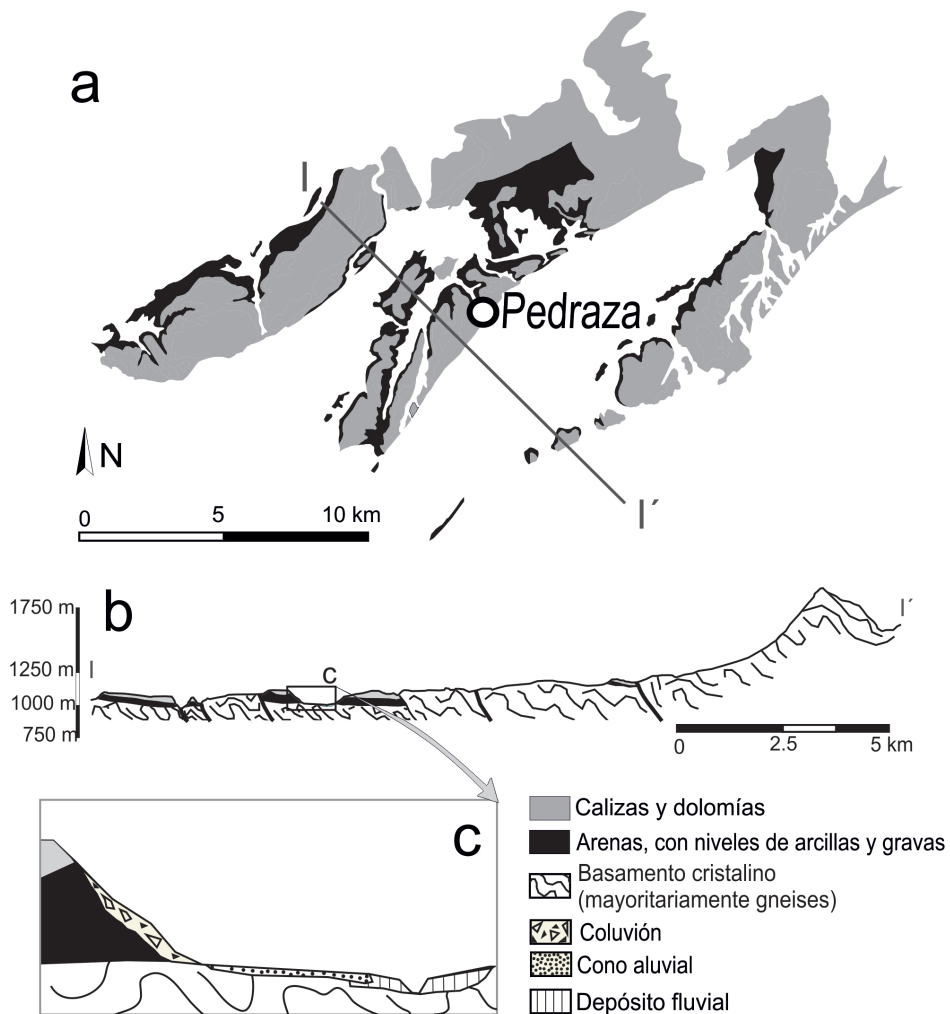


Fig. 2.2 Disposición de los afloramientos cretácicos en el entorno de Pedraza, donde forman mesas y cuevas. Éstas tienen una montera de roca carbonática (tonos grises), mientras que las laderas diseccionadas por las cárcavas están formadas por arenas con intercalaciones de arcillas y gravas (colores negros). b) Corte geológico esquemático de la zona objeto de esta investigación, donde se observan las mesas y cuevas desarrolladas sobre materiales sedimentarios de edad Cretácico. c) Detalle de una de las laderas y de la llanura aluvial cercana, donde se muestran los depósitos cuaternarios, como el coluvión carbonático que recubre las laderas no afectadas por fenómenos de acarcavamiento, los conos aluviales que caracterizan al pie de las laderas, y los depósitos fluviales. Como puede observarse, el cauce de este curso fluvial, como la mayoría de los del entorno, se encuentra encajado en el basamento.

caolín y esmectita. Estos sedimentos han sido descritos como depósitos fluviales de tipo *braided* y de abanicos costeros (fan deltas) (Alonso, 1981; ITGE, 2008b). Y por encima de esta serie detrítica aparece un conjunto de rocas carbonáticas (calizas y dolomías) de origen marino, depositadas en ambientes de plataforma, con episodios de influencia continental (Alonso, 1981).

La información geológica más detallada de este sector aparece recogida en los correspondientes mapas geológicos de las hojas 430, 431, 457 y 485 (ITGE, 1991a; ITGE, 1991b; ITGE, 2008a; ITGE, 2008b).

2.3. Contexto geomorfológico

El relieve de este sector se caracteriza por la presencia de cuestras y mesas cuyas laderas se corresponden con los sustratos de arenas, arcillas y gravas en facies Utrillas, mientras que las monteras que culminan estos paisajes tabulares están constituidas por las calizas y dolomías recién referidas (Fig. 2.3). Estas características generales del relieve han sido descritas en trabajos como Sanz Herráiz (1988), Moreno (1989) y Martín Duque (1997).

Los relieves tabulares, que en la actualidad se encuentran separados por valles o “portillos” (término local para designar las zonas en las que las mesas se han erosionado y permiten atravesar fácilmente estos relieves) originalmente se encontraban unidos formando una planicie subhorizontal (Díez y Martín-Duque, 2006).

Las laderas de las cuestras y mesas tienen una pendiente media de unos 20°, una morfología convexo-cóncava y se encuentran recubiertas por depósitos coluvionares. Estos depósitos coluvionares, procedentes de la erosión de las monteras culminantes, están compuestos por bloques y cantos de caliza englobados en una matriz areno-arcillosa (Fig. 2.2c). Allí donde se desarrollan las cárcavas, el coluvión ha sido erosionado, dejando al descubierto los materiales detríticos de las facies Utrillas.

2.4 Suelos

Sobre las laderas acarcavadas se desarrolla una asociación de suelos de cambisoles cálcicos, leptosoles rendzicos y arenosoles cámbicos (Forteza et al., 1987). Los dos primeros aparecen sobre los coluviones carbonáticos, y los arenosoles cámbicos cuando el suelo se desarrolla directamente sobre los sedimentos en facies Utrillas, en lugares de cierta estabilidad. Una buena parte del interior de las cárcavas se encuentra desprovista de suelo, y en esos casos el sustrato arenoso y arcilloso queda expuesto en superficie, siendo extremadamente vulnerable a la erosión hídrica.

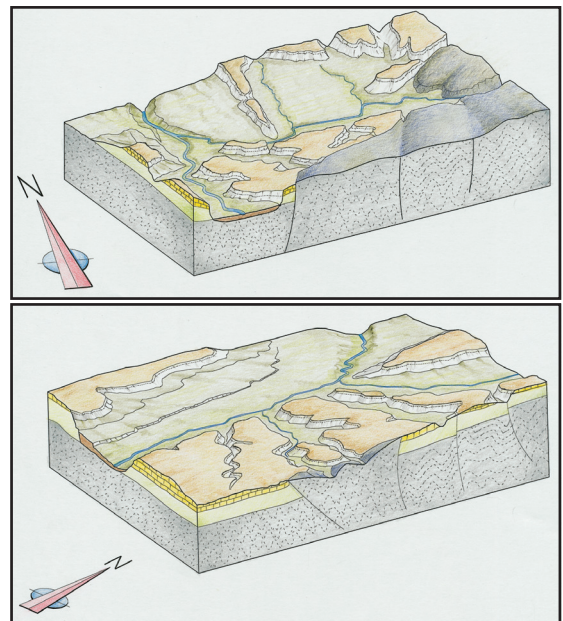


Fig. 2.3 Bloques diagramas de parte de la zona de estudio (municipio de Orejana) donde se pueden observar los relieves tabulares y la localización de las distintas poblaciones y elementos del paisaje (Díez y Martín-Duque, 2006, p. 218-219).

2.5 Clima

El clima del piedemonte segoviano se puede definir como “Mediterráneo Continentalizado de Templado a Frío” (Moreno, 1989) o, de acuerdo con la clasificación

de Köppen (CNIG, 2004), como templado con un verano seco y templado: tipo Csb (Fig. 2.4).

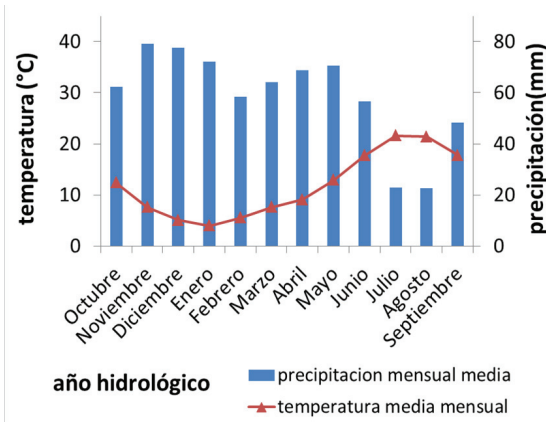


Fig.2.4 Climograma de la zona de estudio elaborado con los datos de la estación meteorológica de Segovia entre los años 1971 y 2000 (INM, 2001).

La caracterización climática se ha hecho sobre la base de la información referida a las estaciones meteorológicas de Matabuena y de Segovia (INM, 2001). La estación de Matabuena es la más cercana y tiene un registro diario de precipitaciones desde el año 1936 hasta la actualidad, pero carece de registro térmico. La estación meteorológica de Segovia, aunque más alejada, tiene una posición fisiográfica similar a la zona estudiada y cuenta con un registro térmico y pluviométrico continuo desde 1971.

El clima se caracteriza por una precipitación media anual (680 mm) y una temperatura (11,4°C) moderadas. Sin embargo, existen grandes oscilaciones en ambos parámetros, ya que se han registrado precipitaciones máximas de hasta 992 mm (año 1959) y mínimas de 443 (año 2001). En cuanto a la intensidad diaria de precipitación, se han registrado máximas de 120 mm (año 1982). Para poder caracterizar los eventos de precipitación que ocurran en la zona de estudio registrados durante el presente trabajo de investigación, se han elaborado las curvas IDF para la zona de estudio (Intensidad-Duración-Frecuencia) mediante la aplicación MAXIN (de Salas y Fernández, 2007) (Fig. 2.5). La temperatura

media de las máximas mensuales es de 28,8°C en julio y la mínima es de 0,3°C en enero. Debido a su lejanía al mar, su elevada altitud (1050 m.s.n.m.) y su cercanía a la Sierra del Guadarrama, los inviernos son fríos y prolongados. De media anual se registran en esta estación 56 días de heladas, 13 días de nieve y 76 días de lluvia (mayor o igual a 1 mm). Los veranos son cortos y secos.

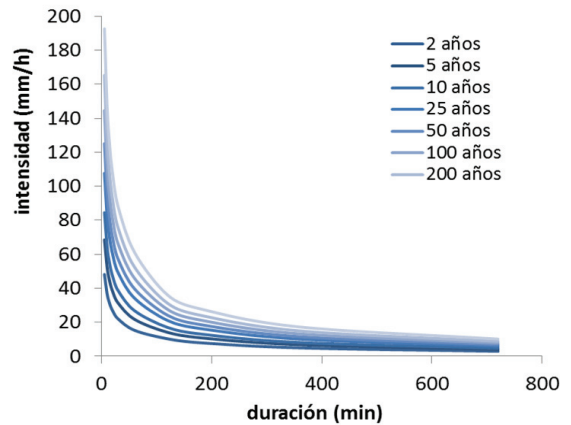


Fig.2.5 Curvas IDF (Intensidad-Duración-Frecuencia) elaboradas para el municipio de Orejana mediante la aplicación MAXIN (de Salas y Fernández, 2007).

2.6 Vegetación y usos del suelo

El uso que el hombre ha hecho del territorio en la comarca que incluye la zona estudiada ha sido intensivo desde hace más de mil años, dando lugar a una notable modificación de los ecosistemas y del paisaje (Moreno, 1989). Esos usos van desde el carboneo, el pastoreo y los cultivos, que han dado lugar a una progresiva deforestación en las laderas de las mesas y las cuestas (Moreno, 1989).

Sin embargo se ha producido un abandono generalizado del medio rural desde la segunda mitad del siglo XX, que ha permitido el aumento de la densidad de la cubierta vegetal en las mesas y cuestas (Moreno, 1989; Vicente et al., 2009), ahora cubiertas por una masa forestal mixta de encinas (*Quercus ilex, subsp. rotundifolia*), sabinas (*Juniperus thurifera*) y enebros (*Juniperus*

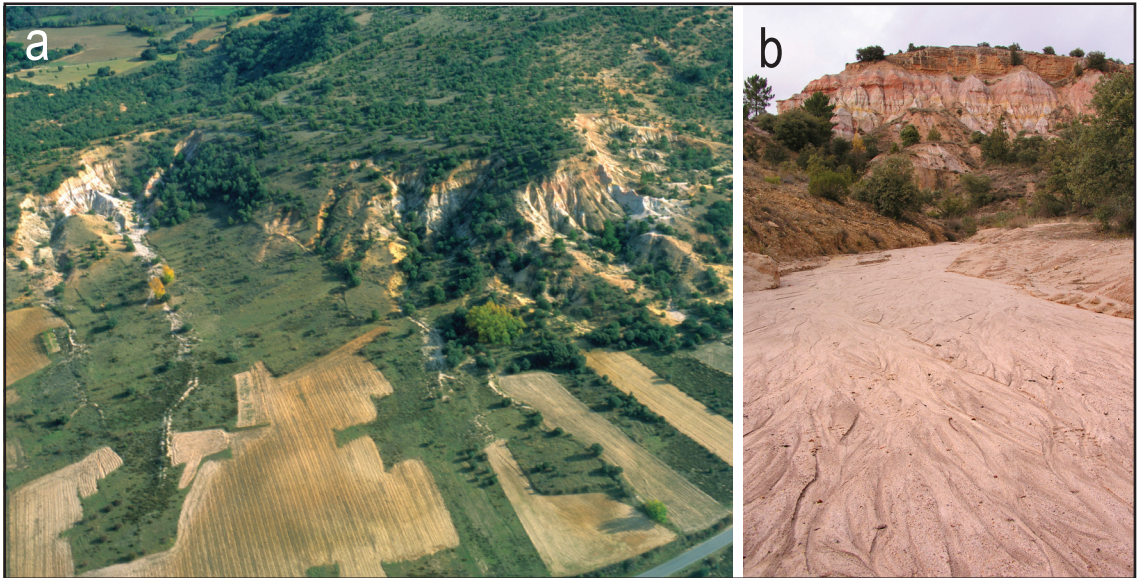


Fig. 2.6 Fotografía aérea de una de las mesas con laderas acarvacadas (a, fotografía de Justino Díez). Vista general de una de las laderas acarvacadas, donde se observa la montera de rocas carbonáticas y las laderas donde las arenas quedan expuestas como consecuencia del proceso de acarvacamiento; las laderas cubiertas por coluvión tienen un tono ocre, y cuentan con mayor densidad de cubierta vegetal (b).

communis subsp. hemisphaerica) en un claro proceso de recuperación (Fig. 2.6a). La vegetación es escasa en el interior de las cárcavas, debido a la alta inestabilidad del sustrato —elevada actividad de procesos de erosión y sedimentación— así como a diferentes condiciones de pH en el suelo, ligeramente más ácido o neutro en las cárcavas, mientras que es más básico en las monteras y laderas cubiertas por coluvión (Fig. 2.6b) (Martín-Duque et al., 1998). Sin embargo, algunos pinos (*Pinus pinaster* y *Pinus sylvestris*) han colonizado el sustrato arenoso en las zonas acarvacadas.

Sobre la base de evidencias históricas, se ha sugerido que la formación de estas cárcavas ha sido desencadenada por actividades extractivas de hace menos de 800 años (Moreno, 1989). Indicadores adicionales apoyan esta hipótesis, ya que las condiciones climáticas existentes permiten la formación de vegetación nativa donde las laderas no están siendo erosionadas; la mayoría de las cabeceras de las cárcavas se localizan en pendientes donde existen signos de antiguas extrac-

ciones de rocas carbonáticas y en las proximidades de asentamientos humanos (Vicente et al., 2009) y muchas de ellas aparecen en las zonas con morfologías ‘salientes’, o ‘morros’ (*noses*) (Fig. 2.7) en lugar de estar rela-



Fig.2.7 Imagen aérea de la mesa de Valle de San Pedro, catalogada como punto de interés geológico (Vegas, 2000). Está mesa se encuentra acarvacada e en las una zona saliente o morro (nose) y muy próxima a la localidad de Valle de San Pedro. Fotografía de Justino Díez.

cionadas con las depresiones u hondonadas (*hollows*) de las laderas (donde se concentraría la escorrentía); y finalmente, el nivel de base local de la región debe haber permanecido muy estable durante un periodo largo, aunque indeterminado, ya que la red fluvial circula sobre las duras rocas del basamento cristalino.

Capítulo 3



Foto: Alberto Carrera

3. Procesos geomorfológicos activos en cárcavas desarrolladas en laderas arenosas del centro de España – observaciones de campo, métodos y medidas en un sistema singular.

Este capítulo reproduce íntegramente el texto del siguiente artículo:

Lucía, A., Laronne, J. B., y Martín-Duque, J. F., 2011, Geodynamic processes on sandy slope gullies in central Spain – field observations, methods and measurements in a singular system: *Geodinamica Acta*, v. 24, no. 2, p. 61-79.

Resumen

Las cárcavas desarrolladas en litologías arenosas son escasas y los estudios llevados a cabo en estos paisajes son poco numerosos. Este capítulo presenta cómo se ha abordado el estudio de estas formas tan singulares, haciendo especial hincapié en las distintas metodologías empleadas, aunque también se muestran los resultados preliminares, que han permitido identificar los procesos a monitorizar en los siguientes pasos de la investigación.

Las formas del terreno presentes en las cárcavas de la zona de estudio han sido catalogadas, caracterizadas y su actividad se ha monitorizado con métodos de reconocimiento, proporcionando así información acerca de cuáles son los procesos geomorfológicos más activos en estas cárcavas.

Los procesos de mayor actividad se han monitorizado en una cuenca de 1.32 ha, representativa de la zona de estudio: la Barranca de los Pinos. En las laderas de alta pendiente, donde es probable que existan movimientos gravitacionales, se han llevado a cabo levantamientos topográficos, repetidos en distintas fechas, mediante laser escáner terrestre (TLS- *Terrestrial Laser Scanner*). En las laderas de baja pendiente, la escorrentía y el impacto de las gotas de lluvia se han monitorizado en microparcelas. Finalmente, en el cauce principal, se han medido las tasas de transporte de sedimento y el caudal.

La combinación de estos métodos, algunos de ellos novedosos, ha proporcionado información acerca de los patrones de transporte de sedimento dentro de las cuencas acarcavadas. La hipótesis de que las cárcavas estudiadas tienen una elevada actividad geomorfológica ha sido confirmada.

A modo de ejemplo, se muestran en este capítulo algunos de los resultados obtenidos en la Barranca de los Pinos durante los primeros meses de monitorización. Las laderas de elevada pendiente sin montera carbonática se han erosionado durante los primeros meses monitorizados cuatro veces más que las laderas arenosas con montera. Las laderas de baja pendiente, aquellas que no están acarcavadas y que se encuentran recubiertas por un coluvión antiguo y espeso, producen mayor escorrentía, mientras que las arenas expuestas producen mayor sedimento. Las arenas cubiertas por hojarasca producen menor escorrentía y sedimentos. Para finalizar, en cuanto al transporte de sedimentos en el cauce, conviene destacar que el sedimento exportado en la cuenca estudiada se transporta en su mayoría como carga de fondo.

Palabras clave: cárcavas arenosas, carga de fondo, producción de sedimentos, España.

Geodynamic processes on sandy slope gullies in central Spain – field observations, methods and measurements in a singular system

Ana Lucía^{1*}, Jonathan B. Laronne^{2, 3} and José F. Martín-Duque¹

¹*Department of Geodynamics and Institute of Geosciences (CSIC-UCM), Faculty of Geology, Complutense University, Madrid, Spain*

²*Department of Geography & Environmental Development, Ben Gurion University of the Negev, Beer Sheva, Israel*

³*Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement - LTHE, Université Josef Fourier, Grenoble, France*

Abstract

Gullies developed on sandy lithologies are scarce and few studies have been reported on these landscapes. This paper presents an approach to study such singular landforms. The studied gullies appear on the slopes of a group of mesas and cuervas of Upper Cretaceous sediments located in the Northern piedmont of the Guadarrama Mountains, Spain.

Landforms of these gullied areas were catalogued, characterized and quantified with reconnaissance methods, providing information about the most active geomorphic processes. These are being monitored in a 1.32 ha representative gullied catchment, the Barranca de los Pinos. In its high gradient slopes, where mass movements occur, high resolution topographical surveys are being carried out by Terrestrial Laser Scanning (TLS). On low gradient slopes, runoff and rain splash are being monitored in micro plots; and in the main channel, sediment transport and water discharge are being measured.

This ensemble of methods, some of them novel, is providing patterns of sediment movement within the gully system, and a hypothesis of high activity rates has been confirmed. High gradient sand slopes without carbonate caprock erode fourfold compared to the capped slopes. In the low gradient slopes, those ungullied produce more runoff while exposed sands yield more sediment; sands covered by litter produce the least runoff and sediment. Notably, this catchment yields mainly bedload.

Keywords: sand gullies, bedload, sediment yield, Spain

1 Introduction

Gullies and badlands are usually associated with clayey lithologies (Bryan and Yair, 1982; Campbell, 1997). Consolidated sandstones in desert environments develop specific badland landforms and landscapes, such as pinnacle badland slopes or hoodoos (Howard, 2009; Young et al., 2009). Sand or poorly consolidated sandstone which develop gullies may have a different geologic origin: sedimentary rocks or regoliths of igneous rocks (see Table 1).

Whether gullies on sandy materials are scarce worldwide, or whether it is the scarcity of publications about such landforms is a complex issue. A compilation of geomorphic studies of gullies developed on sands and poorly consolidated sandstones (Table 1) is not large. This contrasts with the literature about gullies and badlands, landforms that have always attracted the interest of geomorphologists (Bryan and Yair, 1982; Howard, 2009).

The fact that most of the references on Table 1 derive from the United States and Africa suggests that other continents likely have such gullies which have hitherto received no attention. A rationale explaining the scarcity of gullies developed on sands is their low stability in geo(morpho)logic time spans. Okagbue and Ezechi (1988) argue that, due to the physical properties of these materials (high permeability, porosity and void ratio, with low and very low density, if any cohesion), once gullying is initiated, erosion processes propagate rapidly. Therefore, their 'natural' geomorphic evolution is destined to the disappearance of the sandy gully landforms, so that their origin may be related to recent geomorphic time.

Regardless of the reason, the fact is that these landforms have not been profusely studied: hitherto studies of sand gullies (excluding Esteves and Lapetite, 2003; Karambiri et al., 2003; Nichols et al., 2008) have been merely based on reconnaissance methods for geomorphic analysis (Table 1). Hence, obtaining accurate data on the geomorphic activity of these sandy gullies by means of technologically advanced methods is expected

to cover a knowledge gap, as introduced in this paper.

Additional reasons that justify the importance and interest of understanding the dynamics of the gullies analyzed here are their interaction with human activities, the complexity of interpreting their origin and development, and the use of this information for the management and reclamation of disturbed lands with similar characteristics. Even though the effects of the erosion in the studied gullies does not present high danger, they frequently affect the regional economic, social and ecological dynamics because they bury roads and buildings (Díez and Martín-Duque, 2006), crop fields and produce soil loss in forest areas.

Because the base level of these gullies is formed by rivers flowing on high resistance metamorphic rocks (Fig 1.c), the incision rate of which is very low, the origin and development of these gullies should be linked with environmental changes, human activity or climatic changes (Bryan and Yair, 1982; Campbell, 1997; Torri et al., 2000). Actually, the triggering factor of these gullying processes has been suggested to be quarrying activities dating back 800 yr (Moreno, 1989; Vicente et al., 2009).

Finally, quarries in the same geologic unit for extracting sands or clay minerals are common in the eastern part of the Iberian Peninsula, and similar landforms occur in their abandoned quarries and spoil heaps (Martín-Duque et al., 2010). In some of these areas, sediment transported into rivers from mined areas has been documented as a severe environmental problem (Martín-Moreno et al., 2008). Therefore, a study of the geomorphic activity in sandy slope gullies is expected to shed light on the dynamics of sediment sources from mining areas with similar characteristics and it may be useful for improving reclamation projects in these landscapes.

Considering all the described circumstances, the specific objectives of this study are (a) identifying and describing the landforms that denote active processes in this set of gullies; (b) recognizing their most active processes and (c) studying, with high spatial and temporal resolution, those processes described as the most active in a representative catchment. Objective c is aimed to initiate provision of temporal and spatial information on

Table 1 References on sandy gullies.

	materials	references	location	method
sediments	friable sandstones, thin coal beds and thick mudstones (Kirtland & Fruitland Fms.)	Wells and Gutierrez, 1982	Chaco River basin, New México, USA	regional trends and stratigraphic analysis dating deposits with C ₁₄ two instrumented catchments (111.2 and 0.025 km ²) with defined HRUs (erosion pins, portable erosion measuring frame, sediment and runoff plots from few to tens m ² and measuring topography transects in channels)
	poorly consolidated sands and gravels with interdigitated lacustrine clays and silts	Brown, 1983	Borrego Springs, California, USA	topographical survey of channel geometry painted tracers and scour chains infiltration and void ratio tests
	sandstone and mudstone; upper Karoo Supergroup Katberg Fm.	Boardman, 2003	Sneeuberg, Great Karoo, South Africa	aerial photography analysis of historical changes rainfall simulations field observations
	sandy and gravel alluvium	Nichols et al., 2008	Walnut Gulch experimental watershed Arizona, USA	gauged 7 catchments (0.1-4 ha) with H-flumes and pump samplers of suspended sediment. annual topographic survey in 8 sediment tanks at the outlets of 7 watersheds (35-160 ha).
	sandy hill slope (80% sand)	Peugeot et al., 1997, Esteves and Lapetite, 2003	Western part of Niger (Sahel)	runoff and sediment plots (closed and open) in different HRU with different sizes, large ones with continuous measurements of water discharges and small ones (1 m ²) with totalize measurements after events nested gauged catchments (4 and 11 ha) with Parshall flumes and electronic water stage recorders rainfall, soil moisture and infiltration rates monitoring
	sandy hill slope	Karambiri et al. 2003	Eastern Burkina Faso (Sahel)	gauged nested catchments (0.3 and 1.4 ha) with V-notch weir, water level recorder and, ISCO sampler
	sandstones interbedded with shales and shaly limestone (Ameki Fm); sandstones (Ajaly Fm.)	Okagbue and Ezechi, 1988	Eastern Nigeria	field sampling for lab determination of density, water content, void ratio and porosity
	dune sand fine- to medium-grained, moderately well-sorted and clay (trace-4%)	Sweeney and Loope, 2001	Nebraska Sand Hills of the Great Plains, USA	topographical surveys of alluvial fan and gullies with tota station monitor of saturated hydraulic conductivity Trenching in alluvial fans and sampling
	sand dunes	Védie et al., 2008	Mars	laboratory simulations
	regolith	sands, gravels and clays with kaolinite and illite of deeply weathered granite regolith	Lam, 1977	Tai Lam Chung region, Hong Kong
loamy sand soils on the Bathurst Granite		Crouch, 1990	Central Tablelands of New South Wales, Australia	erosion pins

the dynamics of this geomorphic system. This allows achieving a broader objective, which is: to identify and understand the relevant geomorphic processes of this environment, by evaluating the rates of the different processes acting within these landforms, their frequency of occurrence, their triggering thresholds and the inter-connection and coupling between them (Harvey, 2001; Thomas, 2001).

The hypotheses we initially raised were twofold: (1) there is a high diversity of landforms within these gullies due to their geomorphic setting, each landform feasibly mapped; and (2) the rates of geomorphic activity and connectivity within these gullies are high. After testing hypotheses (1) and (2), other hypotheses were formulated: (3) among the high gradient slopes, uncapped gully headwalls and erode faster than their capped counterparts; (4) the hydrologic and erosive response of the low gradient slopes is conditioned by the presence of surface deposits or litter, splash erosion being significant in exposed sandy slopes, and (5) most of the sediment yield in the channels is bedload.

2 Study area of the Sandy Gullies

The study area is located in the Northern piedmont of the Guadarrama Mountains, within the Segovia Province of Central Spain (Fig. 1a). Sand slope gullies in this region (the Pedraza district) occupy an area exceeding 18 km² and deeply dissect a set of mesas — residual platforms — and *cuestas* — asymmetrical ridges with distinctive scarp and dip slopes (Fig. 1b and 2a). At this location, Upper Cretaceous marine (limestone and dolostone) and fluvial (clayey and gravelly silica sand) sediments outcrop. Whereas the limestones and dolostones appear in the caprock of the mesas and *cuestas*, the sands underlie the caprock, forming the hillslopes and outcropping within the gullies (Figs. 2a and 2b). Where slopes are ungullied, they are covered by a carbonate colluvium comprised of reworked caprock sediments (Fig 1c).

Rendzic leptosols (WRB, 2007) have developed on the consolidated limestones and dolostones of the

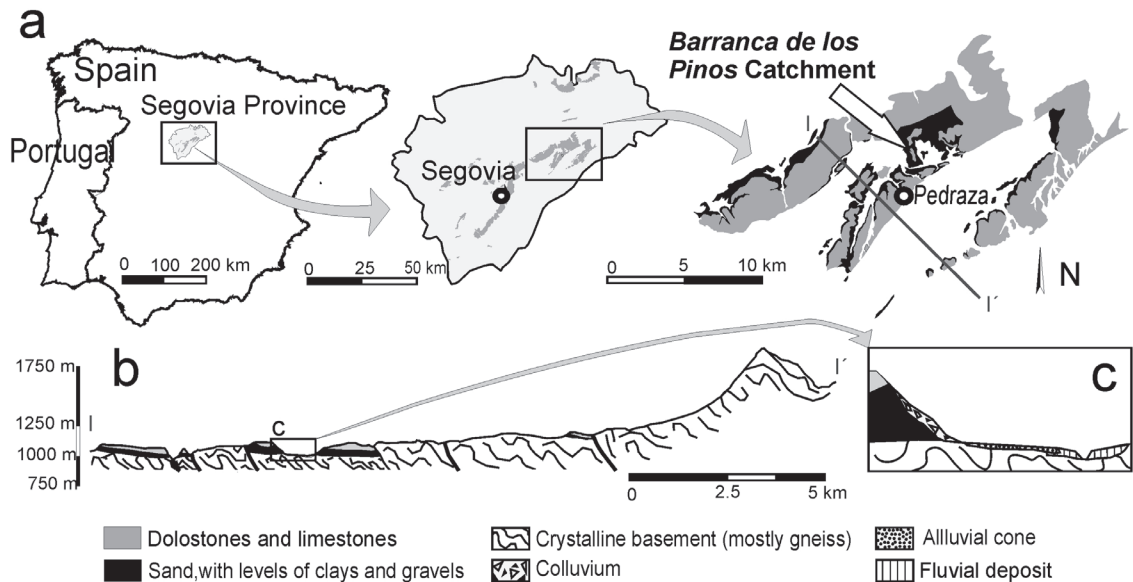


Fig.1 a) Location of the study area. The mesas and *cuestas* are capped by limestone and dolostone rocks (grey colour). The hillslopes, dissected by gullies, are underlain by horizontally bedded silica sand deposits, with thin intercalations of clay and gravel (black colour). b) Draft of the geological profile of the area, where the mesas and *cuestas* developed on sedimentary rocks can be seen. c) Zoom into the slope of one of the *cuestas* and its nearby alluvial plain, showing the Quaternary deposits, such as the carbonate colluvium covering the ungullied slopes, the alluvial cone at the slope toe and fluvial deposits.

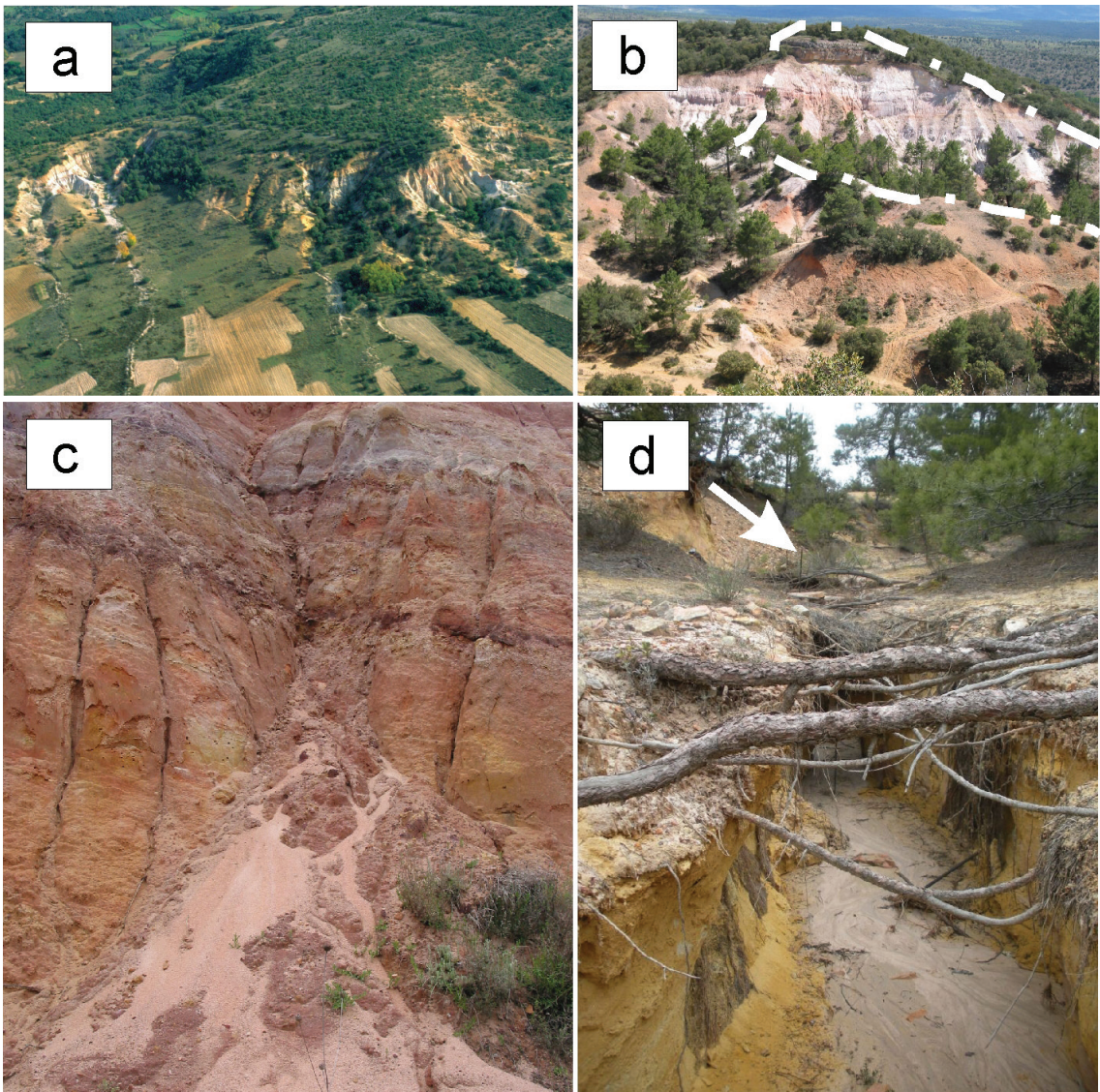


Fig. 2 a) Oblique aerial view of gullies (Pedraza region) developed on sandy sediments on the slopes of a small mesa; note the high vegetation cover in the surroundings. b) View of the Barranca de los Pinos gullied catchment (divide in white line), located in one end of a narrow mesa covered with dense vegetation of holm oak and savin juniper. The steeper foreground is outside the catchment. The less steep (mid-photo) corresponds with the interior of the Barranca, colonized with pine stands of *Pinus pinaster*. The main channel drains this area to the right of the image. The lined slopes of the background are in part (central area) capped by limestones and dolostone. Most of the gullied area is underlain by sands. The rest of the gullied surface is covered by limestone-dolostone colluvium. c) Erosive activity of some of the steep sandy slopes (scars of small falls are seen and also perennial inner rills), their variegated beauty and the resultant, non-cohesive availability of eroded material. d) The gullied main channel draining the Barranca de los Pinos. Headcut retreat is limited by these roots and by organic debris (background) and monitored from a fixed stake (pointed with an arrow).

mesas and cuervas platforms and dip slopes. Colluvial regosols typify the carbonate colluvium covering the sand formations. Most of the gullied surfaces are exposed, lacking a soil cover. Reflecting local geomorphic stability, sandy cambisols have developed nearby.

The climate is temperate with a dry and mild summer: Csb, according to Köppen (CNIG, 2004). Based on the Matabuena and Segovia weather stations of the National Meteorological Agency of Spain (INM, 2001), the climate is characterized by a moderate average annual precipitation (680 mm) and temperature (11.4°C). Due to distance from the sea, high altitude (1050 m a.s.l.) and proximity to the Guadarrama Mountains, winters are long and cold. Temperatures below -10°C are not uncommon and the number of snow days averages 13 annually. The summers are short and dry.

Extensive livestock farming of this area for more than a millennium transformed formerly dense woodlands to open woodlands covering the mesas and cuervas. However, a generalized abandonment of these rural areas since the second half of the 20th century allowed the density vegetation cover to increase (Moreno, 1989; Vicente et al., 2009), being presently a rather close forest excepting within the gullies (Figs. 2a and 2b). These woodlands comprise holm oak (*Quercus ilex*, subsp. *rotundifolia*), white savin juniper (*Juniperus thurifera*) and juniper shrubs (*Juniperus communis* subsp. *hemisphaerica*). Vegetation cover is scarce within the gullies due to the high instability of the substrata — by highly active processes of erosion and sedimentation — and different pH conditions — slightly acidic or neutral within the gullies, slightly basic outside (Martín-Duque et al., 1998). Nonetheless, some pine stands of *Pinus pinaster* colonize the sandy substrata within the gullied areas.

Based on historic evidence, it has been suggested that the formation of these gullies was triggered by quarrying activities dating from at least 800 years ago (Moreno, 1989). Additional indicators supporting this hypothesis include: (a) the climate conditions allow current dense formations of native vegetation growing where the slopes are not incised; (b) most of the gully heads are located downslope of unequivocal evidence of

ancient limestone quarrying near village sites (Vicente et al., 2009) and they are unrelated to slope hollows — in fact most of them appear on hillslope ‘noses’; (c) the local base level in the region has remained very stable during the last millennia — the mesas and cuervas rest on a hard gneiss rock basement, into which the fluvial network has been formed.

2.1 The Barranca de los Pinos experimental catchment

To study the dynamics of this geomorphic system, the Barranca de los Pinos catchment was selected because it was assessed to be representative of the set of gullies in the studied area (Fig. 2b) in terms of size, slope gradient, landforms and lithology. The 1.32 ha catchment has high gradient slopes (>30°) in 29.0% of the catchment. Hillslopes dominantly face South and North, are dissected by secondary gully channels, somewhat more abundantly in the North facing slopes. The drainage density of the channels visible in a 0.5-m pixel orthophoto is 0.041 m⁻¹. The main channel heads westwards with a high longitudinal slope (0.066) and its bed grain size (see location of measurement in Fig. 3) is medium to coarse sand (D₅₀ = 0.555 mm) with 93.2% of sand sized material, 2.6% of silt and clays and 3.9% of gravel. In the main channel there is an entrenched gullied reach (Fig. 2d) with friable, vertical sandy walls and exposed horizontal shallow roots (Fig. 2d).

Only 9.6% of the catchment is ungullied, including limestone and dolostone caprock and slopes covered by a thick limestone-dolostone colluvium. The gullied area outcrops sands of two geologic formations: *Arenas y Arcillas de Segovia* (hereafter termed Segovia sands) in the upper part, and *Arenas de Carabias* (Carabias sands) in the lower catchment (Alonso, 1981). The main reported textural difference between the sands is that the Carabias is finer grained than the former (the median of the fraction finer than 2 mm is 0.255 and 0.400 mm in the Carabias and Segovia sands respectively). The gullied sandy surface is in part (12.3%) covered by a thin colluvium mobilized from the ungullied slope; 18.5% of it

is covered by pine vegetation, the rest bare or covered by scattered shrubs.

The catchment was divided according to geomorphic activity based on a reconnaissance study (Lucía et al., 2008), into: (1) high gradient slopes ($>30^\circ$) susceptible to mass movements and/or severe runoff erosion; (2) low gradient slopes ($<30^\circ$) where rainsplash and overland flow occur; and (3) channels dominated by ephemeral fluvial processes (Fig. 3).

High gradient slopes within the catchment occur as i) gully headwalls with caprock, ii) without caprock, iii) sandy channel banks covered and iv) uncovered by colluvium. Caprock forming the headwall comprises 9.5% of the gully perimeter and is intensely fractured, making this area prone to rock falls. The sandy headwall without caprock is covered by variably thick carbonate colluvium producing shorter, lower gradient sandy slopes, or expo-

sed sands forming vertical headwalls. Some sand banks are steep, likely due to increased strength derived from tree roots. Other steep, uncovered sand banks produce sand flows and occasional dry mass movements.

The climatic conditions for the period of the implemented methods, field observations and measurements reported here (May 2007-December 2011) were dryer than average: total rain recorded during the hydrological years 2007/08, 2008/9 and 2009/10 were respectively 84%, 55% and 85% relative to the long-term average. For these respective hydrologic years temperature was slightly (8, 2 and 2 percent) warmer. However, the spring and summer of 2008 and the winter of 2009-2010 were rainier than the average. An extreme event was recorded on September 2008, with 69.4 mm maximum daily precipitation and a 72.4 mm h^{-1} maximum 30 min intensity.

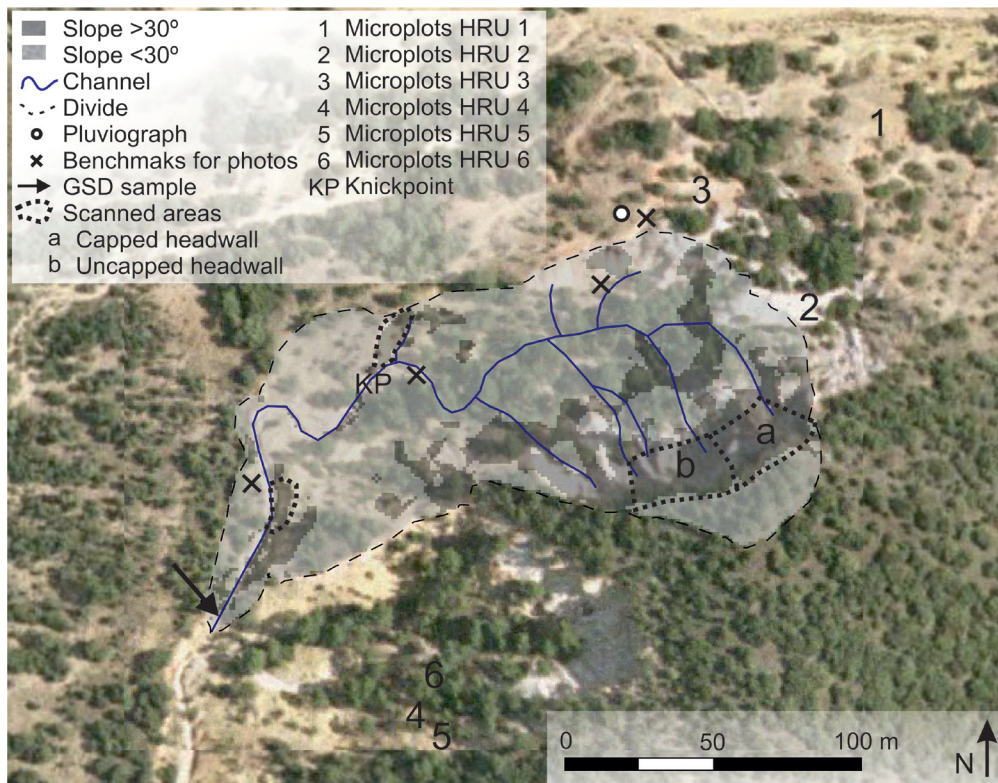


Fig. 3 Landform map. Units described: (1) high gradient slopes; (2) low gradient slopes; (3) channels. Location of pluviograph, sampling points, scanned areas, benchmarks for the repeat photographs of the high gradient slopes, microplots and knickpoint.

3 Methods

3.1 *Identifying and describing the landforms and respective processes in the gullies*

Active geomorphic processes are not normally observable, however their results are; therefore from the perspective of a qualitative study of landforms (signs of erosion and sedimentation) it is possible to infer which are the active processes. With this propose in mind, a field survey was undertaken in 75 local gullies, identifying landforms with reference to active processes and locating their position within each gully. In order to systematize this survey, a form was filled for each gully. Meanwhile, suitable locations for monitoring processes were established.

3.2 *identifying and recognizing the most active processes*

Reconnaissance methods were applied in several catchments to initiate estimation of rates of activity of the most active processes dominating each landform. These methods are based on calculating the loss or accumulation of sediment; these methods are adequate when the rates of erosion and sedimentation are easily identified and when previous data are unavailable (Hudson, 1993), as applicable to these gullies.

Creep was monitored at a recent and an ancient location of debris deposits by painted stones or collars (Hudson, 1993) aligned in a straight line and marked with two fixed 50 cm rods. Soil creep was also monitored in an area with existing pine trunks by driving equidistant and aligned short pins or nails (Godfrey, 1997). For both methods the displacement of painted stones or nails was seasonally measured. The steepest slopes (rock cliffs, near vertical sand slopes and clayey zones prone to mudflows) of the 75 surveyed gullied catchments were annually photographed to identify the occurrence of gravitational processes.

Splash and sheet erosion were monitored with 60 erosion pins (Haigh, 1977) and 12 pedestals in an inner

sandy gully divide and in its close inter-rill zones. Sheet erosion rates were also measured with dendrogeomorphic techniques (Bodoque et al., 2011a). The differences between the locations, the two methods and the slope aspects were assessed by applying the Mann-Whitney non parametric test.

Sediment yield was measured at the outlet of two different gullied catchments after each runoff-producing rainfall event with two types of bedload totalizing samplers; both of them were installed before the beginning of the hydrological year 2007-2008. In one of the basins, a gabion was installed 32 m downstream of a knickpoint, where the channel had vertical walls. The gabion retained bedload and was permeable to water and suspended sediment. Vertical iron rods were equidistantly installed within this small check-dam. The channel and catchment boundary were surveyed with a total station. To calculate the density-based specific sediment yield, the topography of the deposit was recorded by measuring the exposed height of the bars. In another 0.1 ha catchment, a similar 2.5 m³ totalizing pit sampler (Lucía et al., 2008) was installed. The trapped sediment was cleaned and weighted and sediment samples were analyzed for moisture content to calculate its dry weight. During several intense storms, the amount of sediment deposited in alluvial cones that buried the local roads was volumetrically estimated.

3.3 *Spatio-temporal variability of the most active geomorphic processes*

Once the landforms were described and the initial results were obtained from the reconnaissance methods, the Barranca de los Pinos catchment was chosen to be representative — in terms of size, slopes, landforms and lithology. This catchment was selected to implement in it a series of methods allowing accurate spatiotemporal measurements of the most active geomorphic processes (Figs. 2b and 3).

A detailed topographical survey was undertaken with a differential GPS (Leica GPS1200) to describe the morphometry of the catchment. Altogether 938 field

points recorded in the catchment were distributed along breaks of slope: divides, thalwegs and lines defining scarps faces. A 2x2 m Digital Elevation Model (DEM) was derived from the topographical survey.

The grain size distribution (GSD) of the channel was determined by one sample of the bed located at the catchment outlet (see Fig. 3), because no longitudinal variability of GSD was observed in the channel, according to field visual observations. The one-to-two centimetre depth of the channel bed deposit was sampled in a 2-m long by 1-m wide reach weighing 11.5 kg. The coarsest bed material had b-axis of 3.4 cm, representing 0.29% of the bed material of the size class of 0.75% (Church et al., 1987). The sample was sieved at 1 Φ intervals and lower-truncated at 0.062 mm.

Rainfall in the Barranca de los Pinos catchment is being monitored by a tipping bucket recording rain gauge (0.2 mm accuracy) installed at a height halfway between the outlet and the highest elevation in the catchment (see its location in Fig. 3). Temperature data of the studied period were obtained from the Segovia meteorological station of the Meteorological National Agency (AEMET).

Techniques utilized to monitor surface processes in the catchment vary according to the gullied zones (see Fig. 3).

High gradient slopes are being monitored by repeat photography and Terrestrial Laser Scanning (TLS). Both are applied at four sites in the catchment (Fig. 3) representing the four typologies of high gradient slopes. Their selection was based, among others, on good visibility.

Repeat photographs are taken from fixed points after each sediment-transporting rainfall event. Both benchmarks and selected zones are marked in Fig. 3. The method is easy, cheap and provides qualitative information about the location where sediment moves. It adds details concerning landform changes between scans, hence timing of hillslope changes. Detailed topographical surveys using a Terrestrial Laser Scanner (TLS) were undertaken to quantify topographic changes (Fig. 4a). Being non-intrusive and of high precision, TLS allows obtaining high resolution topographic information. Among others, TLS allows monitoring vertical walls

which otherwise cannot be accurately surveyed. The TLS used here (Leica Scan Station 2) measures up to 50,000 pts sec⁻¹ with a 2-mm precision at a scanning distance <120 m. The selected locations were identified and scanned with a spatial resolution ranging from 0.5x0.5 cm to 10x10 cm. Such span depends on the size and morphology of the landforms to be scanned.

To cover the entire surface, at least two different conventional TLS survey scan positions were used to avoid dead centers (Buckley et al., 2008). Repeat scanning involved fixed accurate FENO benchmarks, with survey caps, which offer a high accuracy and are stable in time, as they are strongly anchored to the soil; during the scanning, these benchmarks were signalled using a vertically-held twin target (Fig. 4a') supported with a

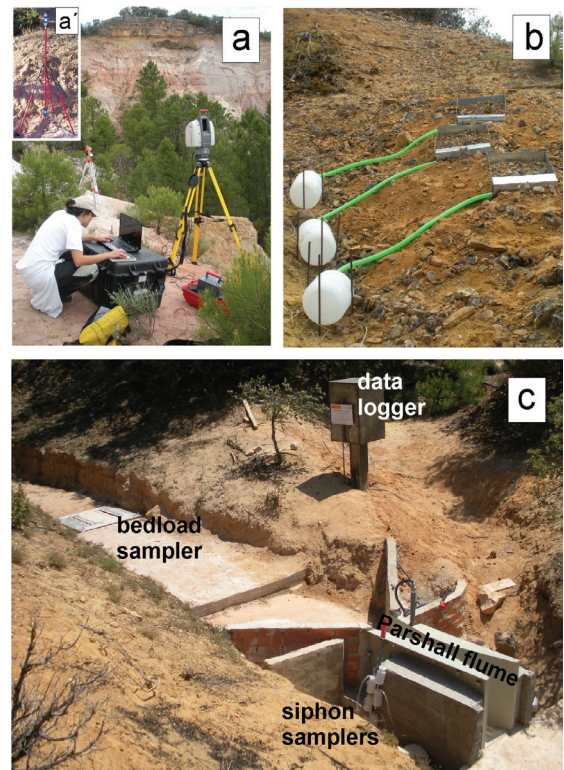


Fig. 4 Methods (a) Terrestrial Laser Scanner (TLS), in the background is the capped headwall of the Barranca de los Pinos gully; (a') detail of the twin target; (b) HRU monitored with three replicas of micro plots; (c) equipment installed at the outlet of the catchment to monitor water, bedload, suspended sediment and solutes.

tripod instead of by hand, thereby increasing accuracy. Data accuracy, or systematic error equal to the difference between the measurements and the true value, is calculated as the Root Mean Square (RMS) of the distances in the vertical (z) axis between the targets measured using both the TLS and the Total Station (Pentax R-315N); assuming that Total Station measurements are the true value (Hodge et al., 2009), even though its accuracy is of 3.1 mm at the maximum measured distance.

Point cloud locations which did not correspond to the topographical surface were identified and manually deleted in the Cyclone® software. Cloud data points were exported to the 3DReshaper® software, with which a Triangulated Irregular Network (Buckley et al., 2008) digital model was constructed. The accuracy of the model was determined by comparison of differences in z-axis between points measured with a Total Station and the same position in the model (Hodge et al., 2009). Repeat scanning allowed identification of topographical changes as well as determination of volumetric changes (Tsakiri et al., 2006). This innovative technology allowed measurement of complex and steep slopes.

Lower gradient slopes were monitored as Hydrologic Response Units (HRUs) also termed Erosion Response Units, ERUs e.g. (Flügel, 1995). An HRU is defined as an area of homogeneous hydrologic characteristics such that the response to climatic forcing is uniform (Mashriqui and Cruise, 1997). Thus, for a given rainfall event, HRUs vary in response to soil water dynamics by influencing infiltration and runoff rates (Kosmas et al., 1997). As a result, HRUs differ in magnitude of erosion and type of sediment transport processes (Märker et al., 2001). Delineation of HRUs depends on scale, available information and methods. Within the Barranca de los Pinos catchment, the delineation was made by use of an aerial orthophoto and a 2x2 m DEM obtained with a GPS topographical survey and checked with field observations. The parameters taken into account to delineate the HRUs were the following: spatial distribution of land use (if the slope is gullied or ungullied), cover (by superficial deposits or litter), soil hydrologic condition (given by lithology and texture) and topography in the 0°-30° range of

slope. Table 2 provides these HRU characteristics along with surface mechanical resistance.

To assess differences in runoff and erosive response, slightly modified Gerlach boxes were installed on 0.25 m² micro plots (Gerlach, 1967), see Fig. 4b. A total of 18 plots, 3 plots for each of the 6 HRUs, with similar aspect and gradient, were enclosed by metal sheets. It is recognized that edge effects are large and life spans are shorter for small closed plots, but these effects are expected to be similar for all plots (Boix-Fayos et al., 2006). Each of the HRUs was sampled for soil textural analysis, each sample composed of three sub-samples. The analysis was made by sieving the fraction smaller than 2 mm, including Robinson's Pipette method to quantify the proportion of silt and clay. Surface mechanical resistance was measured (under wet conditions) with a Geotester Pocket Penetrometer perpendicularly to the slope using a large (25 mm) tip. Altogether 7 to 21 locations were tested depending on spatial variability (mean values are shown in Table 2). Runoff and sediment collected from the microplots were sampled after each rain event, considering a single event as a rain episode which is separated from the following by more than 24 hours. Runoff volumes were measured in the field (\pm 10 ml accuracy test tube). An aliquot of the runoff was sampled for determination of sediment concentration. Coarser sediment collected in the Gerlach devices was separately sampled, dried and weighed to determine the

Table 2. Characteristics of HRUs.

ID HRU	lithology	Cover	texture			surface mechanical resistance kg cm ⁻²
			S %	CM %	CL %	
1*	carbonate colluvium	thick colluvial	68.9	11.9	19.3	1.1
2	sand (Segovia Fm.)	None	100	0.0	0.0	0.9
3	sand (Segovia Fm.)	thin colluvial	88.5	1.5	10.0	0.4
4	sand (Carabias Fm.)	None	98.3	0.5	1.3	0.9
5	sand (Carabias Fm.)	thin colluvial	95.2	0.0	4.8	0.4
6	sand (Carabias Fm.)	dead pine leaves	98.2	1.0	0.8	1.3

*ungullied slope, the rest of the HRUs are gullied slopes.

sediment yield of each microplot.

In the channel, the upstream migration of the main knickpoint was monitored by repeat measurement of the distance to the knickpoint from a fixed stake (arrow in Fig. 2d); knickpoint height was also reiteratively.

Fluvial activity monitored at the catchment outlet includes water discharge, bedload, suspended and dissolved loads. Bedload discharge is automatically and continuously monitored by two independent, cross-sectional aligned Reid-type (formerly termed Birkbeck) slot samplers (Figs. 4c and 5) (Reid et al., 1980). Maximum slot width, 160 mm at both samplers, represents 26% of the channel width. The cumulative mass of sediment entering a sampler is monitored by a vented pressure transducer connected to a pre-calibrated pressure pillow, upon which an internal metal box is located; however the pressure of this sensor is also affected by the pressure produced by the water column. Therefore, a separate, calibrated and vented pressure transducer located, between the outer and inner boxes, monitors only the hydrostatic pressure of the water column. This pressure is subtracted from the pressure registered in the pillow, so that the net change in a time interval reflects the

bedload entering in the sampler (Laronne et al., 2003). Data from the pressure transducers is measured every 10 seconds and the average is registered in the data logger each 30 seconds. The volume of each inner box is 0.225 m³, a design based on prior specific sediment yield assessments in the catchment monitored with the totalizing pit sampler (Lucía et al., 2008). The effectiveness of the sampler is considerably reduced when it is 80% full (Habersack et al., 2001a), and its sensitivity was estimated to be 0.3 kg (Laronne et al., 2003), being in fact 0.25 kg after it was tested by calibration. The length of the slot is 65 cm, so designed given that 90% of the bed material grain size distribution is sand, in part transported by saltation. The saltation length of sand was estimated using

$$\lambda b/D = 3D^* 0.6 T 0.9 \quad (1)$$

where λb is the saltation length with an accuracy of 50%, D is the particle diameter, D^* the dimensionless diameter, and T the transport stage parameter (Van Rijn, 1984). Applying this equation and using the D_{50} , 0.04 as the Manning parameter (Arcement and Schneider, 1989) and a maximum water depth of 30 cm, the saltation length was estimated to be 36 cm ($\pm 50\%$); therefore,

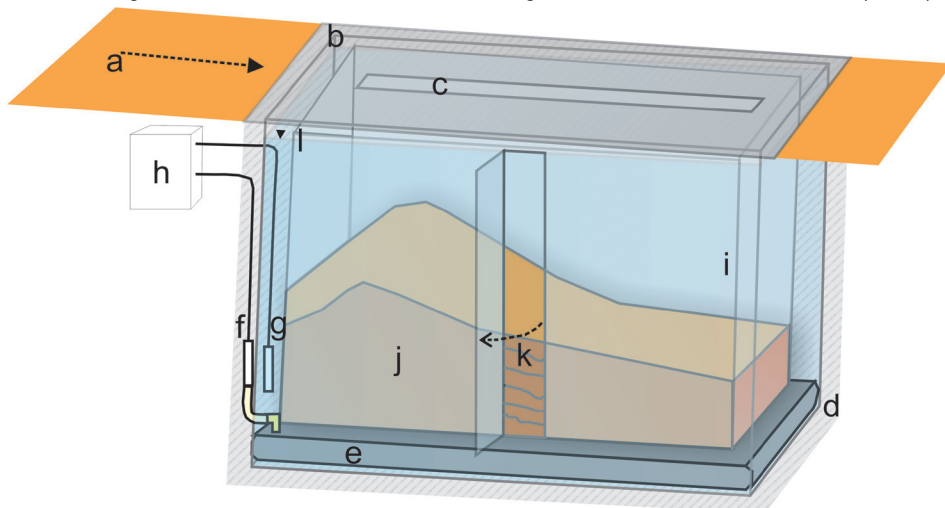


Fig. 5 Bedload sampler scheme where it can be observed: a) channel bed and flow direction ; b) metal lid covering the sampler; c) slot in the lid where the bedload enters into the sampler; d) concrete box; e) pneumatic pillow connected to a f) pressure transducer; g) pressure transducer that measures the water depth; both pressure transducers are connected to a h) datalogger; i) metal box held by the pneumatic pillow where the j) sediment is accumulated; k) lateral window in the metal box, which allows a sedimentological analysis of the bedload; l) the channel is ephemeral, so that the sampler is maintained filled with water up to the maximum, because it starts to monitor bedload when it is completely full with water.

the maximum length would be 54 cm. However, as the design of the boxes allowed it, the slot length was finally built having 65 cm, to have a security factor. The metal box of the sampler has a lateral window allowing observation of the sediment deposit and facies-based sampling once the box is lifted onto the channel bank (Fig. 5).

A Parshall flume was installed downstream of the bedload sampler to monitor water discharge. The elevation of the water surface is measured at a stilling well by a pressure transducer. This transducer is also connected to the data logger, so the measurements of bedload and water discharge are simultaneously logged. In some events, a 2-3 cm thick sandy sheet was deposited at the bottom of the flume. During the end of the recession of these events, the Parshall-based hydrographs appear to have a long recession tail. However, water depth registered at the location of the bedload sampler enabled to determine the duration and magnitude of these flow events. These very low recession data were excluded.

Altogether six siphon samplers installed on one side of the narrower stretch of the Parshall flume were placed at increasing heights to sample suspended sediment and the aqueous solution during hydrograph rise. As the section is narrower than the width of the nearby Barranca de los Pinos channel, water depth is higher than in the channel, thereby, facilitating sampling of suspended sediment. Given the shallow water depth of most of the events, only five events filled the second bottle exceeding depth of 7.7 cm. Figure 4c shows the setting of the equipment at the outlet of the experimental catchment.

4 Results: Rates of Geomorphic Processes

4.1 Identifying and describing the landforms and respective processes in the gullies

A catalogue of landforms for each of the 75 gullies was elaborated. Figure 6 is a synthesis of this catalogue, showing a photograph of each of the landforms which characterize most of the surveyed gullies. They have been organized according to location within the gully and

the processes that formed them.

Fall scarps are located in the carbonate caprock of the mesas and cuestas, at the highest reaches of the gully headwalls; they are conditioned by rock joints. Here rockfalls (falls, topples and collapses) occur, and their deposits form debris cones, screes and small debris streams, depending on the pre-existent shape of the slope.

Sands with higher cohesion (sandstone) form vertical or nearly vertical scarps, some also following vertical joints, which condition fall occurrence. At the scarp toes, sandy talus slopes of less consolidated sand appear.

Head scarps of small slides and slumps are observed in the headwalls of the gullies where there is no caprock. Their deposits have not been recognized, which suggests that the mobilized sediment is highly erodible.

Weathering processes give rise to popcorn structures and desiccation cracks at clayey levels, and small deposits of clay slabs accumulate downslope.

Hemispheric and half-funnel hollows appear on upper clayey strata of gully headwalls, the deposits of which are well defined mud lobes, sometimes with recognizable levees. They are interpreted as small mudflows, conditioned by high slope, clay material and water content. Very small sand lobes with levees are formed at the bottom of sandy talus slopes. The levees appear to have had high viscosity; hence they are interpreted to result from sand flows with some content in clays and high water content. Curved pine trunks are an indicator of slow creep movement. At the headwalls of the uncapped gullies, the colluvium from the ungullied mesa and cuesta slopes is being slowly mobilized by creep. Pedestals and exposed roots in the exposed sands of the inner divides indicate that rain splash erosion and sheet flows are active in these areas. Shallow small rill channels cut the slopes following parallel patterns. They are permanent in the exposed sands and semi-ephemeral in the sandy talus slopes, hence their permanence appears to depend on rate of cementation. Permanent channels with dendritic patterns created by gully erosion form the main drainage of these gullies. The divides between the inner gullies are in parts rounded and in others knife-edged (where the

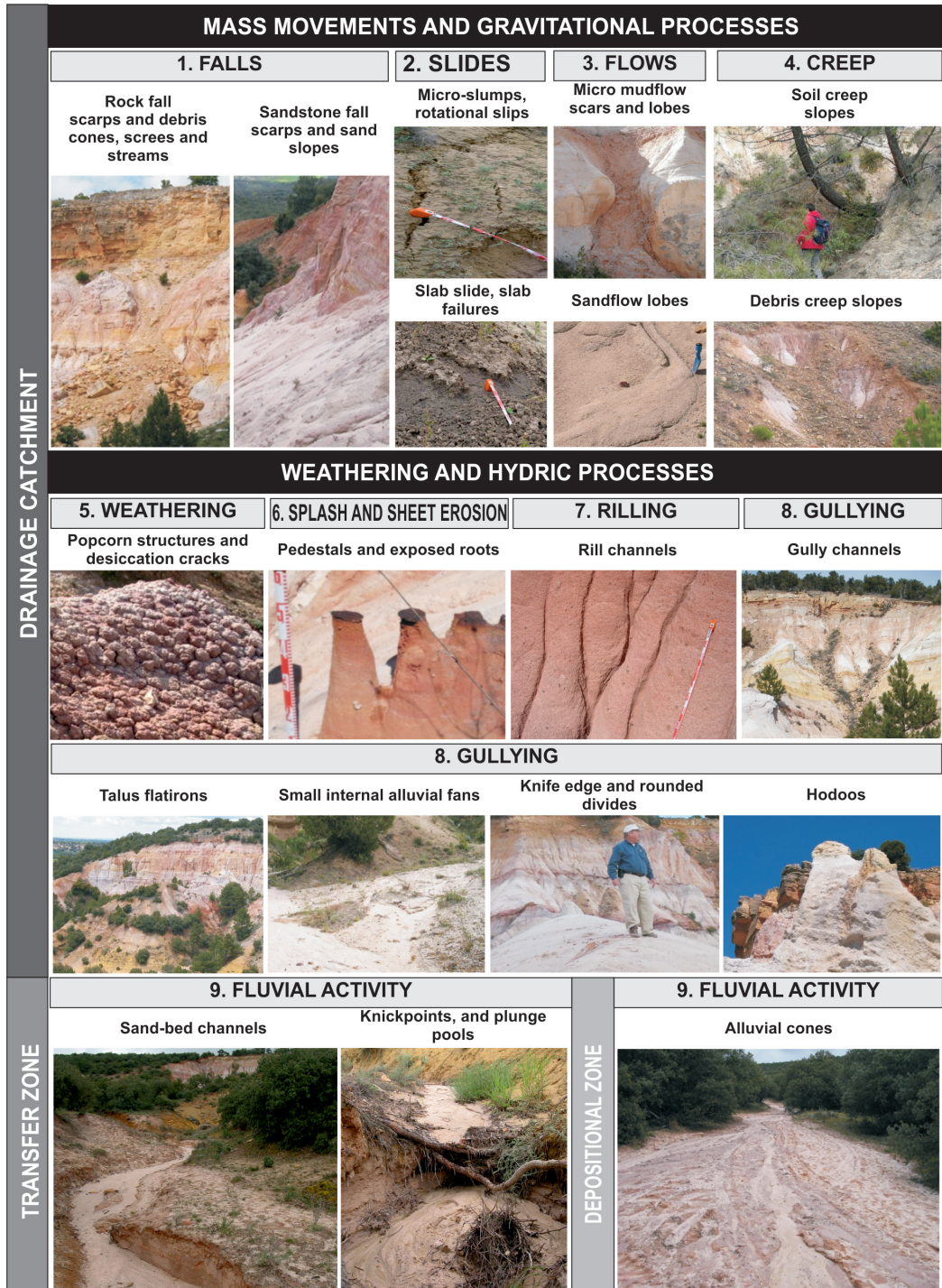


Fig 6 Landforms that denote active geomorphic processes within the studied sandy gullies.

sands are more cemented). Residual landforms of these divides are hoodoos, sometimes capped by a boulder. Talus flatirons, remains of the original ungullied slopes covered by thick colluvium, appear commonly between two adjacent gullies.

The gully collectors have variable lengths, low sinuosity and high slope. They have a sandy bed with very few scattered gravel-sized stones. They have almost flat beds, although very shallow bedforms are observed after ephemeral floods. Their banks are vertical to sub-vertical. In these banks, small slide scarps are observed. The deposits of these processes have not been recognized, which suggests that the processes occur while the water flows. These undermine the channel banks, triggering slides and erode their deposits. Small fall scarps and fall deposits have been observed to occur mostly in winter, which may indicate that temperature changes can produce these falls. Deposits are always eroded after flow events occur. Knickpoints are usually controlled by obstacles in the channel, such as cemented strata, stones or transverse roots. Turbulent water flow at the knickpoint base forms scour pools and causes the collapse of the obstacles (outside roots, which are left bare, see Fig. 2d). The upstream migration of the knickpoints maintains the verticality of these small waterfalls.

A conical, low gradient depositional zone occurs at gullied sedimentation sites. After the end of ephemeral flow events very shallow bars are observed. Buried herbaceous vegetation, bushes and tree trunks also characterize these cones.

The abundance of landforms with very recent activity of erosional and depositional processes in the gullies is evidence of considerable geomorphic activity.

4.2 Identifying and recognizing the most active processes

No sign of soil or debris creep was detected from the measured displacement of aligned painted stones and nails. Based on annual repeat photography of the steepest slopes of the surveyed gullied catchments, frequent mass movements were identified to occur on this

high-gradient terrain. These are mudflows, rock falls and sandstone falls, which mobilized considerable volumes of sediment being the observed movements volumetrically above 1 m^3 .

The erosion pins monitored during three hydrological years registering 11.9 mm yr^{-1} average erosion and 16.4 mm yr^{-1} maximum erosion during the first year. The survey of the height variation in the pedestals could only be undertaken one year, because they were later eroded. These showed an average erosion of 10.6 mm yr^{-1} , with a maximum erosion height for a single pedestal of 18 mm yr^{-1} .

Until completely full in June 2008, the gabion trap registered ten sedimentation events, recording a specific sediment yield of $45.0 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ (for a 10-month period). The pit sampler was operative during three hydrological years, registering 33 sedimentation events, with an average specific sediment yield of $58 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$, of which 66% was produced during a single September 9, 2008 event with 69 mm total precipitation in 173 min and a 72.4 mm h^{-1} maximum intensity in 30 minutes. According to the Intensity Duration Frequency (IDF) curves, it corresponds at this site to a return period of 175 years using MAXIN (de Salas and Fernández, 2007). For the 33 sedimentation events, no good correlation between specific sediment yield and rainfall was observed, although correlation is better with the maximum 30 minute rainfall intensity (I_{30}). For the latter, a regression coefficient of 0.47 for a linear relationship ($SY = 0.37 I_{30} - 1.21$) was obtained with respect to events with $I_{30} < 25 \text{ mm h}^{-1}$ and 0.97 when the extreme event is included.

The sediment volume which was deposited in cones in the vicinity of the town of Pedraza was measured once, on May 25th, 2007 (see Fig. 1 for its location). A volume of 31.5 m^3 and a density of 1.4 g cm^{-3} yielded 44.1 tons for a catchment of 15 ha (calculated with the 5 m DEM), or a specific sediment yield of 2.94 t ha^{-1} during the event. These data could not be correlated with precipitation, because storm lightening damaged the recording rain gauge.

4.3 Spatio-temporal variability of the most active geomorphic processes

The methods deployed in the Barranca de los Pinos catchment allowed a first quantification of the geomorphic activity in each of the three main zones characterizing the sandy slope gullies of this region (Fig. 3): steep gradient slopes, low gradient slopes and channels. This paper depicts preliminary results, which are shown as examples of the potential of this experimental catchment and of the methods deployed within it.

On the basis of the repeat oblique photographs obtained at fixed locations, it was observed that mass movements are active at: (ii) headwalls without caprock and (iv) sandy channel banks uncovered by colluvium.

As far as the scanning of high gradient slopes is concerned, two different high gradient units have been identified: i) headwall gully with caprock (Fig. 7a), ii) without caprock (Fig. 7b). These areas were scanned twice: in October 2009, from which a 'time zero' surface was obtained, and again in May 2010, with a modified land surface by mass movements. The data clouds

from each of the scans produced a DEM surface. These DEMs were compared to determine topographic changes produced during autumn and winter. The scans did not include the entire deposits beneath the headwall, partly because of the interruption of the laser beam by pine crowns. Hence, the comparison between presented scans refers only to the mid and upper headwall areas, excluding the depositional toe. These zones were scanned together and the distance from the scanning point was identical for both sites, so that their errors are also identical. As these selected zones had to be scanned from a relative large distance (on average 70 m), the involved errors are self-evidently higher than for other catchment areas scanned from nearby, due to the increase of the laser footprint area with distance. When comparing the 'before' and 'after' DEMs, two kinds of errors are involved: (a) the systematic error, calculated as the RMS of the height difference of targets measured with the total station and the TLS, and (b) the measurement error - the RMS of the position of the twin-held target located in the benchmarks in the two scans. The latter error is usually higher, as the twin-held target is to be perfectly vertical

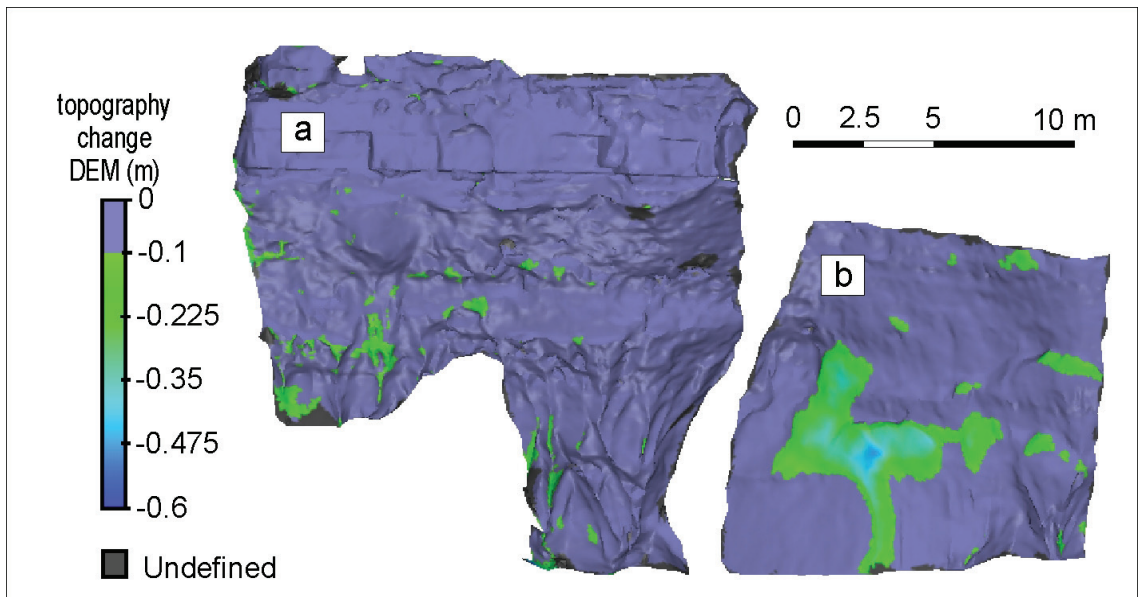


Fig. 7 Results obtained with the TLS in two headwall zones, (a) with caprock, calculated erosion rate of 6.6 mm yr^{-1} and (b) without caprock, calculated erosion rate of 28 mm yr^{-1} . The erosion is represented light grey

to match in the two scans. For both units, the systematic error was 7.2 mm, and the error registered between before and after the scanning was 10.7 mm. As total station heights were not measured in the nearly vertical escarpment but merely around it, the TLS-derived DEM error cannot be ascertained.

At various locations within the scanned areas, the differences between the two DEMs are larger than 10 cm, which is the spatial resolution of the first scan (Fig. 7). Hence, erosion larger than 10 cm occurred. The maximum retreat of 0.6 m occurred in the uncapped zone, while in the capped area the maximum retreat was 0.2 m. The sediment yield in the uncapped and capped areas was respectively 57.4 and 13.5 kg m⁻² yr⁻¹. Erosion was produced at different locations: in the uncapped vertical walls and at the bottom of the inner permanent gullies of the capped slope (see Fig. 2c).

On low gradient slopes, micro plots installed on the HRUs showed the runoff and sediment yield responses to rainfall during a period lasting eight months, from October 2009 to May 2011. Admittedly, clearly defined relationships between runoff and rainfall or between sediment yield and runoff do not take place on these sands, which are typified by high infiltration rates. However, responses did vary according to the type of

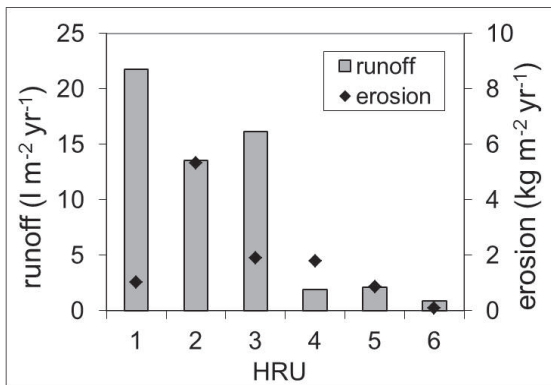


Fig. 8 Runoff and sediment yield produced in the six monitored Hydrological Response Units (HRUs): (1) unguilled slope covered by thick colluvium; (2) exposed Segovia sands; (3) thin limestone-dolostone colluvial deposits covering Segovia sands; (4) exposed Carabias sands; (5) thin limestone-dolostone colluvial deposits covering Carabias sands; (6) exposed sands under pine canopy covered by dead pine needles.

sand and its cover (Fig. 8). The unguilled slopes (HRU 1) produced more runoff, the exposed Segovia sands (HRU 2) is the unit yielding more sediment, and the sands covered by litter (HRU 6) produced the least runoff and sediment yield.

The upstream migration of the monitored knickpoint reflected channel dynamics. A 0.53 m yr⁻¹ rate of upstream migration was obtained for the hydrological year 2009-2010 (Fig. 9). However this rate was temporally variable but it did not appear to vary systematically with rainfall. The upstream migration rate was higher than the average from the beginning of the hydrological year until the end of February 2010. From March 2010 until the end of May 2010 there was almost no movement, despite occurrence of precipitation events. The height of the knickpoint did not vary significantly during the entire monitored period.

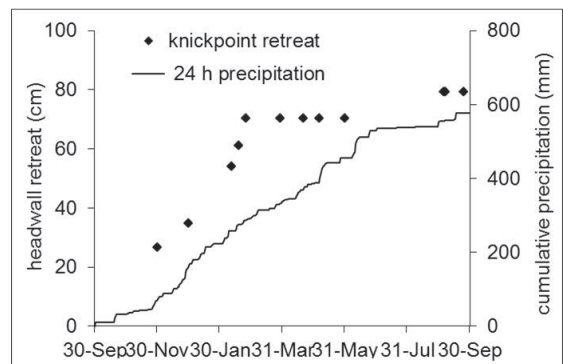


Fig. 9 Linear retreat of the nickpoint in the channel measured from April 2009 to September 2010

Fluvial activity recorded at the outlet of the catchment is exemplified by the October 9th 2010, runoff event monitored in the right slot sampler (Fig. 10). This event was chosen because it was assessed as being representative of the median measured water depth. Indeed the selected runoff event had an average water depth of 24 mm, whereas the median of the water depth of all the monitored flow events since the sampler was installed (June 23rd 2009) until the end of 2010 was 26 mm. Furthermore, during this event the bedload samplers were not totally filled, so that it was possible to calcu-

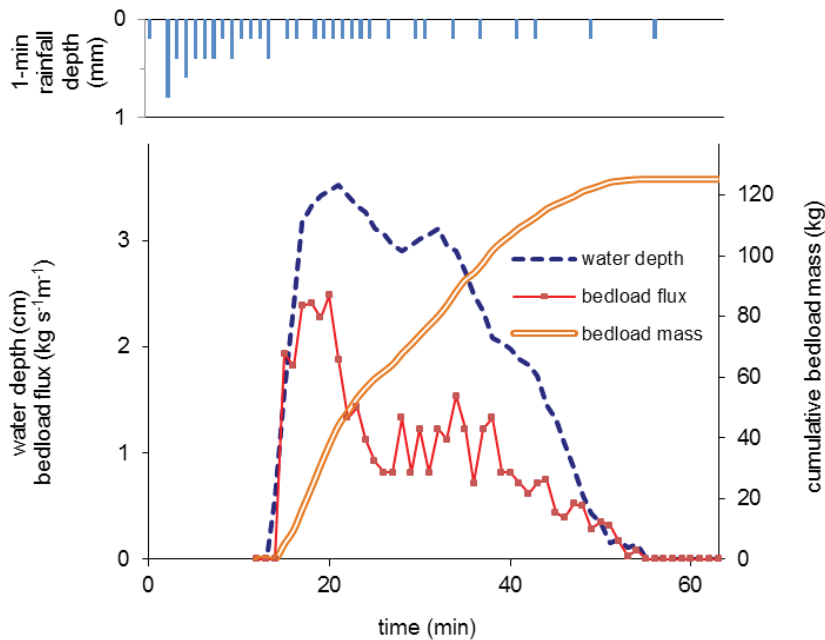


Fig. 10 Bedload flux and water discharge at the outlet of the Barranca de los Pinos Catchment during the 9 October 2010 flow event. The contemporaneous rainfall record is also shown.

late total bedload. The 9.2 mm effective rainfall depth (calculated as the continuous rain shower since runoff started, considering that effective rain with less than 10 min without rainfall or without registering a 0.2 mm tip at the pluviograph) was preceded by 2.4 mm rainfall in the previous 24 hours. According to the 149 min duration and rainfall intensity (3.7 mm h^{-1}), the event has been calculated to have return period of one year (de Salas and Fernández, 2007). The lag between the maximum rain intensity and peak discharge was 14 min. The catchment runoff coefficient for this event was 5.4%. During this runoff event, the maximum 1-min bedload flux was $2.49 \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-1}$, and the mean bedload flux for the entire flow event was $1.02 \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-1}$. It is notable that bedload flux was generally sympathetic with water stage.

The bedload sampler was not entirely filled during this event (cumulative sampled bedload mass was 125 kg), hence the total event bedload sediment yield can be calculated based on the assumption that the sampler represents the entire cross section. The two siphoned water samples collected in this event had suspended

sediment concentrations (SSC) of 31 and 27 g l^{-1} . Solute concentration (S) of these water samples (0.23 and 0.18 g l^{-1}) were estimated based on the specific electrical conductance (EC) using the formula $S (\text{mg l}^{-1}) = 0.65 \text{ EC} (\mu\text{S cm}^{-2})$. The total event sediment yield was 3.3 tons, of which 94.5% was transported as bedload, 5.34% in suspension and 0.04% as solutes.

5 Analysis of the results: hydrological/erosional/depositional responses

5.1 Identifying and describing the landforms and respective processes in the gullies

The catalogue of landforms that represent active geomorphic processes shows a very high diversity (Fig. 6) and a clear spatial pattern within the gullies, where three different parts, typical of any catchment with a torrential regime, are usually very well distinguished. Figure 11 shows a model of this organization.

5.2 Identifying and recognizing the most active processes

Although no volumetric quantification could be made of mass movements, repeat photography demonstrated how frequent rockfalls, mudflows and sandstone falls mobilized recognizable volumes of sediment to the bottom of the channels of the gullied network.

Sheet erosion data showed high variability, so the non-parametric Mann-Whitney test was carried out to compare the results. There were no significant differences among the divide, and the North and South facing slopes on each year, so that we interpret a greater importance of splash erosion compared to sheet erosion. The rationale behind this reasoning is that if sheet erosion were the main process, there should be higher erosion rates in the slopes, because to have sheet erosion in this setting, a minimum amount of watershed for runoff to form is needed, and this does not happen in these narrow divides. In other studies (Crouch, 1990) is stated that high erosion rates in the divides imply an important role of the splash erosion, as narrow divides (of the magnitude of our study) are no prone to have sheet erosion.

During the first hydrological year, there were statistical significant differences between the rates of erosion using pins and with pedestals, the median (6 mm yr^{-1}) lower in the pedestals. This difference may be methodo-

logical, as the pebbles on top of pedestals protected the soil under and nearby them until they were removed by erosion. From the measurements of pins, the erosion rates were significantly higher the first hydrological year: its median is 16 compared to 7 and 6 mm yr^{-1} for the two following hydrological years, respectively. These differences are unrelated to the annual rainfall, very similar for 2007/2008 and 2009/2010 and the rainier 2008/2009. The difference is explained by the occurrence of the extreme rainfall event of September 9, 2008.

Despite the fact that monitoring total sediment yield lasted merely three hydrological years, it included the record of the sediment yield of the extreme rainfall event mentioned above, which was more than half of the sediment recorded for the entire period. This stresses the need for long-term studies, because these extreme events yield most of the sediment. The GSD of the sediment stored in the totalizing samplers was mostly sand, although in the pit sampler also some silt and clays were collected as the water was also retained. In the gabion trap silts and clays were not collected, indicating that they were transported in suspension, whereas sands were transported as bedload.

In summary, the reconnaissance methods shed light on sediment movement within the system: sediments delivered from the slopes, mobilized by both gravitational and runoff processes, reach the gullied bottoms, from

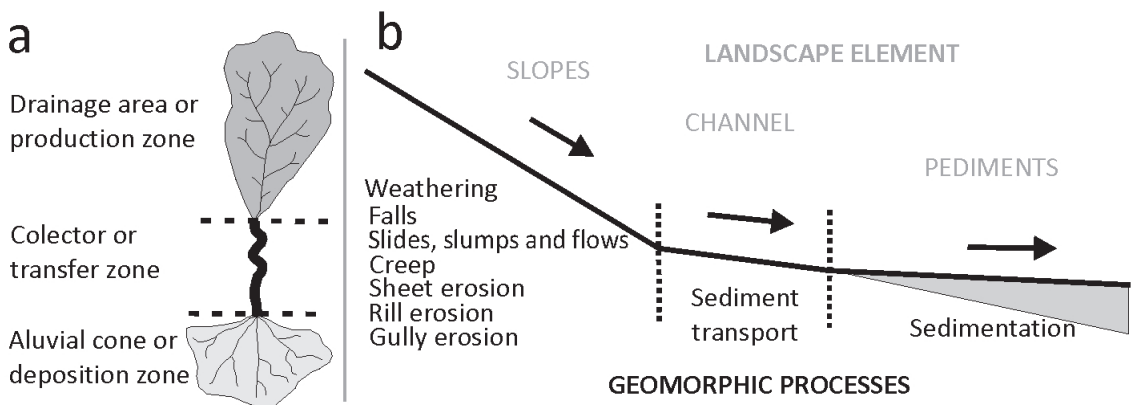


Fig. 11 Idealization of the studied sandy gullies, showing (a) their main three different zones and (b) their landscape elements and active geomorphic processes acting at each zone and landscape element.

where they are evacuated mostly as bedload, conditioned by the fact that most of the gullied area is sand. Therefore, the use of these methods allowed formulating initial estimations of rates of activity of the most active processes acting within this set of gullies, as detailed hereafter.

5.3 Spatio-temporal variability of the most active geomorphic processes

No significant topographic changes were observed on the capped high gradient slopes between October 2009 and May 2010. Limited erosion occurred within small V shaped landforms in the capped high slopes (see Fig. 7a), indicating that erosion is mainly generated by water erosion and rill incision, not by gravitational processes. The erosion rate in the uncapped slope, steeper and with larger vertical areas than the capped slope, was four times larger than in the capped slope. The material eroded from the uncapped high slope produced an overhanging cliff and an additional vertical slope area, indicating that it was produced by gravitational processes such as falls favored by vertical fracture due to tectonics, litho-genesis, and decompression (Lucía et al., 2008).

The non-parametric Mann-Whitney *W*-test was used to compare the median of sediment and runoff production rates between each pair of HRUs on the low gradient slopes. Results of the analysis (Table 3) show that there are two statistically significantly HRU groups in terms of runoff production. The higher one has a runoff rate higher than 10 mm yr^{-1} and it is composed by the ungullied slopes and the uncovered or colluvium-covered Segovia sands. The lower rates apply to the uncovered or colluvium-covered Carabias sands and the sands covered by dead pine needles.

As far as sediment yield is concerned, three statistically significant HRUs groups are recognized: (a) the Segovia sands with the highest sediment yield; (b) the sands covered by dead pine needles with the lowest sediment yield; and (c) the rest of the HRUs, with no statistically significant differences in sediment yields.

The non-parametric Mann-Whitney *W*-test was also

used with respect to the surface mechanical resistance measured under wet conditions with a penetrometer. Three significantly different groups are recognized, herewith listed from lower to higher resistance: a) the two colluvium-covered sand units, b) the two exposed sand units, and c) sands covered by dead pine needles as well as the ungullied slope. Noteworthy is that the resistance of the ungullied slopes and the Segovia sands are not significantly different.

The rate of retreat of the gullied sand channel merely 0.5 m yr^{-1} (see Fig. 9), is slower than expected for non-cohesive sands. Moreover it is temporally discontinuous and unrelated to precipitation (Fig. 9) or water discharge. This fact may confirm the hypothesis that the rate of retreat is controlled by other factors that bond the sands, thereby delaying upstream knickpoint migration; these appear to be the horizontal, shallow roots which give strength and form the higher part of the knickpoint. Water flowing in the channels has been observed to infiltrate among the roots, eventually baring them (see Fig. 2d). The knickpoint maintains a vertical face, because scouring at the base occurs triggering subsequent falls. As already reflected, the process is temporally discontinuous and unrelated to precipitation or water discharge, so that no time pattern of occurrence could be established. The result is a horizontal upstream migration of the small waterfall. That no significant vertical changes occurred indicates that the kinetic energy at the knickpoint is dissipated, likely related to the high rate of bedload discharge and to the endless sediment availability.

The analysis of the October 9th 2010 bedload transporting flow event shows that initiation and cessation of the bedload transport is produced at different depths of flow. Bedload fluxes are very high (maximum recorded $2.49 \text{ kg s}^{-1}\text{m}^{-1}$). This is surprising considering the shallow (3 cm) water depth. Bedload was transported without interruption as soon as flow appeared. The bedload sedigraph displays a certain degree of pulsing, which may be related to the textural alternations identified in the bedload deposited in the samplers. No differences have been observed between the average grain size, being sand, collected in the automatic samplers and in

Table 3. HRU runoff and sediment yields.

ID HRU	mean runoff yield (mm yr ⁻¹)	runoff / rain (%)	runoff group	mean sediment yield (kg m ⁻² y ⁻¹)	sediment group	runoff- sediment 'interaction'	resistance group	sediment- resistance 'interaction'
1	21.8	3.28	I	1.0	b	finer decrease S.D. ¹	z y	none
2	13.6	2.04	I	5.3	a	positive finer	x y	none
3	16.1	2.43	I	1.9	b	decrease S.D. ¹	w	none
4	1.9	0.29	II	1.8	b	positive	x	none
5	2.1	0.32	II	0.9	b	positive	w	none
6	0.9	0.13	II	0.1	c	litter cover decreases S.D. ¹	z	positive

Runoff group, I: higher runoff, II: smaller runoff. Sediment group: a: highest sediment yield, b: intermediate sediment yield, c: lowest sediment yield. Resistance group: w: lowest resistance to mechanical penetration, X: intermediate resistance to mechanical penetration, y: higher intermediate resistance to mechanical penetration, z: highest resistance to mechanical penetration. ¹ SD= Sediment Yield

the totalizer samplers.

Based on this single flow event with a return period of ca. one year, it is inferred that the proportion of bedload from the total sediment yield is very high for these shallow flows, corresponding to small return period events. This results from the mainly sandy lithology in the catchment, the high contribution of sandy sediment from the slopes to the tributary channels, and the quasi-infinite availability of sand in the main channel. For higher magnitude and lower frequency events, with expected higher water depths and shear stresses, it is expected that part of the sand will be transported in suspension, and the proportion of bedload compared to suspended, as the bed material is almost exclusively sand, will accordingly decrease.

6 Discussion

6.1 The deployed methods

Sheet erosion measured with pedestals has the advantage of no modification of the monitored surface, but 60% of the 15 initially monitored pedestals were deta-

ched during the extreme event of September 9th 2008. Despite the known shortcomings of pins related to soil modification (Haigh, 1977), they appear to be adequate in this area, where the clay content is low and erosion rates are high.

The two totalizer bedload samplers provided valuable information. However, the life span of the gabion sampler was short as it rapidly filled, so that the pit sampler is more adequate in this landscape. However its cleaning is both time and effort consuming (Hudson, 1993). This eventually led to the implementation of a device to measure bedload discharge automatically and continuously.

The measurement of the volume of sediments deposited in the alluvial cones was undertaken only once, as the road maintenance service cleaned it very fast. Indeed, this method has shortcomings also because it is possible to apply it only in selected (road) locations, although the information provided is useful for a qualitative evaluation of sediment yield in such large catchments.

Repeat photography from fixed points provided relevant qualitative information, as it has in other landscapes (Graf, 1983; Wilkerson and Schmid, 2003). The method is cheap and easy to develop, so that it is highly recommendable as a reconnaissance method.

TLS has proved to be adequate for obtaining high spatial resolution information about geomorphic evolution in non-accessible areas (Pesci et al., 2007), such as gully headwalls, and without modifying the surveyed surface. Admittedly, obtaining high temporal resolution requires considerable time and effort, especially so in areas with difficult road and walking access, such as gullies and badlands.

The results obtained with the devices installed at the outlet of the catchment allowed characterizing continuous, bedload movement in a sandy channel. However, whereas bedload monitoring is continuous, suspended sediment was sampled only during hydrograph rise and at specific depths of flow, introducing vagary in the estimation of the suspended sediment-to-bedload ratio. Turbidity sensors coupled with pump samplers are required to obtain continuous records of suspended sediment concentration.

6.2 Geomorphologic rates in a sandy gullied landscape

Splash and sheet erosion rates are lower than the ones obtained with the same techniques in other sandy gullies (Crouch, 1990). In the sandy gullies of Central Spain divides and slopes are eroded at similar rates, whereas Crouch (Crouch, 1990) shows higher erosion on divides than on the slopes. The average measured rate of sheet erosion (11.9 mm y^{-1}) is also higher than the only published erosion rates for the area ($6.2\text{--}8.8 \text{ mm y}^{-1}$), determined by dendrogeomorphology analysis of exposed tree roots (Bodoque et al., 2011b). The difference may be due to the effects of the large event included in the monitored period. Because the rates obtained from dendrogeomorphology cover a larger time span (decadal), the effects of individual extreme events are 'blurred'.

Annual sediment yields calculated from totalizer sampler data are smaller than reported sediment yields for badlands of the same size (0.1 and 1 ha), ca. 12% of the average rates in Mediterranean areas (Nadal-Romero et al., 2011). The monitoring period is admittedly very short although it does include one large event, so

the difference is inferred to derive from the local sandy lithology, from which the majority of the sediment is transported as bedload rather than in suspension, the latter predominating in most gullies at the catchment scale (e.g. Mathys et al., 2003; Gallart et al., 2005a; García-Ruiz et al., 2008). We interpret that this fact explain why we obtained lower rates — as most of the sediment eroded from the catchment is sand, which is transported as bedload, it has a lower transport efficiency compared with sediment transported in suspension, implying lower sediment yield at the mouth of the catchment.

High gradient slopes yield sediment by gravitational movements, as observed in other gullied areas, for instance, in French black marl badlands (Antoine et al., 1995; Oostwoud Wijdenes and Ergenzinger, 1998; Maquaire et al., 2003). TLS-based accurate remapping of the topography representing nearly an entire year (inclusive of autumn, winter and spring, the more rainy and cold seasons when freeze and thaw occur) demonstrates almost no gravitational movement in the steeply inclined capped slopes, and minor erosion documented in the small channels incised into this steep slope (Figs. 7a and 7b). In comparison, high gradient uncapped slopes (65.5°) were more active than capped slopes (44.9°) as evidenced by gravitational movements (Fig. 7b). The capped high gradient slopes are more stable than the uncapped high gradient slopes, and the main operating geomorphological processes are markedly different between them even though they are (a) closely located, (b) of similar height (uncapped 11.6 m vs capped 13.3 m) and (c) of identical lithology. The capping is, thus, influential not merely on rates of erosion but also on dominant processes.

The results presented herein are based on accurate, but short term monitoring. Long term studies are needed to quantify slope evolution in capped and uncapped non-cohesive sands as the frequency of occurrence of rockfalls from the caprock is low (Kirkby and Bracken, 2009). Upon caprock failure, the magnitude of mobilised material may be large, thereby increasing the calculated erosion rates from such hillslopes. As rates of erosion in uncapped areas are higher in the short and medium

term, uncapped gully headwalls are expected to retreat until the caprock is reached, thereby lowering rates of retreat. This cycle of slope retreat is supported by an assessment of the recent historic evolution of the gullied study area (Vicente et al., 2009), reporting a 29 cm yr^{-1} maximum averaged rate of gully retreat, with reference to uncapped zones.

The retreat rates in the capped area are in the same range as the rates studied for similar slopes (Howard and Selby, 2009) and expressed as linear rates. The data on erosion from the uncapped zone are within the broad range of erosion rates of uncapped vertical gully cliffs (Vandekerckhove et al., 2003) in Spain, although with different lithology (the latter eroding into cohesive loam, silt and clay) and climate (the latter more arid, Southern Spain). Accurate estimation of volumetric gully retreat by remote sensing requires a high spatial resolution of measurements (Vandekerckhove et al., 2003); hence, TLS-based monitoring provides higher accuracy than other techniques such as photogrammetry.

The two sand formations differ in their runoff response, higher runoff in Segovia sands relative to the Carabias sands. Interestingly, the thin colluvial deposits draping these two sandy formations do not substantially affect their runoff responses. The exposed Segovia sands produce the highest sediment yields, and belong to the group of higher runoff generation. The colluvium-covered Segovia sands and the ungullied slopes contain appreciable quantities of silts and clays (respectively about 12 and 30% see Table 2) so that despite of higher runoff generation, production of sediment yield is intermediate. Both the colluvium-covered and the uncovered Carabias sands generate low runoff yields and intermediate sediment yield. This may be explained by the intermediate (4 and 12% Table 2) content of silt and clays. The sands covered by dead pine needles produce low runoff and lowest sediment yields; the leaf coverage may be here the determining factor for this response, as shown elsewhere (Uchida et al., 2000; Descroix et al., 2001).

The sediment yield from the low gradient slopes is on average $1.85 \text{ kg m}^{-2}\text{yr}^{-1}$, a very high sediment yield

generated by a comparatively low mean runoff yield, $9.72 \text{ l m}^{-2}\text{yr}^{-1}$; in fact, 17% of the total sediment yielded in all the plots was produced in events when no runoff was collected, so that they are interpreted to have been produced exclusively by splash erosion. This demonstrates the relative importance of this process, especially so in exposed sands; as stated elsewhere (Quansah, 1981), sand is more easily detached by rain splash than other fine textured soils.

Among the low gradient slopes, the runoff coefficient is very low (0.13-0.32% Table 1) for the uncovered and colluvially-covered Carabias sands as well as for the pine leaf-covered sands. The uncovered and colluvially-covered Segovia sands respond considerably more to rainfall, with runoff coefficients of approximately 2%, rising to more than 3% for the thick colluvium. These coefficients, as well as the catchment runoff coefficient for the analyzed flow event (5.4%) are in the expected range (<7%) for uncrusted sand (Verrecchia et al., 1995).

The temporally discontinuous, unrelated to precipitation and overall low rate of knickpoint retreat in the gullied channel (Fig. 7), 0.53 m yr^{-1} , appears to be determined by roots protecting the soils from concentrated flow (Gyssels and Poesen, 2003). It is low compared to the expectation for a gully developed in non-cohesive sands; however, it is higher than the average (0.36 m yr^{-1}), monitored for short-medium terms in other loamy gullies of the Mediterranean area (Vandekerckhove et al., 2003) and smaller than the average rate (0.63 m yr^{-1}) reported for Poland's loess gullies (Malik, 2008).

The event of the October 9th 2010 exemplifies bedload response, where catchment sediment yield is mainly comprised of sand bedload, with a maximum monitored flux of $2.49 \pm 0.04 \text{ kg s}^{-1}\text{m}^{-1}$ and on average $1.02 \pm 0.04 \text{ kg s}^{-1}\text{m}^{-1}$ (Fig. 10). These fluxes are particularly high when considering the shallow water depth (maximum 3.5 cm; average 2.1 cm), thus low shear stresses (average $13.2 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-2}$, maximum $21.83 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-2}$), compared to those often documented for initiation of motion of bedload in nature (e.g. Reid et al., 1998; García et al., 2000; Habersack et al., 2001b; Batalla et al., 2010; Vericat and Batalla, 2010). Self-evidently

this arises due to the differences on GSD, as those are gravel bed rivers or sandy gravel bed rivers, while the Barranca de los Pinos channel has a sandy bed, thus the hiding effect is irrelevant for initiation of motion and bed material size is smaller. Bedload transport is initiated almost immediately (1 min) after the flow arrives at a water depth of 1.6 cm; it lasts as long as the shallow water continues moving over the bed. The shear stress at the 1.6 cm water depth when initiation of movement is registered ($0.85 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-2}$) is higher than that expected for a critical shear stress estimated taking into account the dimensionless critical shear stress given by Shields, 0.6 (Shields, 1936), or Meyer-Peter and Müller, 0.47 (Meyer-Peter and Müller, 1948). Bedload rates are also much higher than bedload transport rates measured in big sand bed channels as the Nile in Egypt or the Rhine in the Netherlands (Abdel-Fattah et al., 2004) where measured rates do not reach $0.1 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$, as the Barranca de los Pinos has a larger longitudinal slope.

The sediment yield for the sampled flow event presents an uncommonly high ratio of bedload relative to suspended sediment. The ratio for the sample event is an approximation not merely because it is a single event, but also due to the nature of suspended sediment measurements in this study. Our reported ratio is higher than the very high published bedload ratio (65%) reported for a hyper-arid area (Laronne and Wilhelm, 2001). Indeed, rivers in areas with Mediterranean to continental climates often deliver only a small fraction of their load as bedload (Alexandrov et al., 2009; Vericat and Batalla, 2010).

7 Conclusions

A detailed survey of 75 sandy has allowed first ever to identify, classify and characterize a very high diversity of both landforms and active processes (Fig. 6). The first approach to the quantification of the most active processes by reconnaissance methods yielded a first approximation of rates for sheet erosion and sediment yield for these landscapes. For the latter, a high magnitude and low frequency event contributed a high proportion to the

total sediment yield, accentuating the need for longer term studies. Ours is a first quantification of the processes acting on sandy gullied catchments, a landscape about which few studies have been undertaken, and it is the first study of such landscapes in a Mediterranean region (Nadal-Romero et al., 2011). Unlike the few prior studies on these rare landscapes, an attempt has been made to quantify the main operating geomorphological processes, among others by the use of some novel techniques, providing admittedly preliminary but rather accurate and detailed rates of runoff yield and sediment transport.

The hypotheses raised after analyzing the results of reconnaissance methods were confirmed: among the varied monitored landforms, high gradient slopes are the most active landform units, specifically the uncapped slopes. Differences in runoff and sediment yield among low gradient slopes point towards the importance of lithology and cover, evidently splash erosion is more important than runoff in sandy slopes and divides.

Most of the sediment yield is transported as sand bedload. Bedload discharge is generally high, higher than in other monitored permanent or ephemeral rivers for such low shear stresses, water depth and discharge. This is due to the nature of the bed material – sand with hardly any gravel and a moderately high slope. An analysis of all the monitored events (all of them shallow) is required to determine which bedload formulae is most suitable for these channels and to obtain an evaluation of the proportion of bedload in increasing flow events. This may be useful for local reclamation projects in quarries, specifically for the design and dimensions of their settling pools.

The first results on geomorphological processes in the Barranca de los Pinos experimental catchment confirm the hypothesis of high geomorphic activity in this studied environment, a formidably beautiful landscape of sandy gullies, different and henceforth to be observed, monitored and overall researched for its singularities as well as similarities with other landforms.

Acknowledgements

This study has been funded by the Spanish Research Projects CGL2010-21754-C02-01 and Dendro-Avenidas (CGL-2007-62063) of the Spanish Ministry of Science and Technology. The authors wish to thank Carlos de Andrés, Fuencisla Vicente, Cristina Martín-Moreno, Sandra Martínez-Pascual, Miguel Angel Sanz and Miguel Angel Moreno for their kind collaboration during field work and sample preparation. We also thank Bridgette Janine Connell for English review.

References

- www.aemet.es.
- Abdel-Fattah, S., Amin, A., Van Rijn, L.C., 2004. Sand transport in Nile River, Egypt. *J. Hydraul. Eng.*, 130(6): 488-500.
- Alexandrov, Y., Cohen, H., Laronne, J.B., Reid, I., 2009. Suspended sediment load, bed load, and dissolved load yields from a semiarid drainage basin: A 15-year study. *Water Resour. Res.*, 45(8): W08408.
- Alonso, A., 1981. El cretácico de la provincial de Segovia (borde norte del Sistema Central). *Semin. estratigr., Ser. monogr.*, 7: 1-271.
- Antoine, P., Giraud, A., Meunier, M., Van Asch, T., 1995. Geological and geotechnical properties of the "Terres Noires" in southeastern France: Weathering, erosion, solid transport and instability. *Eng. Geol.*, 40(3-4): 223-234.
- Arcement, G.J., Jr., Schneider, V.R., 1989. Guide for selecting Manning's roughness coefficients for natural channels and flood plains. *Water-supply Paper 2339*.
- Batalla, R.J., Vericat, D., Gibbins, C.N., García, C., 2010. Incipient bed-material motion in a gravel-bed river: field observations and measurements.
- Boardman, J., Parsons, A.J., Holland, R., Holmes, P.J., Washington, R., 2003. Development of badlands and gullies in the Sneeuwberg, Great Karoo, South Africa. *Catena*, 50(2-4): 165-184.
- Bodoque, J.M., Lucía, A., Ballesteros, J.A., Martín-Duque, J.F., Rubiales, J.M., Genova, M., 2011. Applying dendrogeomorphological analysis for measuring medium-term sheet erosion: a case study of sand slope gullies at central Iberia, EGU General Assembly 2011. *Geophysical Research Abstracts*, Viena, pp. 8823.
- Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Arnau-Rosalén, E., Calvo-Cases, A., Castillo, V., Albaladejo, J., 2006. Measuring soil erosion by field plots: Understanding the sources of variation. *Earth-Sci. Rev.*, 78: 267-285.
- Brown, A.J., 1983. Channel changes in arid badlands, Borrego Springs, California. *Phys. Geogr.*, 4(1): 82-102.
- Bryan, R., Yair, A. (Eds.), 1982. *Badland Geomorphology and Piping*. Geo Books, Norwich, 408 pp.
- Buckley, S., J, Howell, J.A., Enge, H.D., Kurz, T.H., 2008. Terrestrial laser scanning in geology: data acquisition, processing and accuracy considerations. *J. Geol. Soc. (Lond.)*, 165: 625-638.
- Campbell, I.A., 1997. Badlands and badland gullies. In: Thomas, D.S.G. (Ed.), *Arid Zone Geomorphology*. Belhaven Press, London, pp. 261-291.
- Church, M.A., McLean, D.G., Wolcott, J.F., 1987. River bed gravels: sampling and analysis. In: Thorne, C.R., Bathurst, J.C., Hey, R.D. (Eds.), *Sediment Transport in Gravel-bed Rivers*. John Wiley & Sons, New York, pp. 269-325.
- CNIG (Ed.), 2004. Sección II. Grupo 9. Climatología Atlas nacional de España. Ministerio de Fomento, Madrid.
- Crouch, R.J., 1990. Erosion processes and rates for gullies in granitic soils Bathurst, New South Wales, Australia. *Earth Surf. Process. Landf.*, 15: 169-173.
- de Salas, L., Fernández, J.A., 2007. "In-site" regionalization to estimate an intensity-duration-frequency law: a solution to scarce spatial data in Spain. *Hydrol. Process.*, 21(25): 3507-3513.
- Descroix, L., Viramontes, D., Vauclin, M., Gonzalez Barrios, J.L., Esteves, M., 2001. Influence of soil surface features and vegetation on runoff and erosion in the Western Sierra Madre (Durango, Northwest Mexico). *Catena*, 43(2): 115-135.
- Díez, A., Martín-Duque, J.F., 2006. Las raíces del paisaje. *Condicionantes geológicos del territorio de Segovia*. Colección Hombre y Naturaleza. Junta de Castilla y León, 464 pp.
- Esteves, M., Lapetite, J.M., 2003. A multi-scale approach of runoff generation in a Sahelian gully catchment: a case study in Niger. *Catena*, 50(2-4): 255-271.
- Flügel, W.A., 1995. Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. *Hydrol. Process.*, 9: 423-436.
- Gallart, F., Balach, J.C., Regües, D., Soler, M., castellort, X., 2005. Catchment dynamics in a Mediterranean mountain environment. The Vallcebre research basins (southeastern Pyrenees) II: temporal and spatial dynamics of erosion and stream sediment transport. In: Batalla, R.J., Celso, G. (Eds.), *Catchment Dynamics and River Processes: Mediterranean and Other Climate Regions*. Elsevier B.V., pp. 17-29.
- García-Ruiz, J.M., Regües, D., Alvera, B., Lana-Renault, N.,

- Serrano-Muela, P., Nadal-Romero, E., Navas, A., Latrón, J., Martí-Bono, C., Arnáez, J., 2008. Flood generation and sediment transport in experimental catchments affected by land use changes in the central Pyrenees. *J. Hydrol.*, 356: 245-260.
- García, C., Laronne, J.B., Sala, M., 2000. Continuous monitoring of bedload flux in a mountain gravel-bed river. 34: 23-31.
- Gerlach, T., 1967. Hillslope troughs for measuring sediment movement. *Rev. géomorphol. dyn.*, 4: 173.
- Graf, W.L., 1983. Flood-related change in an arid-region river. *Earth Surf. Process. Landf.*, 8: 125-139.
- Gyssels, G., Poesen, J., 2003. The importance of plant root characteristics in controlling concentrated flow erosion rates. *Earth Surf. Process. Landf.*, 28: 371-384.
- Habersack, H., Nachtnebel, P.N., Laronne, J.B., 2001a. The continuous measurement of bedload discharge in a large alpine gravel bed river. *J. Hydraul. Res.*, 39(2): 125-133.
- Habersack, H., Nachtnebel, P.N., Laronne, J.B., 2001b. The continuous measurement of bedload discharge in a large alpine gravel bed river., 39(125-133).
- Haigh, M.J., 1977. The use of erosion pins in the study of slope evolution. *Tech. bull. - Br. Geomorphol. Res. Group*, 18: 31-49.
- Harvey, A.M., 2001. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *Catena*, 42: 225-250.
- Hodge, R., Brasington, J., Richards, K., 2009. In situ characterization of grain-scale fluvial morphology using Terrestrial Laser Scanning. *Earth Surf. Process. Landf.*, 34 954-968.
- Howard, A.D., 2009. Badlands and gullying. In: Parsons, A.J., Abrahams, A.D. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Springer, New York, pp. 265-302.
- Howard, A.D., Selby, M.J., 2009. Rock slopes. In: Parsons, A.J., Abrahams, A.D. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Springer, New York, pp. 189-232.
- Hudson, N.W., 1993. Field measurement of soil erosion and runoff. *FAO soil bulletin*, 68, Rome, 147 pp.
- INM, 2001. *Guía resumida del clima en España 1971-2000*. Centro de Publicaciones, Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente, Madrid, 257 pp.
- Karambiri, H., Ribolzi, O., Delhoume, J.P., Ducloux, J., Coudrain-Ribstein, A., Casenave, A., 2003. Importance of soil surface characteristics on water erosion in a small grazed Sahelian catchment. *Hydrol. Process.*, 17(8): 1495-1507.
- Kirkby, M.J., Bracken, L.J., 2009. Gully processes and gully dynamics. *Earth Surf. Process. Landf.*, 34(14): 1841-1851.
- Kosmas, C., Danalatos, N., Cammeraat, L.H., Chabart, M., Diamantopoulos, J., Farand, R., Gutierrez, L., Jacob, A., Marques, H., Martinez-Fernandez, J., Mizara, A., Moustakas, N., Nicolau, J.M., Oliveros, C., Pinna, G., Puddu, R., Puigdefabregas, J., Roxo, M., Simao, A., Stamou, G., Tomasi, N., Usai, D., Vacca, A., 1997. The effect of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. *Catena*, 29(1): 45-59.
- Lam, K.-C., 1977. Patterns and rates of slopewash on the badlands of Hong Kong. *Earth Surf. Process. Landf.*, 2: 319-332.
- Laronne, J.B., Wilhelm, R., 2001. Shifting stage-volume curves: predicting event sedimentation rate based on reservoir stratigraphy. In: Anthony, D., Ethridge, F., Harvey, M., Laronne, J.B., Mosley, M.P. (Eds.), *Applying Geomorphology to Environmental Management*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, pp. 33-54.
- Laronne, J.B., Alexandrov, Y., Bergman, N., Cohen, H., García, C., Habersack, H., Powell, D.M., Reid, I., 2003. The continuous monitoring of bedload flux in various fluvial environments. In: Bogen, J., Fregus, T., Walling, D.E. (Eds.), *Erosion and sediment transport measurement in rivers: Technological and Methodological Advances*. Int'l Assoc. Hydrol. Sci. Publ., pp. 134-145.
- Lucía, A., Vicente, F., Martín-Moreno, C., Martín-Duque, J.F., Sanz, M.A., De Andrés, C., Bodoque, J.M., 2008. Procesos geomorfológicos activos en cárcavas del borde del piedemonte norte de la Sierra de Guadarrama (Provincia de Segovia, España). *Bol. R. Soc. Hist. Nat., Secc. geol.*, 102(1-4): 47-69.
- Malik, I., 2008. Dating of small gully formation and establishing erosion rates in old gullies under forest by means of anatomical changes in exposed tree roots (Southern Poland). *Geomorphology*, 93: 421-436.
- Maquaire, O., Malet, J.P., Remaitre, A., Locat, J., Klotz, S., Guillon, J., 2003. Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding or gullying? The case of the Barcelonnette Basin, South East France. *Eng. Geol.*, 70(1-2): 109-130.
- Märker, M., Moretti, S., Rodolfi, G., 2001. Assessment of water erosion processes and dynamics in semiarid regions of southern Africa (KwaZulu/Natal RSA; Swaziland) using the Erosion Response Units concept (ERU). *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 24: 71-83.
- Martín-Duque, J.F., Pedraza, J., A., D., Sanz, M.A., Carrasco, R.M., 1998. A geomorphological design for the rehabilitation of an abandoned sand quarry in central Spain. *Landsc. Urban Plan.*, 42(1): 1-14.
- Martín-Duque, J.F., Sanz, M.A., Bodoque, J.M., Lucía, A., Martín-Moreno, C., 2010. Restoring earth surface processes through landform design. A 13 year monitoring of a geomorphic reclamation model for quarries on slopes.

- Earth Surf. Process. Landf., 35: 531-548.
- Martin-Moreno, C., Martín-Duque, J.F., Nicolau, J.M., Sánchez, L., Ruiz, R., Sanz, M.A., Lucía, A., Zapico, I., 2008. A geomorphic approach for the ecological restoration of kaolin mines at the Upper Tagus Natural Park (Spain). In: Decler, K. (Ed.), 6th European conference on ecological restoration. Towards a sustainable future for European ecosystems. Providing restoration guidelines for Natura 2000 habitats and species. SER, Ghent, Belgium, pp. 1-4.
- Mashriqui, H.S., Cruise, J.F., 1997. Sediment yield modeling by grouped response units. *J. Water Resour. Plan. Manage.*, 123(2): 95-104.
- Mathys, N., Brochot, S., Meunier, M., Richard, D., 2003. Erosion quantification in the small marly experimental catchments of Draix (Alpes de Haute Provence, France). Calibration of the ETC rainfall-runoff-erosion model. *Catena*, 50: 527-548.
- Meyer-Peter, E., Müller, R., 1948. Formulas for bed-load transport, 2nd Meeting, IAHR. IAHR, Stockholm, Sweden, pp. 39-64.
- Moreno, F., 1989. Zonas kársticas en la vertiente N de la Sierra de Guadarrama. PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 773 pp.
- Nadal-Romero, E., Martínez-Murillo, J.F., Venmaercke, M., Poesen, J., 2011. Scale-dependency of sediment yield from badland areas in Mediterranean environments. *Prog. Phys. Geogr.*, 35(3): 297-332.
- Nichols, M.H., Stone, J.J., Nearing, M.A., 2008. Sediment database, Walnut Gulch Experimental Watershed, Arizona, United States. *Water Resour. Res.*, 44(5): W05S06.
- Okagbue, C.O., Ezechi, J.I., 1988. Geotechnical characteristics of soils susceptible to severe gully erosion in eastern Nigeria. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, 38: 111-119.
- Oostwoud Wijdenes, D.J., Ergenzinger, P., 1998. Erosion and sediment transport on steep marly hillslopes, Draix, Haute-Provence, France: an experimental field study. *Catena*, 33(3-4): 179-200.
- Pesci, A., Fabris, M., Conforti, D., Loddo, F., Baldi, P., Anzidei, M., 2007. Integration of ground-based laser scanner and aerial digital photogrammetry for topographic modelling of Vesuvio volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 162: 123-138.
- Peugeot, C., Esteves, M., Galle, S., Rajot, J., Vandervaere, J., 1997. Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *J. Hydrol.*, 188: 179-202.
- Quansah, C., 1981. The effect of soil type, slope, rain intensity and their interactions on splash detachment and transport. *J. Soil Sci.*, 32(2): 215-224.
- Reid, I., Layman, J.T., Frostick, L.E., 1980. The continuous measurement of bedload discharge. *J. Hydraul. Res.*, 18(3): 243-249.
- Reid, I., Laronne, J.B., Powell, D.M., 1998. Flash-flood and bedload dynamics of desert gravel-bed streams. *Hydrol. Process.*, 12: 543-557.
- Shields, A.F., 1936. Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. Hydrodynamics Laboratory Publication, 167. U.S. Dept. of Agriculture, Soil Conservation Service, Cooperative Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Sweeney, M.R., Loope, D.B., 2001. Holocene dune-sourced alluvial fans in the Nebraska Sand Hills. *Geomorphology*, 38(1-2): 31-46.
- Thomas, M.F., 2001. Landscape sensitivity in time and space. An introduction. *Catena*, 42 (2-4): 83-98.
- Torri, D., Calzolari, C., Rodolfi, G., 2000. Badlands in changing environments: an introduction. *Catena*, 40(2): 119-125.
- Tsakiri, M., Lichti, D., Pfeifer, N., 2006. Terrestrial laser scanning for deformation monitoring. In: Kahmen, H., Chrzanaxski, A. (Eds.), 3rd IAG / 12th FIG Symposium, Baden, pp. 10.
- Uchida, T., Ohte, N., Kimoto, A., Mizuyama, T., Changhua, L., 2000. Sediment yield on a devastated hill in southern China: effects of microbiotic crust on surface erosion process. *Geomorphology*, 32(1-2): 129-145.
- Van Rijn, L.C., 1984. Sediment transport. *J. Hydraul. Eng.*, 110(10,11,12): 1431-1754.
- Vandekerckhove, L., Poesen, J., Govers, G., 2003. Medium-term gully headcut retreat rates in Southeast Spain determined from aerial photographs and ground measurements. *Catena*, 50(2-4): 329-352.
- Védie, E., Costard, F., Font, M., Lagarde, J., 2008. Laboratory simulations of Martian gullies on sand dunes. *Geophys. Res. Lett.*, 35.
- Vericat, D., Batalla, R.J., 2010. Sediment transport from continuous monitoring in a perennial Mediterranean stream. *Catena*, 82(2): 77-86.
- Verrecchia, E., Yair, A., Kidron, K., Verrecchia, K., 1995. Physical properties of the psammophile cryptogamic crust and their consequences to the water regime of sandy soils. Northwestern Negev desert, Israel. *J. Arid Environ.*, 29: 427-437.
- Vicente, F., Sanz, M.A., Lucía, A., Martín-Duque, J.F., 2009. Evolución geomorfológica en tiempos históricos recientes de cárcavas del borde del piedemonte norte del Guadarrama. Estudio a partir de fuentes documentales. *Bol. R. Soc. Hist. Nat., Secc. geol.*, 103(1-4): 49-64.
- Wells, S.G., Gutierrez, A.A., 1982. Quaternary evolution of badlands in the southeastern Colorado Plateau, USA. In: Yair, A., Bryan, R. (Eds.), *Badland Geomorphology and Piping*. Geobooks, Norwich, pp. 239-258.
- Wilkerson, F.D., Schmid, G.L., 2003. Debris flows in Glacier National Park, Montana: geomorphology and hazards.

Geomorphology, 55(1-4): 317-328.

WRB, I.W.G., 2007. World reference base for soil resources 2006, first update 2007. World Soil Resources Reports, 103. FAO, Rome.

Young, R.W., Wray, R.A.L., Young, A.R.M., 2009. Sandstone landforms. Cambridge University Press, Cambridge.

Capítulo 4



Foto: José Fco. Martín Duque

4. Monitorización de tasas de erosión a medio plazo en cárcavas a partir de los árboles: un caso de estudio empleando análisis dendrogeomorfológico de raíces expuestas en pinos del centro de la Península Ibérica.

Este capítulo reproduce íntegramente el texto del siguiente artículo:

Bodoque, J.M., Lucía, A., Ballesteros, J.A., Martín-Duque, J.F., Rubiales, J.M., y Genova, M., 2011, Measuring medium-term sheet erosion in gullies from trees: A case study using dendrogeomorphological analysis of exposed pine roots in central Iberia: *Geomorphology*, v. 134, no. 3-4, p. 417-425.

Durante la realización del artículo, la autora de la tesis ha colaborado en el diseño experimental, en muestreo en el campo, en la preparación de las muestras en el laboratorio, en el análisis anatómico y estadístico, en el análisis de los datos obtenidos, en la escritura del área de estudio y de la estrategia de muestreo y en la revisión del artículo.

Resumen

La estimación de tasas de erosión en cárcavas supone un gran reto científico, debido a la complejidad y conectividad de los procesos implicados. Este capítulo se centra en la cuantificación de tasas de erosión laminar a medio plazo (decenas de años), en laderas de las cárcavas de la zona de estudio. El estudio se ha llevado a cabo con métodos dendrogeomorfológicos, mediante los cuales se han cuantificado las tasas de erosión a partir de raíces expuestas. Dada la escasa vegetación en las zonas acarcavadas, para poder tomar un número de muestras estadísticamente significativo y que cuyo significado no se viera influenciado por la enorme variabilidad de procesos observada, se ha muestreado exclusivamente la unidad de respuesta hidrológica/erosiva homogénea (HRU-ERU) de arenas de Segovia expuestas, con una pendiente menor de 30° (definida en el capítulo anterior como HRU 2). Esta unidad es una de las más extendidas en las cárcavas estudiadas. Además, se ha visto que el proceso dominante es la erosión laminar o por salpicadura y que las tasas son más altas que en ninguna de las otras HRU presentes en estas cuencas acarcavadas. Esta estrategia de muestreo ha permitido analizar raíces expuestas dispersas en distintas cárcavas de la zona de estudio.

Las 29 muestras tomadas fueron preparadas para análisis anatómico y de datación cruzada. Para el análisis realizado es clave la identificación del primer año de exposición en los anillos de crecimiento, para ello se han utilizado criterios anatómicos, ya que se ha observado que existe una reducción en el área del lumen de las traqueidas de la madera temprana cuando la raíz quedaba expuesta. Además, la madera tardía está formada por varias capas de traqueidas con la pared celular más gruesa. Para determinar objetivamente el primer año de exposición, se ha utilizado un test no paramétrico con los resultados derivados del análisis cualitativo. Las tasas de erosión estimadas se han obtenido dividiendo la altura de suelo erosionado por el número de años que cada raíz estuvo expuesta. Usando este procedimiento, se han obtenido tasas de erosión entre 6,2 y 8,8 mm a⁻¹ (125,2 y 177,8 t ha⁻¹) para la HRU/ ERU estudiada. La estimación del espesor de suelo erosionado se ha ajustado a procedimientos recientes, que han demostrado que los cambios anatómicos ocurren antes a su exposición mediante erosión.

Palabras clave: unidades de respuesta hidrológica/erosiva homogénea, dendrogeomorfología, erosión laminar, anatomía de la madera, *Pinus pinaster*, Sistema Central.

Measuring medium-term sheet erosion in gullies from trees: a case study using dendrogeomorphological analysis of exposed pine roots in central Iberia

J.M. Bodoque^{a,*}, A. Lucía^b, J.A. Ballesteros^c, J.F. Martín-Duque^b, J.M. Rubiales^d, M. Genova^e

^a*Mining and Geological Engineering Department, University of Castilla La Mancha, Toledo, Spain*

^b*Department of Geodynamics. Complutense University of Madrid, Madrid, Spain*

^c*Department of Research and Geoscientific Prospective, Geological Survey of Spain (IGME), Madrid, Spain*

^d*Department of Forest and Pasture Management. Botany Unit. School of Forestry. Technical University of Madrid. Madrid, Spain*

^e*Department of Plant Production: Botany and Plant Protection. Technical University of Madrid. Madrid, Spain*

Abstract

The assessment of gully erosion poses a great challenge because of the complexity and connectivity of the geomorphic processes involved. This study focuses on the quantification of sheet erosion rates in a set of slope gullies located on the Northern piedmont of the Guadarrama Mountains (Spanish Central System). In order to delineate accurately the gully areas in which sheet erosion was predominant, the Hydrologic/Erosion Response Unit (HRU/ERU) approach was used and a dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots was carried out to quantify sheet erosion rates in one selected HRU/ERU. Identification of the first year of exposure by erosion from anatomical criteria was therefore critical. The 29 samples taken were prepared for anatomical analysis and cross-dated. Anatomical analysis of the samples showed a reduction in the lumen area of earlywood tracheids following root exposure and also, in most cases, a slight increase in growth rings. Moreover, at the end of the ring, latewood tissue and visible annual borders were very clearly defined by several rows of thick-walled tracheids. A non-parametric test was used on the findings derived from this qualitative analysis to objectify determination of the first year of exposure. Estimates of sheet erosion were obtained by dividing the height of eroded soil by the number of years that each root was exposed. The mean value of soil erosion for the entire study site was then determined from statistical inference. Using this procedure, a range of sheet erosion rates between 6.2 and 8.8 mm y⁻¹ (125.2 and 177.8 t ha⁻¹ year⁻¹) was obtained for the dominant HRU/ERU of these gullies in central Iberia. These estimates of eroded soil thickness were adjusted based on the recent finding that root anatomical changes occur prior to their exposure by erosion.

Keywords: Hydrologic/Erosion Response Units; Dendrogeomorphology; Sheet wash/erosion, Wood anatomy; *Pinus pinaster* Ait.; Spanish Central System

1 Introduction

Gully erosion has become a global issue as a consequence of its academic and applied implications (Valentin et al., 2005), and has been the focus of numerous studies during the last decade (e.g. Poesen et al., 2003; Smith, 2008; Reid et al., 2010). Notwithstanding the abundance of studies recently undertaken on this matter, it is important to understand the complexity and connectivity of geomorphic processes involved in so-called 'gully erosion'. These processes operate on different time scales and at different topographical positions within the gullies. In general, the materials to be eroded are prepared by weathering processes at the gully walls and within the internal topography of the hillslope. From then on, different processes of hydric erosion and mass movement transport the materials from the slopes onto dry washes and gully bottoms. Finally, fluvial processes deliver these sediments to nearby fluvial networks. Connectivity between hillslope gullies and fluvial systems has been well illustrated by Harvey (2001). Nevertheless, the connectivity between geomorphic processes in gullies and badlands has been described in only a few studies, of which Godfrey et al. (2008) is an example.

In order to gain a deeper knowledge of the various geomorphic processes operating within gullies, this paper proposes the use of Hydrologic Response Units or HRUs (Uhlenbrook, 2003; Cammeraat, 2004; Beighley et al., 2005), also known as Erosion Response Units, ERUs (Flügel, 1995; Märker et al., 2001; Sidorchuk et al., 2003) when active forms of erosion and their related processes are characterized. Delineation of HRUs/ERUs depends on the spatial distribution of land use, residue and vegetation cover, topography and type of soil, as well as erosion processes and related features, since, for a given rainfall, all these factors determine the response of soil water dynamics by influencing infiltration and runoff rates (Kosmas et al., 1997). As a result, specific erosion and sediment transport processes are generated (Märker et al., 2001).

Soil erosion can be quantified by using dendrogeomorphic analysis of exposed tree roots.

Dendrogeomorphology (Alestalo, 1971) is one of the most accurate non-systematic data sources for dating events. It has an annual or even seasonal precision over several centuries (Wiles et al., 1996; Bollschweiler et al., 2008). This branch of science is a subdiscipline of dendrochronology, which uses different characteristic sequences of tree rings and other measurements as indicators to characterize geomorphological processes from both spatial and temporal standpoints. The method is based on determining how active geomorphological processes affecting tree growth are reflected in variations in width measurements of growth rings, in the tree morphology (Corominas and Moya, 1999; Pelfini and Santilli, 2006) and in certain anatomical properties of wood (Gärtner et al., 2001; Bodoque et al., 2005; Malik and Matyja, 2008; Rubiales et al., 2008; Ballesteros et al., 2010a; Ballesteros et al., 2010b). The use of this technique in gullies is also promising in that it expands the antecedents on estimated gully erosion rates, of which there are very few. Vandekerckhove et al. (2001) and Malik (2008) are two examples of these. A thorough review of the state of the art regarding quantification of erosion rates using dendrogeomorphology can be found in Corona et al. (2011) and references therein.

This paper focuses on the quantification of sheet erosion rates at one HRU/ERU (open woodland on silica sand bare soil hillslopes with slopes averaging 24°) in a set of gullies in Central Spain. The formation of gullies in this kind of lithologic configuration is uncommon and therefore few studies have been carried out on them. Examples of these include Lindquist (1980), Osterkamp and Toy (1997), Boardman et al. (2003) and Nichols (2007). Linking these two subjects, dendrogeomorphology and gully erosion, the aim of this study is to demonstrate the usefulness of the former as a tool for quantifying hydric erosion activity in gullies. Several specific objectives were derived from this overall goal. The HRU/ERU approach was used to design the sampling of exposed roots so that the sheet erosion rates obtained were representative of the entire study site. In addition, with respect to sheet erosion estimates, the highest level of certainty was pursued for studying anatomical

changes occurring in roots as a response to soil erosion. In this way, the first year in which tree-ring anatomically responds to soil denudation was preliminarily dated. Finally, cross-dating of root samples was carried out in order to locate the presence of discontinuous or multiple rings and thereby it improved the reliability of dating.

2 Study area and physical setting

On the northern piedmont of the Guadarrama Mountains in the Central System of the Iberian Peninsula (Segovia province, Central Spain), the scarp slopes of a set of mesas and cuervas developed on Cretaceous sediments are deeply dissected by sand slope gullies (Fig. 1). The mesas and cuervas are capped by limestone and dolostone rocks. Their hillslopes are underlain by horizontally-bedded silica sand deposits, with some thin layers of clay and gravel, and covered with a carbonate colluvium. The silica sands only crop out in the slope gullies, in an area covering about 18 km², and in quarries, which are common in the region.

Two characteristics make these slope gullies stand out in a global context: (a) they are developed on poorly consolidated sands. Gullies developed on sandy lithologies are rare; they are usually associated with clayey lithologies; (b) their formation has been interpreted as being triggered by quarrying activities dating back to at least 800 years ago (Moreno, 1989).

The fact that they are developed on highly erodible

materials (sands) results in a geomorphic system at disequilibrium. It therefore offers extraordinarily high erosion and sediment yield rates which derive from different geomorphic processes taking place in various spatial contexts within the gullies (Lucía et al., 2008).

It is also worth noting that these gullies are not a consequence of arid or semi-arid environments. Although the climate is characteristic of the Mediterranean Basin, there is a moderate average annual precipitation (680 mm) and temperature (11.4°C). As a result, the gullies coexist with dense formations of native vegetation where the slopes are not dissected. Intense human use of the land, which started more than a thousand years ago, led to overgrazed hillslopes and very open woodlands (Moreno, 1989).

However, during recent decades there has been a generalized abandonment of these rural areas and this has allowed spontaneous recovery of the woodlands (Rey Benayas et al., 2007; Vicente et al., 2009). As a consequence, the vegetation cover is dense outside the gullies and has a tendency to colonize them, although instability of the substratum makes this difficult. Nevertheless, colonization of the incised areas is possible, mainly by *Pinus pinaster* Ait.

These conditions favor the formation of mosaic structures in which vegetation patches are combined with erosive landforms. Nevertheless, the magnitude to which erosive processes act is blocking an effective vegetal colonization (Fig. 2). In this respect, the presence of exposed roots, both on the inner slopes and divides

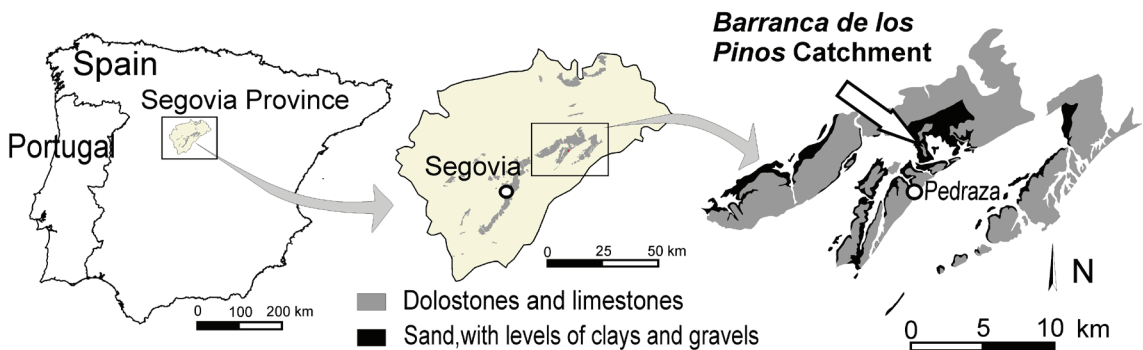


Fig. 1 Location and geologic setting of the study area.

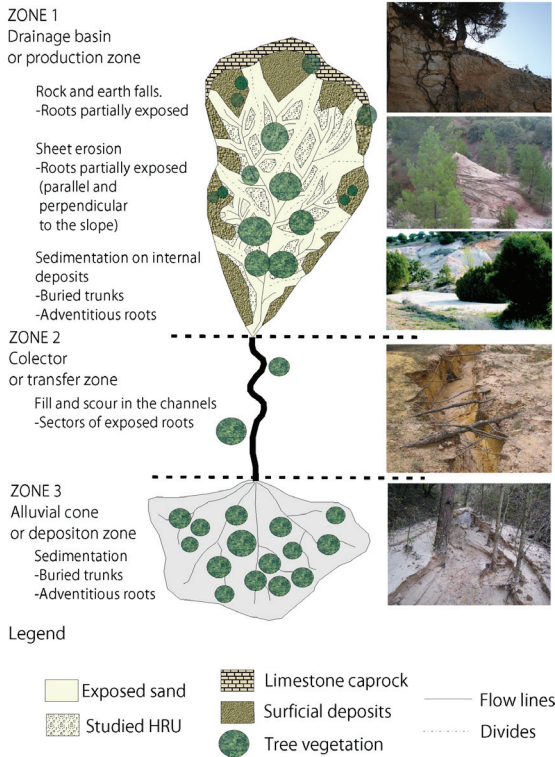


Fig. 2 Effects of different active geomorphic processes on vegetation at the three zones of a typical sand slope gully in the area studied, showing the framework for this dendrogeomorphological analysis. The scheme also shows the HRU/ERU studied, highlighted with dotted polygons, over the exposed sands. It consists of bare sandy exposed hillsides with slopes between 15° and 35°. The main active process that takes place in this HRU/ERU is sheet erosion, which produces root exposure. The second picture from above shows one hillslope with exposed tree roots due to sheet erosion.

of the gullies, is an evidence of the high erosion rates existing in the study site

3 Material and methods

3.1 Sampling strategy

In order to guarantee that all the roots sampled responded similarly to sheet erosion, the HRU/ERU approach was taken into account. To this end, lumped land areas within the study site, comprising homoge-

neous geological substratum, soil, surface deposits, canopy cover and vegetative residue surface cover, with an established range of slope gradient, were identified. Therefore, a small variation in the erosive dynamic within a given response unit could be assumed. Among all the HRUs/ERUs established for these gullies, the one in which the sheet erosion process was predominant was selected (Fig. 2). Additionally, the HRU/ERU studied is characterized by the geomorphological and edaphic properties shown in Table 1. All the properties assigned with the letter (c) in Table 1 are measured at each sampling point and their results are elaborated in Table 2.

Table 1. Land properties that condition a homogeneous hydrological response in the studied HRU/ERU.

Land properties which condition a homogeneous hydrological response	Characterization of the HRU/ERU studied
Geological substratum (a)	Segovia sands and clays Formation
Soil (a)	Not developed
Surface deposit (a)	Non-existent
Canopy cover (a)	Open woodland
Vegetative residue surface cover (a)	Non-existent
Penetration resistance (b)	None
Infiltration capacity (b)	Very high
Organic Matter (c)	Very low
Slope gradient (c)	From 15° to 36°
Texture of the soil/substratum (c)	Sand- Loamy Sand
Structure of the soil/substratum (a)	Structureless
Predominant erosional feature	Sandy slopes eroded by sheet erosion

(a) Properties observed at all sampling points. (b) Properties measured (with a hand penetrometer and ring infiltrometer) on a few representative points in order to describe the HRU/ERU more accurately. (c) Properties measured at each sampling point to check that all samples were taken in the same unit.

At the study site, none of the exposed roots showed abrasion scars that could have caused the shifting wood morphometry pattern in the annual rings. These modifications, together with anatomical changes due to soil denudation, have been described as markers for accurately determining the first year of exposure (Carrara and Carroll, 1979; Gärtner et al., 2001; Gärtner, 2003; Bodoque et al., 2005; Hitz et al., 2008a; Hitz et al., 2008b; Rubiales et al., 2008). More recently, Corona et al. (2011) demonstrated that roots do not react with root

Table 2. Characteristics of the studied HRU/ERU. n is the number of sample points.

Descriptive statistics (n= 29)	Slope (degree)	Aspect (degree)	Texture		
			% sand	% silt	% loam
Average	23.8	209.9	88.9	6.3	5.0
Standard deviation	8.3	82.9	7.3	4.2	3.7
Range	7-36	5-360	72-95	2.8-17.8	1-108

anatomical responses in the moment they are exposed. They proved that there are anatomical effects when erosion reduces the soil cover over the root to approximately 3 cm.

Twenty-nine samples of exposed roots from 29 different trees were taken across the study site. This number of samples was conditioned by the number of exposed roots that met the requirements established for sampling. Of the total, three samples corresponded to *Pinus sylvestris* L. and the rest to *P. pinaster*. Roots were cut with a handsaw into sizes approximately 15 cm length. Afterwards, two disc samples of about 2 cm wide were extracted from each sample. In all cases samples were obtained from roots that were following the steepest slope direction, in order to ensure that the estimated height of the removed soil layer was due to sheet erosion (Gartner, 2007). They were taken only from exposed roots that were placed more than 1.5 m from the trunk, to avoid upward migration related to ongoing growth of the stem. Furthermore, roots close to the stem often show an asymmetric growth pattern with wider rings on the topside as a result of mechanical stresses exerted by the stem (Mattheck and Breloer, 1992; Gartner, 2007).

A detailed description was made at each sampling point of the spatial and morphological characteristics of the surroundings. The following information was collected: i) geographical location (UTM coordinates); ii) altitude (m a.s.l.); iii) aspect (sexagesimal degrees); iv) local (root) slope expressed (degrees); v) distance of the root section from the tree trunk (m) and vi) vertical distances between the upper part of the root and the soil surface (mm). To these purposes, a measuring tape was used. Additionally, soil samples were taken to verify that all the locations sampled belonged to the same HRU/ERU in terms of textural characteristics, content of organic matter, permeability and cohesiveness.

3.2 Sample preparation

Sections of the sampled roots were left to dry in the open air for two months. They were then processed for macro- and microscopic analysis, according to the

protocol suggested by Gärtner et al. (2001). Two slices with an approximate thickness of 1.5 cm were obtained from the initial section. The slices were then sanded and polished with sandpaper (up to 400 grit) in order to facilitate recognition of the tree-rings. One of the sections was used for macroscopic assessment of the yearly growth pattern. The other was prepared for an analysis of anatomical variations. The samples were softened by soaking in different mixtures of water and alcohol because the sectioning procedure was hindered by an abundance of resin in the xylem of some of the samples. Cross-sections of approximately 1 cm wide and 20 μm thick were obtained along the radial direction with a sliding microtome. Staining with safranin was carried out as described by Schweingruber (1990), using a citrus oil clearing agent (Histoclear) as a dissolvent. After the staining procedure, sections were embedded on a hardening epoxy (Eukit) and dried at room temperature.

3.3 Wood anatomical analysis

Samples were observed under optical microscopy and photographed with a digital imaging system (LEICA DFC420). Microscopic images were analysed at 50 \times magnification using WinCell PRO Version 5.6c software with a precision of 1 μm in the measurements.

The anatomical parameters analysed were those which are good indicators of the occurrence of the first year of exposure according to literature (Rubiales et al., 2008). These were: a) ring width, b) latewood (LW) percentage and c) cell lumen area of tracheids. The occurrence of resin ducts (RD) was also assessed. Analysis of this parameter was based on visual observation and direct counting of the ducts on digital images. The area analysed for RD was defined by the width of the microscopic image (0.8 cm), the total length of earlywood (EW) and percentage of LW. Measurements were taken perpendicular to the growth ring. The cell sizes of the lumen of the axial tracheids were determined from measurements through an averaging of 2000 cells contained in a mean area of 0.6 mm^2 of the early earlywood (EE), representing the first part of EW (Fig. 3). This is consid-

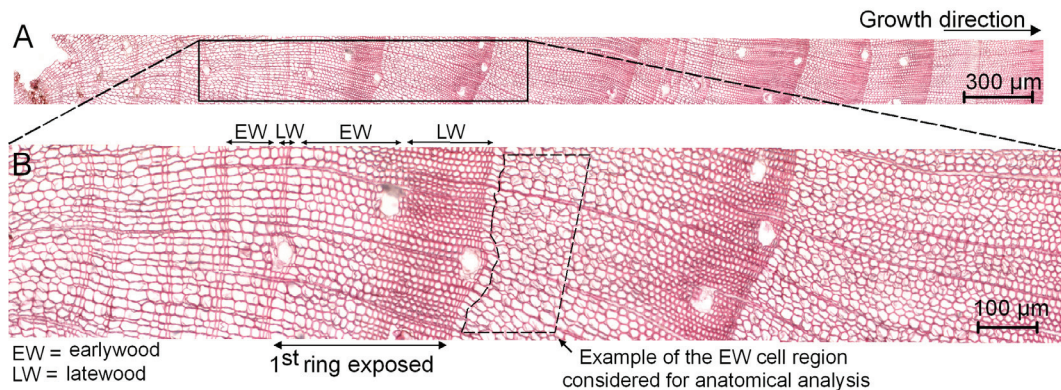


Fig. 3 Microscopic image of one of the samples analyzed. A) Cross-section of an exposed root of *P. pinaster*. B) Area within the EW (earlywood) considered for the anatomical analysis.

red to be the best tree ring layer for environmental proxy (Ballesteros et al., 2010b).

3.3.1 Statistical analysis

Prior to the statistical analysis, anatomical parameters were described by visual examination of the microscopic images to give a qualitative approximation of the first year of anatomical responses due to soil erosion. The anatomical parameters used as indicators for this purpose (see Rubiales et al., 2008) were: i) a reduction in the lumen area of early-earlywood (EE) tracheids and ii) a notable increase in both the width of the whole ring and the percentage of LW. In order to guarantee their validity, a statistical approach based on this preliminary assessment was implemented using a two-sample comparison test. All the parameters considered in the analysis were compared and pre/post tree rings -established with respect to the first year in which anatomical changes occurred- were defined as input data. For this purpose the non-parametric Mann-Whitney Wilcoxon test (Sprent and Smeeton, 2001) was applied. Analysis was based on considering the neighbouring five rings formed before and after the first ring that responded to soil denudation in terms of anatomical changes.

3.4 Dendrochronological dating of growth ring series

The dendrochronological principle of cross-dating (Fritts, 1976) was applied, with the aim of improving precision for dating both the first year of response to soil erosion (previously estimated using anatomical criteria; see Section 3.2) and subsequent rings denoting characteristic features of exposure. This also made it possible to identify the existence of discontinuous or multiple rings, which would imply an increase in the dating reliability. To this end, sections of exposed roots were sanded and polished with sandpaper (up to 400 grit) in order to visualize each growth ring properly. In each section, four or five radii were marked along the directions that showed the highest variability regarding measurements of the width of the growth rings (Fig. 4). Growth rings of each radius were measured to an accuracy of 0.01 mm using a LINTAB measuring device coupled to a stereomicroscope and TSAPW in software. It was not possible to apply statistical cross-dating techniques because of the limited growth ring series available. Therefore, both the presence of discontinuous or multiple rings and dating of the series were determined by visual analysis of overlapping graphs.

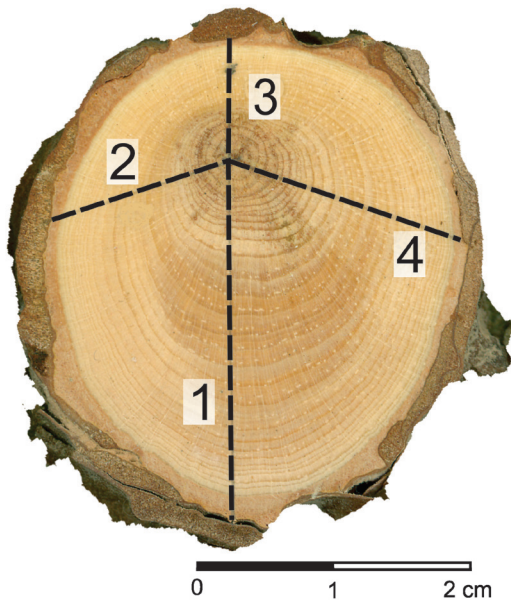


Fig. 4 Scanned image of a sample in which the radii where ring widths were measured are marked.

3.5 Estimation of sheet erosion rates

To quantify sheet erosion rates, the following parameters are required: i) the number of rings since exposure took place (NR_{ex}) and ii) the thickness of the eroded soil layer once the exposure have occurred (E_x). Additionally, because sheet erosion implies a continuous and progressive denudation, some anatomical parameters undergo changes before the root is exposed (Corona et al., 2011) (e.g., traqueid cell lumen is reduced when the soil covering is reduced to a few centimeters). Therefore, the evaluation of mean annual erosion rates will be underestimated if this bias (ε) is not taken into account (Corona et al., 2011). As a result of the soil characteristics (i.e., very low bulk density) of the study site, ongoing secondary root growth was not considered. Under this premise, the estimation of soil erosion rate (E_r ; mm y⁻¹) is given by:

$$E_r = \frac{E_x + \varepsilon}{NR_{ex}} \quad (1)$$

A statistical inference method was implemented to characterize the erosive process. To this end, a preliminary analysis was carried out to determine whether the population from which the samples came followed a normal distribution. This consisted of taking measurements to test for significant deviations from normal distribution (i.e., standardized kurtosis and standardized skewness) and application of the Shapiro-Wilk test, based on comparison of the quantiles of normal fitted distribution with quantiles of the data. In those cases in which important deviations in normal distribution were noted, a logarithmic transformation was applied from the data in order to achieve a lognormal type distribution. Finally, a 95% confidence interval was determined for the population mean of the sheet erosion rates estimated at the study site.

In order to establish whether estimated erosion rates were to some degree determined by the morphometric parameters considered in sampling (i.e., slope and hillside aspect), Pearson’s coefficient was applied to determine the degree of correlation between each variable and the calculated erosion rate. A linear correlation between each pair of variables was also tested for significance. This analysis was complemented with an ANOVA analysis (Fisher’s least significant difference—LSD method to determine whether some of the morphometric factors had a significant effect on the dependent variable.

4 Results

4.1 Dendrochronological dating of tree-ring series

A visual assessment of the analyzed roots showed that exposure was mostly marked by a perceptible increase in width rings (Fig. 5). Discontinuous tree-ring formation due to cambium damage as a consequence of exposure was more common in outer rings. In fact, in some cases these rings had been completely destroyed after exposure took place. In addition, in 66% of the samples discontinuous inner rings were also present. In this regard, there was no overlap between samples,

except for the year 1996, which produced the highest matches (six discontinuous growth rings in four of the samples analysed). The presence of double or multiple rings can be considered almost anecdotal because these were detected in just one root sample. The age of the samples analysed ranged from a minimum of seven years to a maximum of 44 years, with a mean value of 29.16 ± 9.43 .

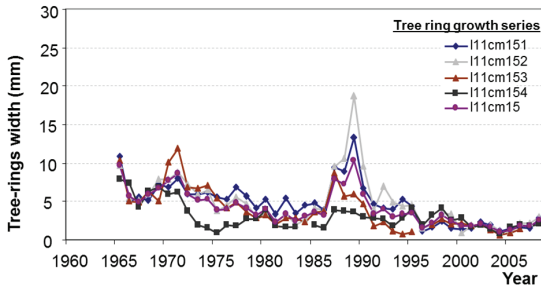


Fig. 5 Growth ring series for one of the samples analyzed. The sudden increase in width measurements is as a result of exposure.

4.2 Wood anatomical analysis and statistical assessment of data

Almost all the analysed exposed tree-roots showed important changes in the selected anatomical parameters once exposure had occurred (Table 4). This can be interpreted as a consequence of both the effects of exposure (e.g., variations in temperature, reduction in pressure of the soil cover, and light incidence) and the mechanical stress that the roots underwent when they lost their soil cover. As a consequence, most of the tree-rings showed considerable growth, which was especially noticeable in the first rings formed after exposure. Latewood was clearly distinguishable since it had several rows of thick-walled tracheids. In addition, there was

Table 4. Percentage of samples that, within the three main anatomical parameters considered as main indicators of root exposure, defined statistically significant differences between tree rings denoting exposure and those formed under the protection of the soil.

Anatomical parameters denoting root exposure by erosion	Lumen area (μm^2)	Percentage of Latewood	Width of the growth rings (mm)
Percentage of samples which show statistically significant differences	97%	45%	44%

a notable reduction in the lumen area of EE tracheids once root exposure took place. In this regard, the results obtained from the comparison procedure (Tables 3 and 4) make evident that all the samples analysed except one showed a statistically significant reduction (Fig. 6).

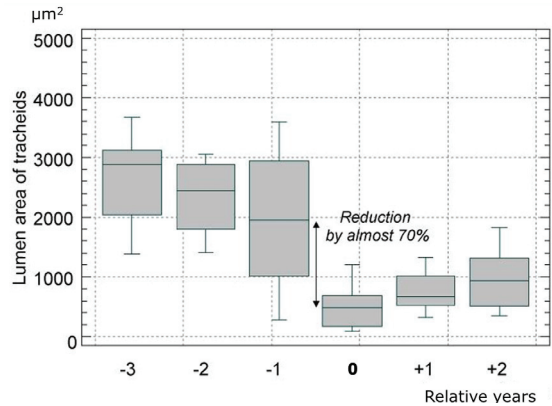


Fig. 6 Box plot showing changes of EE (early earlywood) tracheids in the lumen area as a result of exposure. The first year of exposure is year zero. Negative X values refer to non-exposed tree-rings. In contrast, positive values are linked to exposed tree-rings.

The percentage of LW increased due to exposure in all cases. Nevertheless, such increases were significant in only 45% of the studied images. This is because this factor frequently gave values one or two years after exposure that were similar to values denoting non-exposure (Fig. 7). In six cases, a lag of one increment ring was observed between the response presented by the EE tracheid lumen area and the percentage of LW as a result of exposure. The width of growth rings showed more erratic behaviour. Thus, 72.4% of tree-ring samples denoting exposure were characterized by much larger widths than non-exposed tree-rings (Fig. 7). However, statistically significant differences in the LW percentage were observed in only 44% of the samples. In contrast, a reduction in tree-ring width as a result of exposure was observed in 27.6% of the samples.

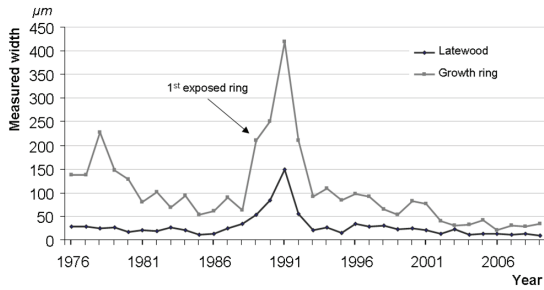


Fig. 7. Plot showing an example of changes in latewood and growth rings as a response to exposure.

4.3 Estimates of sheet erosion rates and data analysis

A preliminary statistical analysis regarding sheet erosion rates (Table 5) indicated that neither standardized skewness nor standardized kurtosis values (3.45 and 5.01 respectively) were within the range expected

for a normal distribution. Furthermore, the Shapiro-Wilk test rejected the hypothesis that the sample came from a normal distribution with 95% confidence as the p-value was less than 0.05. After the logarithmic transformation and the subsequent antilogarithmic conversion, a range of erosion rate between 6.2 and 8.8 mm y⁻¹ (125.2 and 177.8 t ha⁻¹y⁻¹ for a bulk density of 2.02 g cm⁻³) was determined at 95% confidence level. These rates were obtained from data provided by 17 of the 29 samples analysed. Erosion rates from the remaining 12 samples were not representative of erosion intensity in the study area. In addition, there was no evidence that a statistically significant correlation existed among the variables (in all cases the p-value was >0.05). Analysis of variance (ANOVA) was used to determine the factors that have a significant influence on the estimated erosion rates. The probability values obtained at a 95% confidence level indicate that none of the factors considered can explain the results.

Table 5. Obtained erosion rates and values of the parameters taken into account at each sampled point.

Sample code	Slope (°)	Aspect (°)	Year of exposure	$E_{x+\varepsilon}$ (mm)	NR_{ex}	Erosion rate (mm y ⁻¹)
M1	21	360	1998	72	10	7.2
M2	7	220	2002	58	6	9.7
M4	18	150	2005	56	3	18.7
M5	27	318	1997	69	11	6.3
M7	9	115	1989	53	19	2.8
M8	30	154	1995	78	13	6.0
M9	25	270	1988	61	20	3.1
M10	23	130	1993	59	15	3.9
M13	18	302	1991	61	17	3.6
M14	26	231	1987	78	21	3.7
M15	14	5	1987	51	21	2.4
M17	28	20	1999	48	9	5.3
M21	22	332	1981	68	27	2.5
M22	15	200	1999	50	9	5.6
M23	34	304	1999	68	9	7.6
M24	36	230	1997	63	11	5.7
M27	34	232	2002	56	6	9.3
M31	31	204	1997	55	11	5.0
M32	32	208	1997	61	11	5.5
M35	18	196	1981	59	27	2.2
M36	10	142	1968	65	40	1.6
M38	33	190	1983	52	25	2.1
M39	23	280	2004	49	4	12.3
M41	34	184	2001	53	7	7.6
M42	34	271	2002	52	6	8.7
M45	17	208	2002	45	6	7.5
M46	16	235	1982	54	26	2.1
M47	17	180	1988	67	20	3.4
M48	23	125	1999	53	9	5.9

NR_{ex} : Number of rings since exposure took place. E_x : Thickness of the eroded soil layer once the exposure have occurred.

5 Discussion

The interrelationships among bedrock, topography, soil and vegetation reflect a common hydrological and erosive response within each HRU/ERU (Lucía et al., 2010). Therefore, a significant advance in this field is that the erosion rates obtained at each HRU/ERU through the dendrogeomorphology technique can be transferred to similar HRUs/ERUs. For example, the same erosion rates can be expected in slopes with conditions similar to those in the Central and Eastern Iberian Peninsula, where gullies on slopes with silica sand are common. Thus, HRUs/ERUs are used for storage and transmission of information on how these landforms react to erosion. Finally, understanding the processes and rates by linking HRU/ERU and dendrogeomorphology can allow extension of the knowledge obtained in the study area to others.

It can be considered that estimated erosion rates are highly accurate, because tree-ring series were cross-dated. An analysis of discontinuous and multiple rings made it possible to determine the age of the roots, as well as the specific year in which the first exposure ring was formed.

The methodological approach to characterize soil erosion has been developed and applied widely since the 1960s (LaMarche, 1968; Dunne et al., 1978; Carrara and Carroll, 1979; Bodoque et al., 2005; McAuliffe et al., 2006; Chartier et al., 2009). Gärtner (2007) proposed an improved equation for estimating erosion rates, in which the height of eroded soil depends on the intensity of the erosive process and ongoing secondary root growth. Subsequently, Corona et al. (2011) showed that anatomical response due to hydric erosion occurs prior to the root's exposure. Therefore, it can be considered that most of the available erosion rates obtained by means of dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots are underestimated, because this adjustment has not been taken into account. Regarding secondary root growth, the root migrates upwards since growth occurs in the entire section. It should be pointed out, however, that the soil that housed the root system of the

trees sampled was very loose. In fact, tests carried out with a pocket penetrometer did not report any measure of unconfined compressive soil strength. Therefore, the process of upward migration of the root due to growth in its upper part was ruled out, since the pressure exerted by the root in the lower part of the soil was sufficient to permit the root to penetrate downwards. Accordingly, we did not take into account ongoing secondary root growth to estimate erosion rates. However, it has to be outlined that a minimal upward migration can not be excluded completely, because some expansion to both sides occurs as the root grows; therefore a minimal upward migration can take place.

Soil loss data were obtained by applying wood anatomical analysis to the quantification of soil erosion rates using partly exposed living roots from *P. pinaster* and *P. sylvestris*. A more precise determination of the first year of exposure was obtained from this analysis, which also avoided bias in erosion estimation because it was based on a quantitative assessment with statistical criteria. The two species studied showed analogous anatomical growth patterns due to exposure. Moreover, these were similar to other patterns observed in softwood species (Fayle, 1968; Gärtner et al., 2001; Gärtner, 2003; Hitz et al., 2006; Hitz et al., 2008a). In this regard, the use of *P. pinaster* roots as a dendrogeomorphologic indicator for estimating sheet erosion rates is one of the major contributions of this research, as this Mediterranean pine is widely distributed in disturbed environments throughout SW Europe and the Iberian Peninsula.

Because exposure is a response to a continual lowering of the soil surface, a characteristic anatomical pattern is noticeable in the tree-ring record (Gärtner, 2003). Latewood tracheids become thick-walled, making it easier to differentiate ring boundaries. Likewise, the lumen area of EE tracheids almost always decreases when continuous denudation affects buried roots. However, other factors, such as RD occurrence, which has been reported to be a valuable dendroecological factor (Rigling et al., 2003), are not always present at the same time as exposure. As a consequence, this does not seem to be a relevant feature for characterizing the erosi-

ve process (Rubiales et al., 2008). This is in agreement with observations of *Pinus sp.* made by Stoffel (2008) and Ballesteros et al. (2010a) for other geomorphic processes.

An interesting finding derived from the anatomical analysis is that it was possible to establish the season in which the first year of anatomical response predominantly occurred. It was observed that the increase in the percentage of latewood as a response to soil denudation took place a year in advance with respect to the decrease in the lumen area of EE tracheids (Fig. 8). This lag was recognized in 20.7% of the samples. This circumstance may have implications from a hydrological point of view, since it can be hypothesized that the more intense erosive activity will take place in the warm season as a result of more frequent convective storms (Gayà, 2009).

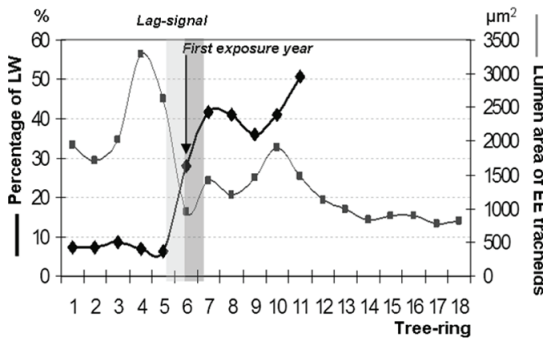


Fig. 8 Lag in the anatomical signal denoting the first year of exposure based on the consideration of two parameters: percentage of LW (latewood) and lumen area of EE (early earlywood) tracheids.

The estimated mean erosion rates (6.2–8.8 mm y⁻¹; 125.2–177.8 t ha⁻¹y⁻¹) are lower than those estimated for the same area by other direct methods. Erosion rates estimated using erosion pins for short divides existing within the catchment of the same gullies were between 9 and 16 mm y⁻¹ for a period of two hydrological years (Lucía; results unpublished). However, the data for the divides may not be representative as the length of the measurement was not long and because high magnitude and low frequency precipitation events were included within that two-year hydrological period.

The estimated erosion rates in the study area occurred in a period where there have not been changes in the annual daily maximum precipitation patterns at the nearest rain gauge (Fig. 9). The above results suggest that the roots with a higher number of rings indicating anatomical response to soil denudation (those with a higher diameter and largely devoid of soil cover) led to significant underestimation of erosion rates, probably because roots protected soil against erosion. In contrast, slightly uncovered roots with few tree-rings denoting exposure offered much more realistic erosion rates. As shown in Fig. 10, roots with less than 15 years of exposure give more representative erosion rates (6.2–8.8 mm y⁻¹). Longer exposure substantially reduced erosion rates to 2.2–3.3 mm y⁻¹.

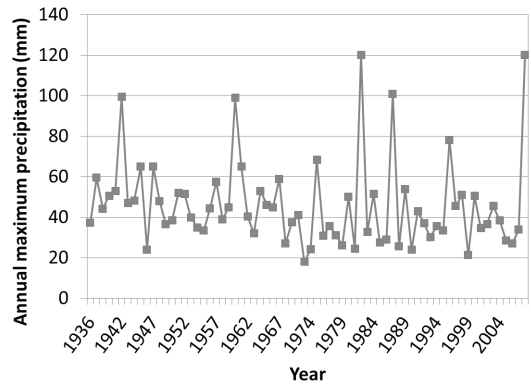


Fig. 9 Annual daily maximum precipitation time series for the study site.

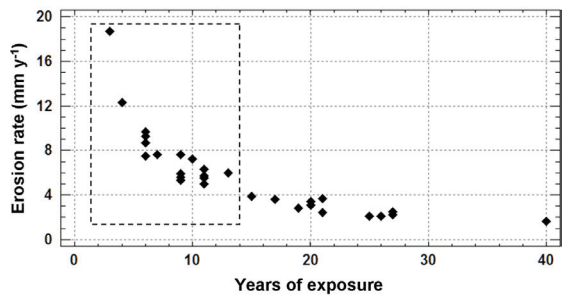


Fig. 10 Chart relating erosion rates and years of exposure of the exposed roots. Erosion rates inside the square are those used in the statistical analysis. The separation of the erosion rates in two populations was verified using the Mann-Whitney' non parametric test. The result obtained defined a p-value < 0.05, indicating statistically significant differences between the medians of the two groups with a 95% confidence level.

6 Conclusions

This paper describes the first attempt in Spain to estimate sheet erosion rates using dendrogeomorphological and anatomical indicators for *P. pinaster* and *P. sylvestris*. Analysis of exposed roots based on this approach make it possible to quantify a type of erosion process in a singular geomorphic environment. This demonstrates the utility of dendrogeomorphology in studies of medium term sheet erosion dynamics, which constitutes a great advantage over common measuring devices which require costly installations in order to produce data. Study findings revealed a site with important soil erosion activity, with estimated soil loss within the range 6.2–8.8 mm y⁻¹. The intense erosion processes on the regional slopes were initiated by ancient quarrying. The fact that all the samples were taken within the same HRU/ERU asserts that the estimated rates are representative of the study site. However, the main contribution of this paper is methodological. The combined use of Hydrologic/Erosion Units and dendrogeomorphological analysis has given information about how a homogeneous area reacts to natural processes. Although it is impossible to monitor active geomorphic processes everywhere, areas with a homogeneous hydrologic and erosion response can be identified and delineated, making information from selected areas useful. Such information could be extrapolated to areas with similar characteristics.

Acknowledgements

This study has been funded by the Spanish Research Projects CGL2010-21754-C02-01 and Dendro-Avenidas (CGL-2007-62063) of the Spanish Ministry of Science and Technology. The authors wish to thank Carlos de Andrés, Fuencisla Vicente, Cristina Martín-Moreno, Sandra Martínez-Pascual, Miguel Ángel Sanz and Miguel Ángel Moreno for their kind collaboration during field work and sample preparation. We also thank Bridgette Janine Connell for English review.

References

- Alestalo, J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105(1-139).
- Ballesteros, J.A., Stoffel, M., Bodoque, J.M., Bollschweiler, M., Hitz, O., Díez-Herrero, A., 2010a. Changes in wood anatomy in tree rings of *Pinus pinaster* Ait. following wounding by flash floods. *Tree-Ring Res.*, 66(2): 93-103.
- Ballesteros, J.A., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., 2010b. Flash-flood impacts cause changes in wood anatomy of *Alnus glutinosa*, *Fraxinus angustifolia* and *Quercus pyrenaica*. *Tree Physiol.*, 30(6): 773-781.
- Beighley, R.E., Dunne, T., Melack, J.M., 2005. Understanding and modeling basin hydrology: interpreting the hydrogeological signature. *Hydrol. Process.*, 19(7): 1333-1353.
- Boardman, J., Parsons, A.J., Holland, R., Holmes, P.J., Washington, R., 2003. Development of badlands and gullies in the Sneeuweg, Great Karoo, South Africa. *Catena*, 50(2-4): 165-184.
- Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Martín-Duque, J.F., Rubiales, Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R.M., Sanz, M.Á., 2005. Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: Two examples from Central Spain. *Catena*, 64: 81-102.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Schneuwly, D.M., Bourqui, K., 2008. Traumatic resin ducts in *Larix decidua* stems impacted by debris flows. *Tree Physiol.*, 28(2): 255-263.
- Cammeraat, E.L.H., 2004. Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. *Agric. ecosyst. environ.*, 104(2): 317-332.
- Carrara, P.E., Carroll, T.R., 1979. The determination of erosion rates from exposed tree roots in the Piceance Basin, Colorado. *Earth Surf. Process. Landf.*, 4(4): 307-317.
- Chartier, M.P., Rostagno, C.M., Roig, F.A., 2009. Soil erosion rates in rangelands of northeastern Patagonia: A dendrogeomorphological analysis using exposed shrub roots. *Geomorphology*, 106(3-4): 344-351.
- Corominas, J., Moya, J., 1999. Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology*, 30(1-2): 79-93.
- Corona, C., Lopez Saez, J., Rovéra, G., Stoffel, M., Astrade, L., Berger, F., 2011. High resolution, quantitative reconstruction of erosion rates based on anatomical changes in exposed roots at Draix, Alpes de Haute-Provence - critical review of existing approaches and independent quality control of results. *Geomorphology*, 125(3): 433-444.
- Dunne, T., Dietrich, W.E., Brunengo, J., 1978. Recent and past erosion rates in semi-arid Kenya. *Z. Geomorphol., Suppl.* 29: 130-140.
- Fayle, D.F.C., 1968. Radial Growth in Tree Roots - Distribution,

- Timing, Anatomy. Technical Report, 9. Faculty of Forestry, University of Toronto, Toronto.
- Flügel, W.A., 1995. Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. *Hydrol. Process.*, 9: 423-436.
- Fritts, H.C., 1976, 1976. *Tree Rings and Climate*, New York, 567 pp.
- Gartner, H., 2007. Tree roots - Methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology*, 86(3-4): 243-251.
- Gärtner, H., Schweingruber, F.H., Dikau, R., 2001. Determination of erosion rates by analyzing structural changes in the growth pattern of exposed roots. *Dendrochronologia*, 19: 81-91.
- Gärtner, H., 2003. Holzanatomische Analyse diagnostischer Merkmale einer Freilegungsreaktion in Jahrringen von Koniferenwurzeln zur Rekonstruktion geomorphologischer Prozesse. *Diss. Bot.*, 378: 1-118.
- Gayà, M., 2009. Tomadoes and severe storms in Spain, 5th European Conference on Severe Storms, Landshut - Germany, pp. 323-325.
- Godfrey, A., Everitt, B.L., Martín-Duque, J.F., 2008. Episodic sediment delivery and landscape connectivity in the Mancos Shale badlands and Femont River system, Utah, USA. *Geomorphology*, 102: 242-251.
- Harvey, A.M., 2001. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *Catena*, 42: 225-250.
- Hitz, O., Gärtner, H., Monbaron, M., 2006. Reconstruction of erosion rates in Swiss mountain torrents. In: Heinrich, I., Gärtner, H., Monbaron, M., Schleser, G. (Eds.), *TRACE - Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology*. Forschungszentrum Jülich GmbH, Jülich, pp. 196-202.
- Hitz, O.M., Gartner, H., Heinrich, I., Monbaron, M., 2008a. Wood anatomical changes in roots of European ash (*Fraxinus excelsior* L.) after exposure. *Dendrochronologia*, 25(3): 145-152.
- Hitz, O.M., Gärtner, H., Heinrich, I., Monbaron, M., 2008b. Application of ash (*Fraxinus excelsior* L.) roots to determine erosion rates in mountain torrents. *Catena*, 72(2): 248-258.
- Kosmas, C., Danalatos, N., Cammeraat, L.H., Chabart, M., Diamantopoulos, J., Farand, R., Gutierrez, L., Jacob, A., Marques, H., Martinez-Fernandez, J., Mizara, A., Moustakas, N., Nicolau, J.M., Oliveros, C., Pinna, G., Puddu, R., Puigdefabregas, J., Roxo, M., Simao, A., Stamou, G., Tomasi, N., Usai, D., Vacca, A., 1997. The effect of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. *Catena*, 29(1): 45-59.
- LaMarche, V.C., 1968. Rates of slope degradation as determined from botanical evidence, White Mountains, California. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 352-I. U.S. Geol. Surv.
- Lindquist, R.C., 1980. Slope processes and forms at Bryce Canyon National Park. Ph.D. Thesis, University of Utah, Utah, 132 pp.
- Lucía, A., Vicente, F., Martín-Moreno, C., Martín-Duque, J.F., Sanz, M.A., De Andrés, C., Bodoque, J.M., 2008. Procesos geomorfológicos activos en cárcavas del borde del piedemonte norte de la Sierra de Guadarrama (Provincia de Segovia, España). *Bol. R. Soc. Hist. Nat., Secc. geol.*, 102(1-4): 47-69.
- Lucía, A., Laronne, J.B., Martín-Duque, J.F., Sanz, M.A., 2010. Geomorphic dynamics of gullies developed in sandy slopes of Central Spain. Barranca de los Pinos experimental catchment. In: Egozi, R., Lekach, J. (Eds.), 4th International Seminar on Small Catchments Dynamics: Connectivity in Time and Space. IAHS, Israel, pp. 6-7.
- Malik, I., 2008. Dating of small gully formation and establishing erosion rates in old gullies under forest by means of anatomical changes in exposed tree roots (Southern Poland). *Geomorphology*, 93: 421-436.
- Malik, I., Matyja, M., 2008. Bank erosion history of a mountain stream determined by means of anatomical changes in exposed tree roots over the last 100 years (Bila Opava River - Czech Republic). *Geomorphology*, 98(1-2): 126-142.
- Märker, M., Moretti, S., Rodolfi, G., 2001. Assessment of water erosion processes and dynamics in semiarid regions of southern Africa (KwaZulu/Natal RSA; Swaziland) using the Erosion Response Units concept (ERU). *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 24: 71-83.
- Mattheck, C., Breloer, H., 1992. Root cross-sections tell the load history. *Allg. Forst Jagdztg.*, 163(7-8): 142-145.
- McAuliffe, J.R., Scuderi, L.A., McFadden, L.D., 2006. Tree-ring record of hillslope erosion and valley floor dynamics: Landscape responses to climate variation during the last 400yr in the Colorado Plateau, northeastern Arizona. *Glob. Planet. Change*, 50(3-4): 184-201.
- Moreno, F., 1989. Zonas kársticas en la vertiente N de la Sierra de Guadarrama. PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 773 pp.
- Nichols, M.H., 2007. The Walnut Gulch experimental watershed - 50 years of watershed monitoring and research. In: Graaff, J., Cameron, J., Sombatpanit, S., Pieri, C., Woodhill, J. (Eds.), *Monitoring and Evaluation of Soil Conservation and Watershed Development Projects*. World Assoc. of Soil and Water Cons., Bangkok, pp. 496.
- Osterkamp, W.R., Toy, T.J., 1997. Geomorphic considerations for erosion prediction. *Environ. geol.*, 29(3-4): 152-157.
- Pelfini, M., Santilli, M., 2006. Dendrogeomorphological analyses on exposed roots along two mountain hiking trails in

- the Central Italian Alps. *Geogr. ann., Ser. A, Phys. geogr.*, 88(3): 223-236.
- Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G., Valentin, C., 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena*, 50(2-4): 91-133.
- Reid, L.M., Dewey, N.J., Lisle, T.E., Hilton, S., 2010. The incidence and role of gullies after logging in a coastal redwood forest. *Geomorphology*, 117(1-2): 155-169.
- Rey Benayas, J.M., Martins, A., Nicolau, J.M., Schulz, J.J., 2007. Abandonment of agricultural land: an overview of drivers and consequences. *Perspectives Agriculture, Veterinary Sci., Nutr. Nat. Resour.*, 057(2): 1-14.
- Rigling, A., Brülhardt, H., Bräker, O.U., Forster, T., Schweingruber, F.H., 2003. Irrigation effect on tree growth and vertical resin duct production of *P. sylvestris* L. on dry sites in the Central Alps, Switzerland. *For. Ecol. Manage.*, 175: 285-296.
- Rubiales, J.M., Bodoque, J.M., Ballesteros, J.A., Diez-Herrero, A., 2008. Response of *Pinus sylvestris* roots to sheet-erosion exposure: an anatomical approach. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8(2): 223-231.
- Schweingruber, F.H., 1990. *Anatomie Europäischer Hölzer*, Haupt, Bern.
- Sidorchuk, A., Marker, M., Moretti, S., Rodolfi, G., 2003. Gully erosion modelling and landscape response in the Mbuluzi River catchment of Swaziland. *Catena*, 50(2-4): 507-525.
- Smith, H.G., 2008. Estimation of suspended sediment loads and delivery in an incised upland headwater catchment, south-eastern Australia. *Hydrol. Process.*, 22(16): 3135-3148.
- Sprent, P., Smeeton, N.C., 2001. *Applied Nonparametric Statistical Methods*, Chapman & Hall/CRC Boca Raton, London, New York, Washington, D.C.
- Stoffel, M., 2008. Dating past geomorphic processes with tangential rows of traumatic resin ducts. *Dendrochronologia*, 26(1): 53-60.
- Uhlenbrook, S., 2003. An empirical approach for delineating spatial units with the same dominating runoff generation processes. *Phys. Chem. Earth*, 28(6-7): 297-303.
- Valentin, C., Poesen, J., Li, Y., 2005. Gully erosion: Impacts, factors and control. *Catena*, 63(2-3): 132-153.
- Vandekerckhove, L., Muys, B., Poesen, J., De Weerd, B., Coppé, N., 2001. A method for dendrochronological assessment of medium-term gully erosion rates. *Catena*, 45(2): 123-161.
- Vicente, F., Sanz, M.A., Lucía, A., Martín-Duque, J.F., 2009. Evolución geomorfológica en tiempos históricos recientes de cárcavas del borde del piedemonte norte del Guadarrama. Estudio a partir de fuentes documentales. *Bol. R. Soc. Hist. Nat., Secc. geol.*, 103(1-4): 49-64.
- Wiles, G.C., Calkin, P.E., Jacoby, G.C., 1996. Tree-ring analysis and Quaternary geology: Principles and recent applications. *Geomorphology*, 16(3): 259-272.

Capítulo 5



Foto: Jonathan B. Laronne

5. Monitorización continua de las tasas de carga de fondo en un pequeño cauce arenoso de alta pendiente longitudinal

Este capítulo reproduce íntegramente el texto del siguiente manuscrito:

Lucía, A., Recking, A., Martín-Duque, J.F., Storz-Peretz, Y., Laronne, J.B. Continuous monitoring of bedload discharge in a small, steep sandy channel. *Journal of Hydrology* (2013), doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.05.034>

Resumen

Este capítulo muestra un análisis detallado de las tasas y la textura de carga de fondo medidas en el cauce principal de la Barranca de los Pinos (1,32 ha). Éste es un canal efímero de lecho arenoso, con una pendiente elevada, que drena una pequeña cuenca acarcavada en arenas.

Los flujos de carga de fondo se han monitorizado de manera continua mediante dos muestreadores de carga de fondo tipo Birkbeck y la textura de la carga de fondo se ha determinado mediante el sedimento recogido en los muestreadores.

Este estudio provee una base de datos, hasta ahora no disponible, de tasas de carga de fondo (y textura) monitorizadas de manera continua en un canal natural de elevada pendiente longitudinal y lecho arenoso.

Los flujos de carga de fondo registrados se encuentran entre los más altos medidos en canales naturales, y están caracterizados por una elevada variabilidad temporal y espacial relacionada con la presencia de formas de lecho, como barras someras y mantos arenosos, así como a la erosión de estas formas durante los periodos en los que no transcurre agua por el cauce. La distribución granulométrica de la carga de fondo indica que el transporte de los distintos tamaños de partículas no está relacionado con la tensión de corte; pero la textura de la carga de fondo fluctúa, indicando el transporte de las superficies de las barras (más gruesas) y de los canales (más finos) así como la subsuperficie del lecho.

Palabras clave: flujos de carga de fondo, cauce de lecho arenoso, cauce efímero, cauce de elevada pendiente, muestreador tipo Reid, cauces trenzados.

Continuous monitoring of bedload discharge in a small, steep sandy channel

Lucía, A.^{1,2}, Recking, A.³, Martín-Duque, J.F.¹, Storz-Peretz, Y.⁴ and Laronne, J.B.^{4,5}

¹*Department of Geodynamics and Institute of Geosciences (CSIC, UCM), Complutense University of Madrid, Ciudad Universitaria, C/ José Antonio Novais No 2, Madrid E-28040, Spain. Telephone 0034913944857. Fax 0034913944845.*

²*Faculty of Science and Technology, Free University of Bolzano, Piazza Università, 5, 39100 Bolzano, Italy.*

³*Irstea 2 rue de la papeterie BP 76 38402 Saint Martin d'Hères Cedex 38402 France*

⁴*Department of Geography and Environmental Development, Ben-Gurion University of the Negev, Beer-Sheva 84105, Israel.*

⁵*Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement-LTHE, Université Josef Fourier, 38041 Grenoble cedex 09, France.*

Abstract

This paper reports on bedload discharge and texture monitored in a natural, steep, sandy ephemeral channel draining a small gullied sandy watershed, the Barranca de los Pinos (1.32 ha), Spain. Bedload flux was continuously monitored with two independent Reid-type slot samplers; bedload texture was determined from the sediment collected in the samplers. The study provides a database hitherto unavailable of bedload flux (and texture) continuously monitored in a natural, steep sand-bedded channel.

The monitored instantaneous bedload fluxes are among the highest measured in natural rivers, characterized by high temporal and spatial variability related to the presence of bedforms, shallow bars and sand sheets, and to the reworking of the dry bed between flow events. The grain size distribution of the bedload indicates equal mobility; but bedload texture fluctuates, depicting the transport of coarser bar surfaces and of finer-grained anabranch surfaces as well as of the overall bed subsurface.

Key words: Bedload flux, Sand-bed channel, Ephemeral stream, Steep stream, Reid-type slot sampler, Braiding

1 Introduction

Bedload transport is a fundamental process shaping stream channels. The interrelationships between water, transport of sediment and bed configuration are complex and the mechanical principles that govern their behaviour are not yet adequately explained (Turowski, 2010). Bedload transport is a challenging area of research due to its high temporal and spatial variability (Gomez, 1984), the interaction of different sizes of bed material (Parker, 2008) and the fact that the transport of coarse sediment itself may change channel geometry (Ashmore, 1991). The knowledge of bedload transport mechanisms is of importance, not only academically to better understand the underlying processes and forms, but also to aid managers and engineers in informed and appropriate decision making concerning river and riverine environments (Lancaster and Grant, 2003).

Bedload measurements have been undertaken under a variety of environmental settings. These include river channels with different grain size distributions (sand to boulder beds), bedforms and bed patchiness, gradients and hydrologic regime (perennial to ephemeral). Measuring bedload transport is expensive, time consuming and also dangerous in some settings, hence measurements of bedload are less common than those of suspended sediment (Gray et al., 2010). In flumes, bedload has been monitored under controlled conditions with uniform material (e.g., Meyer-Peter and Müller, 1948) and with mixed size sediment (e.g., Iseya and Ikeda, 1987; Recking et al., 2009). In the field bedload transport is difficult to measure due to the complexity of this phenomenon (Haff, 1996) as it entails high spatial and temporal variability, complex grain size distribution and large sizes, high flow velocities and turbid flow. Moreover it is difficult to determine when and how sediment moves on the bed; also, the flow and bed may be disturbed by deployment of bedload samplers (Holmes, 2010). Three types of devices have been used to measure bedload transport in rivers. The first involves the use of portable samplers, such as the Helley-Smith (Helley and Smith, 1971), Arnhem (Schaank, 1937) or Delft-Nile

(Van Rijn and Gaweesh, 1992) and portable traps (Bunte et al., 2001). Data obtained with these samplers are limited to a single location for a short time interval, but the samplers are movable between sites. The second includes devices that allow the continuous direct measurement of bedload transport at fixed locations, such as the continuous belt slot system at the East Fork River (Leopold and Emmett, 1977), the channel-wide vortex slot (Milhous, 1973), the ultrasonic sensor system developed in Rio Cordon (D'Agostino and Lenzi, 1999) and the Reid-type recording slot sampler (Reid et al., 1980). The latter has been the most widespread method, having been used successfully in permanent and ephemeral gravel bed rivers worldwide (García et al., 2000; Laronne et al., 2003).

More recently, surrogate monitoring technologies, such as Acoustic Doppler Current Profilers - ADCPs (Gaeuman and Jacobson, 2006b), geophones (Mizuyama et al., 2010; Rickenmann and Fritschi, 2010) and hydrophones (Belleudy et al., 2010) have been developed. These are non-contact devices collecting information indirectly and allowing continuous monitoring of bedload transport under a larger number of scenarios. However, these technologies are —to some extent— in the experimental phase, and require the collection of physical samples for calibration. Yet, these devices will most likely be those used in the future to collect information on bedload transport (Gray et al., 2010),

Bedload transport in sand-bed systems has been studied mostly in flumes, (Einstein, 1950; Bagnold, 1966; Engelund, 1966; Engelund and Hansen, 1967; Ashmore, 1988), but also with portable bedload samplers in large (Gaweesh and Van Rijn, 1994) and small rivers (Billi, 2011). And more recently by the use of surrogate techniques (Rennie and Villard, 2004; Gaeuman and Jacobson, 2006a). However, datasets on bedload transport in natural ephemeral sand bed channels are relatively rare and largely incomplete (Billi, 2011). This is given to the fact that sand bedded rivers are usually large rivers, with high water discharge and low slopes. In these settings, there are often large bedforms during higher flows, which make the continuous monitoring of bedload

impractical (Holmes, 2010).

Among ephemeral rivers, bedload transport has been mostly studied in gravelly beds with higher bedload fluxes compared to their perennial counterparts (Laronne and Reid, 1993); apparently, ephemeral steep sand bed rivers also have high bedload fluxes (Billi, 2011). As the channel bed in ephemerals is unarmoured (Laronne and Reid, 1993), hysteresis in bedload flux is rarely observed (Powell et al., 2003). Single thread ephemeral gravel bed rivers with moderate slopes exhibit a sequence of steeper bars and less steep, finer-grained 'flats' (Powell et al., 2012). In steep sand bed rivers, the bed tends to be flat, lacking bars, ripples and dunes; sheets are often observed in the channel bed (Billi, 2008).

This paper aims to provide continuous bedload observations on a fluvial system that has yet to be reported: a natural steep sand-bedded river with an ephemeral regime. We attempt to understand bedload flux and texture and their relations with hydraulic parameters. This objective is accomplished by acquisition and analysis of continuous bedload flux data obtained with two Reid-type slot samplers installed in the stream bed. We aim to comprehend their spatio-temporal variation, as well as to which extent bedload flux varies with shear stress.

2 Study area

The Barranca de los Pinos is located in the Northern piedmont of the Guadarrama Mountains, Segovia

Province in Central Spain. The underlying topography consists of a series of mesas and cuetas formed by Upper Cretaceous sediments and underlain by a crystalline basement of gneisses (Fig. 1). The plateaus are topped by a caprock of limestone and dolostone while the side slopes are clayey and gravelly sands that have been deeply dissected by gullies. The mesas and cuetas are covered by native forest (holm oak and junipers) and are grazed by sheep at certain periods of the year. The climate is Mediterranean with cool summers (Csb) according to Köppen classification (CNIG, 2004). It is characterized by a moderate average annual precipitation (680 mm) and temperature (11.4°C).

The Barranca de los Pinos is typical of the gullied catchments of the studied area in terms of size, lithology and gradient of hillslopes, and channel. It has been chosen to study different active geomorphic processes: gravitational processes in high gradient slopes, water erosion on low gradient slopes and sediment transport including bedload in the channel (Lucía et al., 2011). The catchment area (1.32 ha) is to a large extent gullied (90.4%), with high gradient slopes (29.9% of the gullied area has slopes steeper than 30°), narrow interfluves and a high drainage density (0.041 m m⁻²). The longitudinal slope of the channel is 0.066 and its width at the monitoring site is 1.24 m, varying in the range 1 - 1.5 m. The gullied reach has friable, vertical sandy walls, but at the sampling site they are stable (Fig. 2); the slopes of the right and left banks are 29.4° and 78.8°, respectively and their height is approximately 70 cm. The channel bed

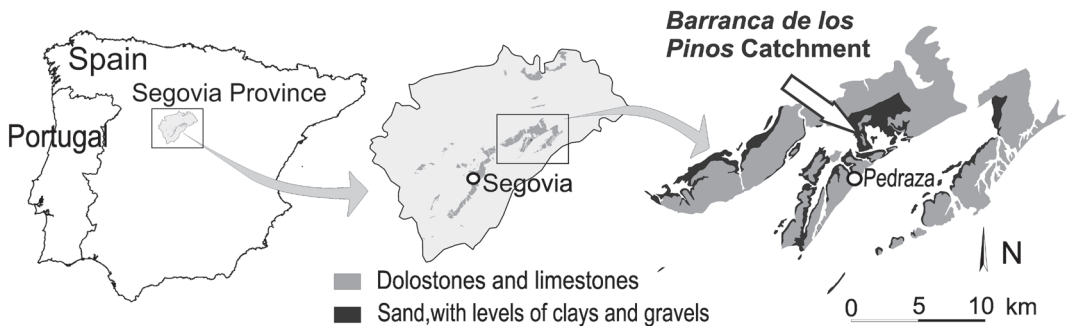


Fig.1 Location of the study area. The mesas and cuetas are capped by limestone and dolostone (grey). The hillslopes, dissected by gullies, are underlain by horizontally-bedded silica sand deposits, with thin intercalations of clay and gravel (black).

lacks topography or undulations with a maximum 2 cm relief. It is of low sinuosity, 1.08, classified as straight to slightly sinuous (Leopold et al., 1964). The bed is formed by coarse, poorly sorted and positively skewed sand ($D_{50} = 0.555$ mm; $D_{84} = 0.995$ mm; $D_{90} = 1.42$ mm). Most (93.2%) of the bed material is sand sized, ranging from 0.062 to 2 mm. There are very small proportions of silts and clays (2.9%) and of gravel (3.9%), the latter being subrounded to angular quartzite lag deposits from the sandy facies or very angular carbonate rock fragments originally derived from the caprock and the associated colluvium.

Steep, sandy channels are uncommon in Nature, as finer grained rivers usually have lower gradients (Leopold et al., 1964). The studied channel is a rare combination of a sand bed and steep longitudinal slope. It exists here because the gullies are presently eroding fine-grained



Fig. 2 Upstream view showing the two Reid-type bedload samplers in the Barranca de los Pinos.

Upper Cretaceous sediments, deposited by large braided and meandering rivers in an estuary mainly by fluvial but also by tidal activity (Alonso, 1981), conditions which are indicative of low gradient channels. The gullied character of the catchment provides an unlimited sediment supply to the channel. The study area has been described in detail elsewhere (Lucía et al., 2011).

3 Methods

3.1 Water stage

Water stage was measured at the study site by a vented pressure transducer located in one of the bedload slot samplers. Water density was assumed constant at 1043 kg m^{-3} .

3.2 Bed topography and texture

The topography of the channel bed was acquired from a point cloud data obtained with a Terrestrial Laser Scanner (TLS), which is based on Light Detection and Ranging (LiDAR) technology. The TLS is non-intrusive and has high precision; the instrument used (Leica Scan Station 2) measures up to 50,000 points per second with a 2 mm precision at a scanning distance <120 m. Scanning was undertaken at least from two different locations to avoid shadowed areas (Buckley et al., 2008). The scanned channel reach is 12 m long (ten times the channel width) and it is located immediately upstream of the bedload sampler. The slope of the channel banks formed an asymmetric trapezoid, from which the hydraulic radius was calculated.

To determine the bulk Grain Size Distribution (GSD) of the bed-material, an 11.6 kg sample was scraped from the upper 1 – 2 cm of a 2 m^2 area of the channel bed. Only one area was sampled given the uniformity along the channel; nonetheless, this area is longer than the channel width. The sample was dried and sieved at 1-intervals and lower-truncated at 0.062 mm (sand-silt split). Grain size descriptions were calculated using Gradistat (Blott and Pye, 2001).

3.3 Bedload

Bedload discharge was automatically and continuously monitored by two independent, cross-sectionally aligned Reid-type (formerly termed Birkbeck) bedload slot samplers (Reid et al., 1980). The cumulative mass of sediment entering each sampler is monitored by a vented pressure transducer connected to a pneumatic pillow filled with water, upon which an internal box is located. The hydrostatic pressure of the water column is monitored by a separate vented pressure transducer located between the outer and inner boxes of the right sampler. For a given time period, the pressure difference between the two sensors is due to the addition of mass of bedload entering the sampler (Laronne et al., 2003). Data from all the vented pressure transducers are read every 10 s and the average of three readings is logged every 30 s.

The volume of each inner box is 0.225 m³ and was sized based on prior sediment yield assessment so that the box would not overflow during a typically frequent, low magnitude event (Lucía et al., 2011). Slot width is variable, the maximum (160 mm) representing 26% of the channel width. Ideally the slot width should be ten times larger than the size of the sediment to be sampled, and a compromise is required between the sampled sediment diameter, the representative width and the average sampling duration required for samplers to fill. During the sampling period the slot was set at 5 or 10 cm, much larger than the bed material grain size (50-100 times the D₈₄). The length of the slot was based on the saltation length for sand calculated as follows (Van Rijn, 1984):

$$\lambda_b/D = 3D^* 0.6 T^{0.9}$$

where λ_b is the saltation length with an accuracy of 50%, D is the particle diameter, D* the dimensionless particle parameter defined as:

$$D^* = D_{50} [(\rho_s/\rho_w)g/v^2]^{1/3}$$

where v is the kinematic viscosity, ρ_s and ρ_w are the mass densities of sediment and water, g is gravity and T the transport stage parameter, which is defined as:

$$T = [(u^*)^2 - (u_{cr}^*)^2] / (u_{cr}^*)^2$$

where u^* is the bed shear velocity equal to $g^{0.5}/C'$, C' is the Chézy coefficient related to the grains, and u_{cr}^*

is the critical shear velocity according to Shields (equal to $[\theta_{cr} * ((\rho_s/\rho_w)^{-1}g D_{50})^{0.5}]$). Applying this equation and using the D₅₀, 0.04 as the Manning parameter (Arcement and Schneider, 1989) and a maximum water depth of 30 cm, the saltation length was estimated to be 36 cm ($\pm 50\%$); therefore, the maximum length was predicted to be 54 cm. Indeed, the slot length at 65 cm is sufficient for the predicted transport conditions, thus having a 20% safety factor.

The sampler has a lateral window allowing observation of sediment stratification, hence enabling the collection of facies-based sediment samples. In all but few cases, sample weight was 100 times larger than the weight of the largest particle as recommended by (Church et al., 1987). Bedload samples collected before April 2010 were dried and sieved with 1 ϕ sieves and those collected after this date were sieved using 0.5 ϕ sieves because it became evident that finer textural detail was required. The smallest sieve size used was 0.062 mm, essentially the lowest truncation. As these bedload samplers are of the recording type, the time during which a given layer of bedload sediment was deposited can be determined. This allowed correlating bedload texture with the channel-average shear stress, typifying the hydraulic conditions existing when the sediment was transported (Powell et al., 2001).

All vented pressure transducers (Druck PTX-1830) were pre-calibrated. The sensor measuring hydrostatic water pressure has a sensitivity of 0.06% (according to the manufacturer). The sensitivity of this kind of weighting device comprising the pressure transducer and the pillow is estimated to be 0.3 kg given its size, (Laronne et al., 2003). However, sensitivity was also tested during calibration of this sampler. The calibration was undertaken with metal pieces of known weight larger than 9 kg, as well as smaller objects (0.25, 0.5, 1, 3 and 5 kg) while the sampler had a weight equivalent to (i) being filled only with water, (ii) when half-filled with sediment and (iii) when almost full with dry sediment. In all cases there was a significant linear correlation between the pressure registered and the weight introduced to the sampler. Regression lines were compared one to one

with the regression line obtained with weights larger than 9 kg. The comparison was made using an ANOVA test, analyzing both the slope and the intercept. In this analysis, the slope is more relevant because it is the extent to which pressure changes with weight in the sampler. Obtained p-values show that there are no statistically significant differences among the slopes or the intercept at the 90% or higher confidence level to an accuracy of 0.25 kg. This value was used to analyse the data: increments of weight smaller than 0.25 kg were excluded in calculation of bedload flux.

The temporal stability of this type of pressure transducer has been shown to be quite good (Alexandrov et al., 2009). However, the properties of the pillow, which is made of neoprene, may not be similarly stable. Therefore, the weighting device was calibrated twice (in April of 2010 and February 2011), with results showing little change in the slope of the regression lines: 3.08% in the right sampler and 10.1% in the left sampler. Hence, for the events prior to August 2010 (the date in between the two calibrations) the regression line obtained during the first calibration was used to predict transported mass and that obtained with the second calibration was used thereafter.

3.4 Bedload data quality control

The reproducibility and quality of the bedload database is validated by the following procedure:

- At the onset of some very small flow events calculated bedload flux rates were excluded due to two known errors: For a correct flux calculation the sampler has to be filled with water, which may take a few minutes (one to five) during small events. In other instances, the collected data were unrealistically high due to the effect of bed over-steepening that was produced by the process of cleaning of the upstream section of the sampler, after the previous event was recorded.
- Slot sampling has been demonstrated in the lab (Poreh and Sagiv, 1970) and under field

conditions (Habersack et al., 2001) to be 100% efficient while sampling sand to gravel bedload as long as they are not nearly full. When the volume of sediment in the sampler approaches about 80% of its capacity, the efficiency decreases due to internal vortices that can remove some of the sediment from the samplers (Habersack et al., 2001b). Data collected under these conditions were removed due to sampling inefficiency.

- During the latter stages of some hydrograph recessions, water depth over the sampler decreased much slower than expected, most likely due to sand deposition over the sampler or mud deposition within the sampler on the pressure transducer. This effect was corrected by adjusting hydrograph recession up to the inflection point to an exponential equation. From the inflection point onwards, bedload data were correlated with depth recalculated by the exponential equation.

4 Results

4.1 Hydraulics

The Barranca de los Pinos is a truly ephemeral channel. Water was present in the channel during 1.98% of the monitored time, merely 11 of 556 days. Twenty four flow events were registered during 18 months, June 2009 – January 2011 (Table 1). All the events were generated by rainfall with a return period smaller than two years. Three events (9, 22 and 23) did not register accurately as they were small and short, with difficulties that occur at the beginning of some events (see section 3.5) affecting the entire event dataset; these were excluded.

Maximum registered water depth was 15.5 cm (averaged every 30 sec). Median water depth was 2.6 cm, and the first and third quartiles were 1.0 cm and 4.5 cm respectively. The longitudinal slope of the channel is considerable (0.066), so despite the shallow water

Table 1

event	sampling date	max. water	max. water	max. shear stress	max. cumulative mass (LS)	max. cumulative mass (RS)	max. bedload flux (LS)	max. bedload flux (RS)	time gap: beginning of flow & bedload (LS)	time gap: beginning of flow & bedload (RS)
		depth	depth before the sampler filled							
		mm	mm	N m ⁻²	kg	kg	kg s ⁻¹ m ⁻¹	kg s ⁻¹ m ⁻¹	min	min
1	01/10/2009	7	7	4.9	9.3	3.7	0.2	0.1	20.5	23
2	22/10/2009	13	13	9.1	22.0	5.1	0.8	0.1	2.5	3.5
3	02/12/2009	68	68	47.7	120.8	156.6	1.1	1.5	1.5	1.5
4	23/12/2009	134	134	93.6	88.8	118.4	13.8	1.5	11.7	7.5
5	15/01/2010	110	110	76.8	178.1	151.4	5.6	3.5	5	1.5
6	19/01/2010	50	48	35.6	173.3	-	2.1	-	42.5	-
7	05/02/2010	23	23	16.0	0	134.1	0	1.2	-	176
8	19/02/2010	69	69	48.9	180.3	169.2	3	1.5	10	4
10	16/03/2010	77	77	54.1	85.8	145.8	1.7	1.5	366	31.5
11	16/04/2010	40	40	28.1	80.9	23.44	5.3	1.49	0.5	2
12	11/05/2010	60	60	42.6	183.6	194.8	10.4	5.9	1	1.5
13	14/05/2010	54	54	38.2	120.5	172.9	5.6	19.45	12	0.5
14	01/06/2010	47	47	33.2	37.5	168.9	2.5	3.6	5	0.5
15	15/06/2010	155	77	107.0	167.4	124.3	7.6	8.4	3	0.5
16	06/07/2010	57	57	40.4	56.6	137.1	5.8	4.2	1	1
17	06/09/2010	80	80	56.2	168	163	19.9	6.7	11.5	0.5
18	24/09/2010	155	155	107	199.8	199.9	25.4	19.3	0.5	0.5
19	11/10/2010	36	36	25.2	91.9	132.4	2.7	3.1	0.5	0.5
20	01/11/2010	50	50	35.4	166	172.5	4.4	2	19	4
21	12/11/2010	63	63	44.7	178.7	185.5	8.4	3.5	0.5	0
23	08/12/2010	61	61	43.3	192.2	186.1	3.6	2.8	77	2.5

- the sampler was filled since the previous event, therefore bedload was not monitored
 LS left sampler, RS – right sampler

depth, shear stress was quite high, with a maximum instantaneous (30 s) value of 10.7 N m⁻². Channel average shear stress was calculated as (Du Boys, 1879):

$$\tau = \rho_w d S g$$

where τ is shear stress (N m⁻²), d is water depth (m) and S is bed slope (nondimensional).

4.2 Bedload flux

During most of the events bedload transport was initiated soon after water appeared in the channel. On average the onset occurred within 4.6 and 6.2 min in the right and left-hand samplers, excluding few events in which the hydrograph rise was exceptionally slow (inclusion of these events increases the respective average gaps to 13.1 and 26.6 min).

One of the limitations of the Reid bedload sampler is its finite volume. However, given the small size of the catchment and the brevity of some of the bedload-generating flow events, there were nine events when both samplers did not fill entirely, and one additional event during which only one of the samplers did not entirely fill. Bedload flux was monitored at peak flow in six of 12 events when the samplers had filled.

When samplers were full the maximum cumulative mass varied between the samplers (Table 1). This value is the integration of bedload fluxes for the sampling period before sampler efficiency decreases. As bedload

fluxes lower than the sensitivity (0.25 kg in a given time interval) are excluded, the samplers may contain more sediment than that calculated as the total cumulative mass.

Measured bedload fluxes were high for both samplers; the highest 30 s recorded values were 25.4 and 19.5 $\text{kg s}^{-1}\text{m}^{-1}$ in the left and right sampler, respectively. During the monitoring period, 2375 values of 1-minute averaged bedload flux were obtained; their median, first quartile and third quartile were 0.33, 0.16 and 0.70 $\text{kg s}^{-1}\text{m}^{-1}$. In a general sense, the relation between bedload flux and water depth may be simple or complex (Cohen et al., 2010). In the analysed database (1-min averaged), the relation between the entire bedload flux vs shear stress is very scattered (Fig. 3a). However, lower scatter characterizes some events (Fig. 3b).

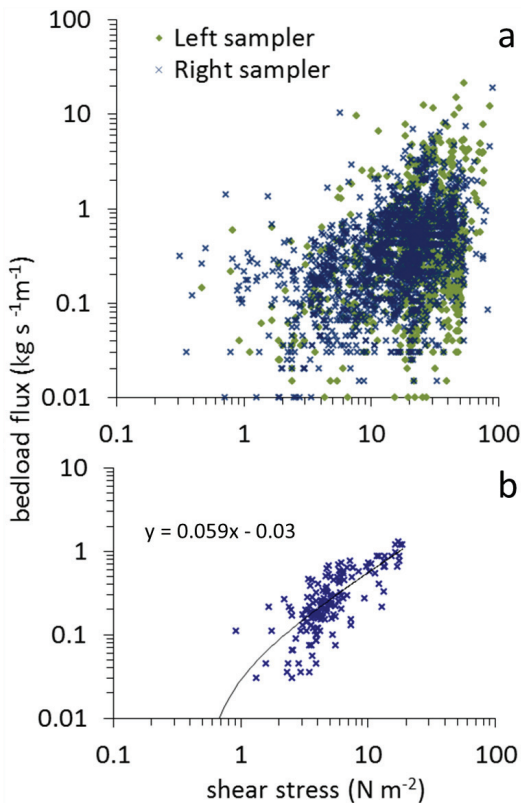


Fig. 3 Scatter graph of bedload flux vs. shear stress for all bedload flux data in both samplers (a); example of event (08/12/2010, event 23, right sampler) when bedload flux is coherent with shear stress; $r^2 = 0.74$ (b).

4.2.1 Temporal variation

Given the large scatter in bedload flux, the variability of bedload transport rates is examined by evaluating two types of temporal variability: hysteresis (variations in bedload flux on rising vs falling hydrograph limbs) and waves (periodic fluctuations in bedload flux unrelated to changes in flow stage).

The rate of change of water stage is considerably more rapid during the rising limb than during the recession in many of the events. Hence most of the bedload flux data were obtained from recessions by virtue of this portion of the hydrograph lasting longer (Fig. 4). Observed instances of hysteresis in the variation of bedload flux with water depth are without exception clockwise, with higher rates of transport occurring during rising stage than during flow recession. This was documented in eight and nine events among twenty in the left and right sampler, respectively. Bedload hysteresis was observed mostly in summer and autumn. The proportion of events with hysteresis is highest (83%) in the summer, and lowest (20%) in spring, followed by winter (30%) and somewhat more (42%) in autumn (Fig. 5).

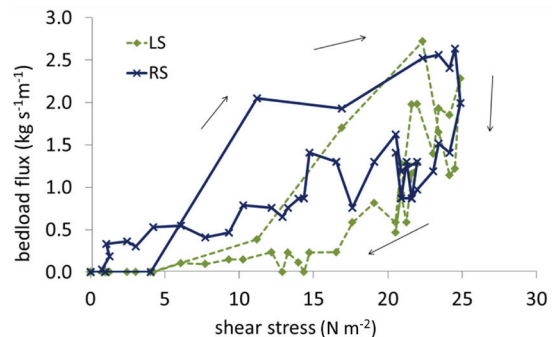


Fig. 4 Example of clockwise hysteresis (direction of arrows) during event 19 (11/10/2010). LS= left sampler; RS= right sampler.

In some of the monitored flow events, or parts thereof, bedload flux corresponded well to water depth (Fig. 6a). At other times, large oscillations of bedload flux (waves) occur both, during steady flow (Fig. 6b) and unsteady flow (Fig. 6c). Oscillations were documented in eight and nine events in the left and right samplers respectively,

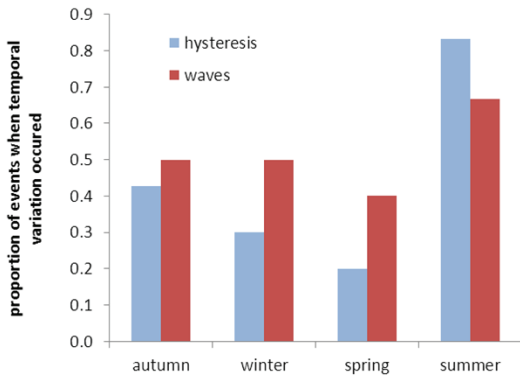


Fig. 5 Seasonality of the two kinds of temporal variation of bedload flux. Wave occurrence varied seasonally less than did hysteresis, the latter was more frequent in summer.

indicating the frequency of waves in bedload response; the presence of waves is independent of water depth. Notably, hysteresis and waves do not necessary occur simultaneously. Wave occurrence varied seasonally less than did hysteresis. Waves occurred in 40% of the spring events and in 67% of the summer events (Fig. 5).

4.2.2 Spatial variation

Spatial variation of bedload flux was described based on the evaluation of registered bedload flux differences between samplers and, separately, their temporal responses. Considerable spatial variation (differences in bedload rates of more than the 50% or more than 5 minutes of interval in bedload flux registration) occurred in 11 of 20 events. In nine of the 11 events, bedload flux occurred later in the left sampler compared to the right sampler. Bedload entrainment was recorded in the left sampler when water depth attained a minimal threshold depth in the range 17-35 mm. The largest spatial differences in bedload flux occurred in shallow, bedload-transporting flows during hydrograph rise (Fig. 7).

4.3 Bedload texture

Bedload collected in the Reid-type samplers showed an alternation of coarser and finer-grained sedimentary layers. Bedload texture was analysed from 276 facies-

based bedload samples. Correlating the thickness of the various facies with their cumulative weight allowed inferring when the sample was collected (Laronne et al., 2003). The GSD of the samples were averaged and compared to the corresponding shear stress in 5 N m^{-2} bins. Interestingly, the GSD of bedload is unrelated to shear stress (Fig. 8) indicating that selective transport cannot be deduced from these data. The range in D_{50} variation is smaller than that for D_{90} , but the relative variability is

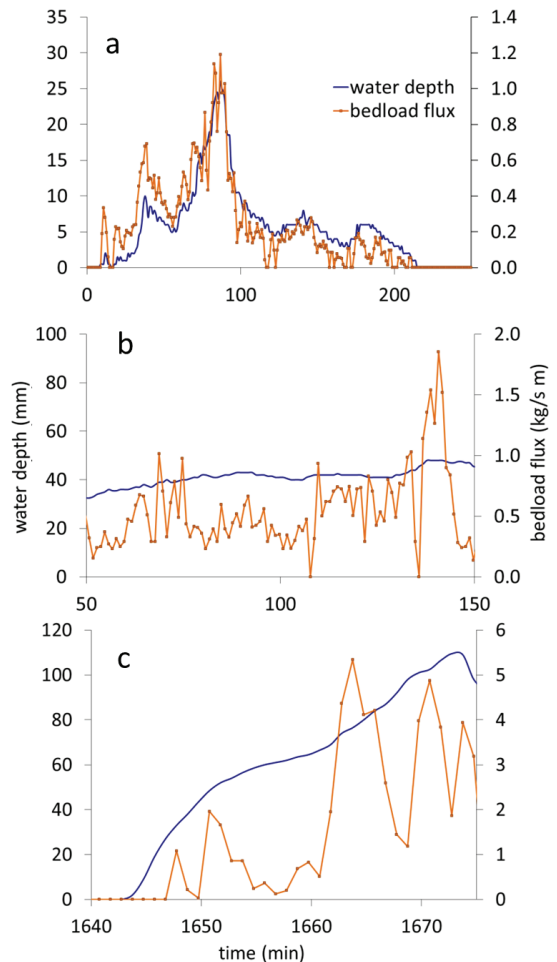


Fig. 6 Flow event when bedload flux varied with water depth – 08/12/2010, event 23, right sampler (a). Flow event when bedload flux varied temporally while water depth remained essentially stable – 19/01/2010, event 6 left sampler (b). Flow event when bedload flux varied temporally in a wave-like manner during quasi-constant increase in water depth – 15/01/2010, event 5, left sampler (c).

similar (Fig. 8), as expected given their respective sizes (Whitaker and Potts, 2007).

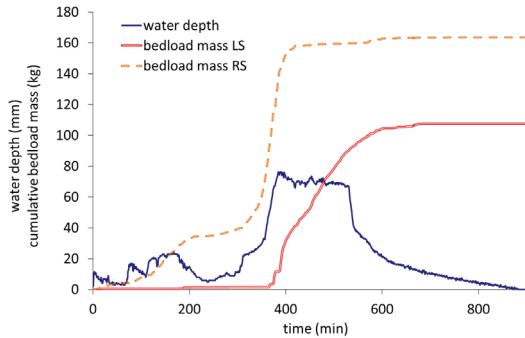


Fig. 7 Example of bedload-generating flow event 10 (16/03/2010) when considerable spatial variation in bedload flux occurs. Water is initially very shallow, supplying bedload only to the right sampler. Overcoming a threshold in water depth, bedload is thereafter also transported on the left side of the channel.

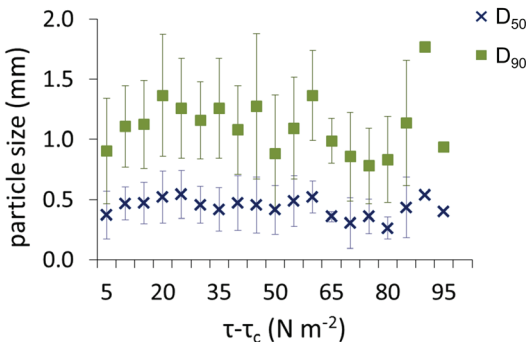


Fig. 8 D_{50} and D_{90} vs $t-t_c$ (shear stress minus the critical shear stress) in both samplers and averaged for 5 N m^{-2} bins. The critical shear stress was calculated using the Meyer – Peter and Müller (1948) non-dimensional critical shear stress (0.047).

4.4 Morphotexture of the channel bed

The explanation of (1) the alternation of GSD facies within the sampler despite non-selective bedload transport, as well as (2) the spatiotemporal variation of bedload flux while flow depth remained essentially constant, appears to depend on the character of channel bed morphology. Comparison of the median water depth with the relief of what at first appeared to be a simple flat channel with minute topographic differences, in fact

shows that both are of similar magnitude. A zoom into the ephemeral channel bed after the occurrence of a bedload-generating flow event reveals that the bed is comprised of bedforms with an apparent braided pattern (Fig. 9a). To describe the characteristics of the channel bed in detail, a topographic survey was carried out with the Terrestrial Laser Scanner (TLS). A 10 m channel reach of a tributary gully of the Barranca de los Pinos was selected for this survey because the topographic characteristics are essentially identical in both channels, and because the Barranca bed was disturbed by animal trampling which destroyed its micro-topography. The scanned tributary joins with the main stem immediately downstream of the Barranca monitoring station.

The DEM obtained with the high resolution (1 mm) topographic survey demonstrates that the channel has a well-defined braided pattern (Fig. 9c) with complex bars on which chutes are developed, having an average length, width and height of 91, 21 and 1.2 cm respectively. The average braiding index, defined as the number of anabranches (arrows in Fig. 9d) per cross section (Egozi and Ashmore, 2008), is 3.5 (Fig. 9d).

Considering the presence of these bedforms, a new sampling strategy was undertaken to better characterize channel texture (Fig. 9b). Bar and anabranch surfaces and subsurface were separately sampled, as was the general subsurface (Fig. 10a). The sampling of the surface was undertaken by carefully scraping one-grain layer of surface sediment. The subsurface was characterized by a bulk sample representing 1-2 cm of the subsurface sediment. A large (3.4-fold) difference in grain size occurs between the D_{50} of the surface of anabranches (0.39 mm) and that of the bars (1.30 mm). That bar surfaces are coarser-grained than the subsurface indicates that the bar surface is affected by a phenomenon of segregation which is absent in the anabranches. The median of the bar subsurface tail is 20% finer than the respective bar head, revealing the existence of a bar-scale sorting process.

Comparing the GSD of the different parts of the channel with the samples of the bedload retained in the samplers shows that bedload texture for many of the

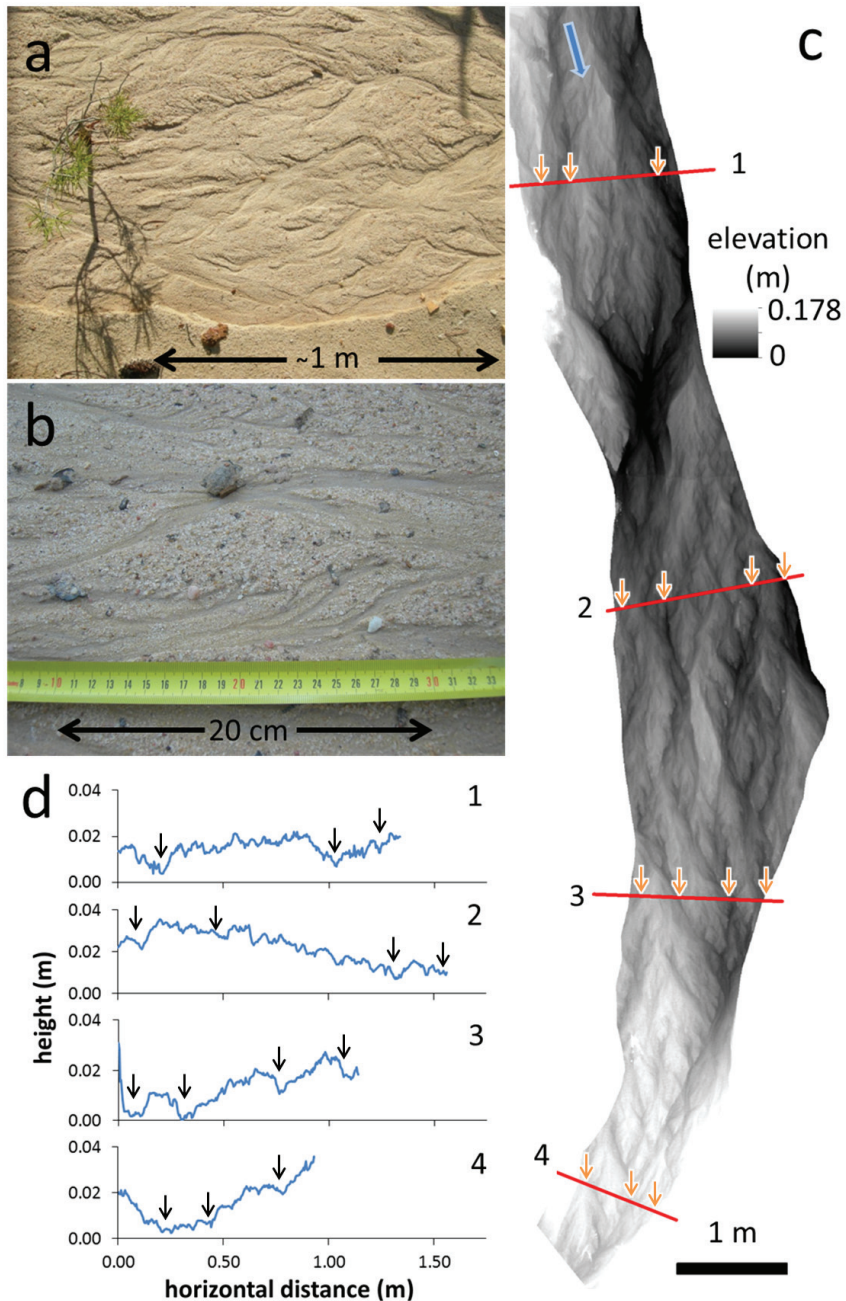


Fig. 9 Detail of the miniature braided pattern of the Barranca channel soon after a bedload-generating flow event occurred (a); detail of the coarser bars and finer-grained anabranches (b); high resolution DEM (0.4 x 0.4 mm) of a channel reach after detrending the longitudinal slope (c), showing the braided pattern, the individual bedforms (complex bars with chutes developing on top of them anabranches surrounding them), and the location of cross sectional profiles along the braidplain dominated by bars and anabranches (marked with arrows) (d).

samples was both coarser than that of the anabranch subsurface and finer than that of the bar surface (Fig. 10b). Nearly half (44.5%) of all bedload samples were finer-grained and the rest, a slightly larger fraction, coarser grained than the anabranches. Only two bedload samples had a larger D_{90} than the respective centile of the bar surface. The frequency of movement of the different sizes of bedload was analysed considering the individual sampling duration and the total event sampling duration of each of the right (RS) and left (LS) samplers (Fig. 10b). The GSD of the bedload collected in both samplers is almost identical to the GSD of the average of the channel to 2 cm depth, demonstrating that equal mobility characterized the entire duration of bedload monitoring. However, since the analyzed bedload sam-

ples show an alternation of coarser and finer-grained layers, and bedload transport was not selective with reference to increasing shear stress (Fig. 8), it is suggested that the observed variations in GSD of the bedload are related to bedform movement.

5 Analysis

5.1 Prediction of bedload flux

In an attempt to determine the applicability of bedload equations to small, steep sand bed channels, monitored bedload flux data were compared to selected bedload equations (Fig. 11). Ten minute averaged data were used to diminish temporal variability inherent in bedload transport (Ergenzinger et al., 1994). The ratio between calculated and observed values ranged as much as three orders of magnitude.

The Smart and Jaeggi (1983) equation, established for flows on steep slopes and nearly uniform sediments including sand, was first compared with our data. The formula considerably overestimates with a median calculated/measured ratio equal to 16 (Fig. 11). The Smart and Jaeggi formula was established for straight channels with minimal bedforms, whereas in our study bedload was measured in braided channels, where form resistan-

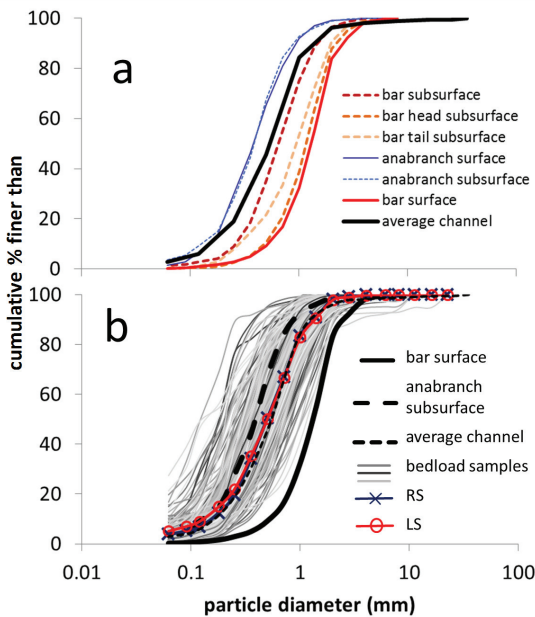


Fig. 10 Texture of various riverbed units, with differences of one order of magnitude in the texture of anabranch and bar surfaces (a). Grain size distributions of bedload samples (thin light grey); the bold dashed black line represents the average anabranch subsurface and the bold black line the bar surface. Bedload texture is on average well represented by the average anabranch subsurface. Individual bedload samples are considerably finer-grained than the subsurface and few others considerably coarser, approaching that of the surface of bars. Time-weighted mean GSD of bedload (RS= right sampler; LS= left sampler), is almost identical to the average channel GSD (b).

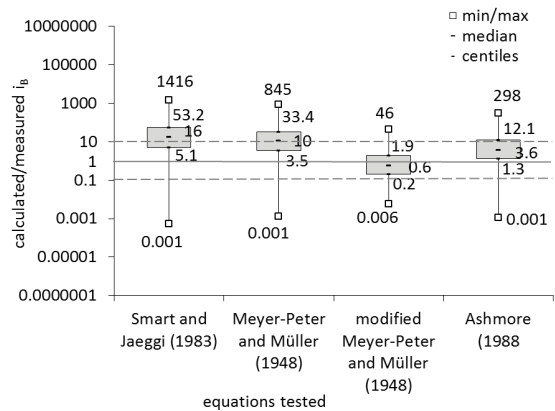


Fig. 11 Ratio of calculated/measured 10-min averaged bedload flux (i_B) in both samplers. Bars indicate ranges; boxes indicate the 25 and 75 centiles; the median is represented by a dash in the boxes.

ce is far from negligible.

Despite being developed for lower slopes and coarser sediment, the well-known Meyer-Peter and Müller or MPM (1948) formula was also examined as it has become a standard for estimating bedload under a variety of settings. Bedload was overestimated with a median ratio of 10 (Fig. 11). An improved fit, the range of discrepancy decreased to about two orders of magnitude (corresponding to a median ratio of one) was obtained by including the roughness correction $n'/n=0.4$ (where n' is the grain roughness and n is the total roughness); however flow velocity data were unavailable to assess the appropriateness of this value.

The Ashmore (1988) equation was developed from data obtained in flume experiments with conditions similar to the ones present in the Barranca de los Pinos channel (sand and small gravel $D_{90}=4$ mm, though with a gentler slope 0.01-0.015). It was developed as a model for braided gravel bed rivers. The results show an overestimation, with a median calculated/measured ratio of 3.6 (Fig. 11). This is not as large as other ratios, well within the -0.1 to 10 range recently used for similar comparison of bedload equations (Recking, 2010) in consideration of the uncertainties of the empirical equations and of the queries associated with bedload measurements (see hereafter). This equation implicitly takes into account form resistance associated with the braided pattern, with no requirement for an *a priori* hydraulic correction as with MPM. However, it was derived for the mean bed shear stress (calculated from the cross-sectionally averaged depth and width), whereas in this study, local depth (that over the right slot sampler) was used.

In summary, such equations were expected at best to predict the median bedload flux, though with admittedly large confidence intervals. Certainly none of these and other tested bedload formulae can be expected to reproduce the large variations about median (or mean) bedload fluxes, fluctuations which are inherent to bedload transport in multithread channels.

5.2 Fluctuations in bedload flux

One of several reasons for variability in bedload transport is the fluctuating nature of boundary conditions at a given location: slope (S), grain diameter (D) and flow depth (approximately equal to the hydraulic radius (R) for shallow flows); these are the building blocks of the Shields parameter or non-dimensional shear stress (τ^*):

$$\tau^* = R S / [D((\rho_w/\rho_s)-1)]$$

where R is hydraulic radius. These parameters varied in time and space in this study as follows:

- 150% for sediment diameter when considering maximum and minimum D_{50} measured in the different parts of the channel (Fig. 10a);
- $\pm 0.8\%$ of the average slope – the maximum fluctuation observed in some flume experiments with high longitudinal slope (9%) (Recking et al., 2009);
- water depth minus a range from 0 to 3 cm; 3 cm is the maximum bar height in the cross section (Fig. 9d).

It is relevant to note that the calculated variations in these parameters do not completely explain the large variability of observed bedload flux. Indeed, bedload fluctuations are also linked to variation in the supply of sediment and occur in rivers under steady flow (Gomez, 1983; Ashmore, 1988; Gomez et al., 1989; Ergenzinger et al., 1992; Cudden and Hoey, 2003; Recking et al., 2009; Turowski, 2010).

To determine whether such fluctuations occur and also their nature, frequencies of the temporal variation of bedload flux and water depth were analysed using a Fourier transformation (Recking et al., 2009). For this analysis, only data from the right bedload sampler were used, because the vented pressure transmitter recording water depth is located in the right slot sampler, and there are considerable variations in water depth across the channel at shallow flows. Most of the events had a short duration, which prevented undertaking a thorough Fourier analysis for all the events. Four events (7, 8, 20 and 23 – Fig. 12) had a duration longer than 100 min, considered to be sufficiently long to permit a time series

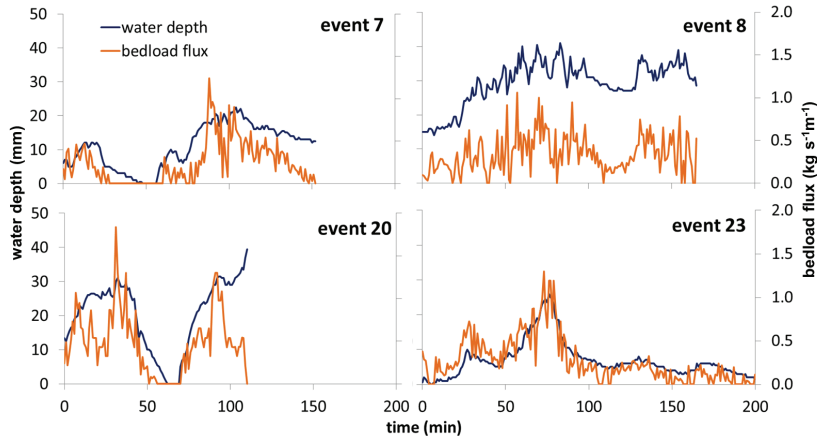


Fig. 12 Temporal variation of bedload flux (right-sampler) and water depth during events when monitoring duration exceeded 100 min.

analysis. These were sampled at 1 min interval. The four events represent a range of flow characteristics while bedload flux remained within a similar range of values. Although a clear peak of frequencies is not observed, all the bedload flux signals have an identical spectral signature (Fig. 13b) despite the different frequency spectrum of flow depth (Fig 13a). This suggests that fluctuations are in part controlled by internal mechanisms such as

bedform movement. While there were no clear peaks in the bedload signal there was a progressive evolution covering all frequencies, indicating that the phenomenon responsible for fluctuations is not discrete, but continuous; e.g., bedload sheet movement or the braiding pattern, which incessantly changes over time.

6 Discussion

The obtained data allows characterizing bedload flux and GSD and its relation with the shear stress in this environment, revealing a complex system with several particularities.

6.1 Bedload flux and hydraulics

The Barranca de los Pinos is distinctly ephemeral, with water and sediment movement occurring during only about 2% of the study period, similar to many other ephemeral streams (Reid et al., 1998). During this period, the mean water depth in the channel was 16 mm, ranging from 1 to 155 mm. Despite the shallow flow, bedload fluxes were high; the 1st and 3rd quartiles were 0.33 and 0.70 kg s⁻¹m⁻¹ but maxima of more than 20 kg s⁻¹m⁻¹ were registered. These bedload fluxes are higher than fluxes continuously monitored in perennial gravel bed rivers in different environments, ranging between 0.001

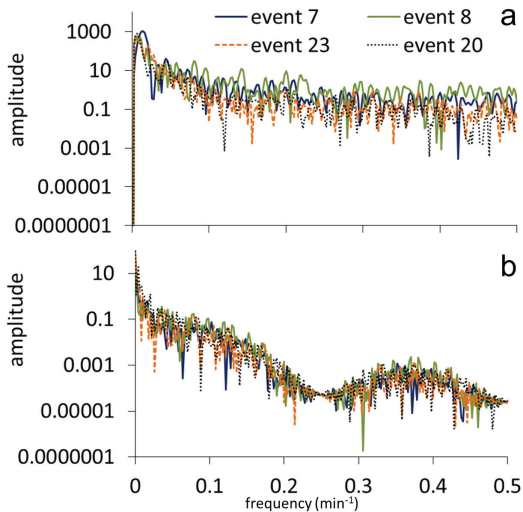


Fig. 13 Evaluating the presence of a dominant frequency of bedload flux waves based on Fourier analysis of bedload data for events when monitoring duration exceeded 100 min; water depth signal (a) and bedload flux signal (b).

and $1 \text{ kg s}^{-1}\text{m}^{-1}$ with maxima rarely higher than $1 \text{ kg s}^{-1}\text{m}^{-1}$ (Milhous, 1973; Laronne and Reid, 1993; García et al., 2000; Habersack et al., 2001b; Rickenmann and McArdell, 2007; Mao et al., 2010; Vericat and Batalla, 2010). They are also higher than the few measured rates in small flow events in an ephemeral sandy river having a steep longitudinal slope, the Gereb Oda (Billi, 2011) where measured bedload ranged from 0.01 to $1 \text{ kg s}^{-1}\text{m}^{-1}$.

Bedload fluxes obtained in the present study are comparable to those measured in sandy gravel bed rivers draining active volcanic terrain such as Mt. Pinatubo after its eruption (Hayes et al., 2002) with rates from 0.1 to $2.2 \text{ kg s}^{-1}\text{m}^{-1}$ and to upland ephemeral, gravel bed rivers in the Israeli desert: Nahal Eshtemoa (Reid et al., 1998); Nahal Yatir (Reid et al., 1996) and Nahal Rahaf and Qanna'im (Cohen and Laronne, 2005), where respective transport rates of 0.1 to 2.2, 0.01 to 8, 0.1 to 37 and 0.1 to $15 \text{ kg s}^{-1}\text{m}^{-1}$ have been measured, in four ephemeral gravel bed rivers with an identical method and a 1-min averaging duration of bedload flux. In fact, bedload fluxes in the Barranca were in a similar range and produced by the same magnitude of shear stresses as in these ephemerals. While channel types are distinct there are similarities: they have a segregated coarser bar surface, almost twice the median size of the subsurface (1.71 and 1.98 times coarser in the Nahal Yatir and in the Barranca respectively). However, in the Barranca de los Pinos the slope is steeper whereas sedimentary grain size and water depth are at least one order of magnitude smaller. The reasoning for the high Barranca bedload fluxes is thought to be the ephemeral character of the channel (Laronne and Reid, 1993), the fine texture of the channel bed, the steep longitudinal slope and the high sediment supply (Dietrich et al., 1989).

Ephemeral rivers continuously monitored using Reid bedload samplers have been shown to have a high correlation between channel average bedload flux and cross-sectional averaged shear stress. Where cross-sectional variations do occur, they are ascribed to variation in local shear stress (Powell et al., 1999). The dependence of total bedload yield on average shear

stress is also strong in miniature braided sandy channels formed in flumes (Ashmore, 1988). However, in most of these relations a substantial scatter was evident, as is in the channel of the Barranca de los Pinos. In this site, the scatter is explained as a consequence of two types of temporal variation (hysteresis and sediment waves) and spatial variability.

Despite substantial spatial and temporal scatter, measured bedload flux data were compared to a set of standard bedload equations to evaluate the ability of these to predict rates of bedload flux for braided sandy streams. Standard bedload equations tend to underestimate bedload sediment yield when they are used with width-averaged input data because they are non-linear (Gomez and Church, 1989; Ferguson, 2003; Paola, 1996); this is particularly true for braided rivers with highly irregular sections (Nicholas, 2000; Bertoldi et al., 2009). The contrary (overestimation) was observed here when estimates from the Meyer-Peter and Müller and Smart and Jaeggi equations were compared against the Barranca de los Pinos database. This can be explained by two reasons: first, calculations were not made with the width averaged data, but with a local shear stress computed from the depth measured at the right slot sampler. Second, the computed shear stress was not corrected for form-induced resistance, which was likely higher than the grain shear stress. The empirical Ashmore (1988) equation developed in a flume for gravel bedded braided rivers predicts better the bedload flux response, even though it is to be applied to channel average values rather than to local bedload flux.

6.2 Morphotexture of the channel

The Barranca bed topography, as well as the temporal and spatial variability in bedload flux and its texture, point to the existence and importance of bedforms. Bedforms are a result of the interactions between coarse and fine fractions during bedload transport of poorly sorted bed material (Dietrich et al., 1989), as observed in experiments at constant water discharge in flumes (Iseya and Ikeda, 1987; Ashmore, 1988); Nelson et al., 2009;

Recking et al., 2009) and in sandy natural rivers (Whiting et al., 1988).

The observed bedforms in the channel of the Barranca de los Pinos could be bars or sand sheets. Given their average dimensions: 91 cm long and 1.2 cm thick, they are to be considered bars since their size is larger than the dimensions given for bedload sheets – a length of 100 to 600 grains and one or two grains thick (Whiting et al., 1988), which, scaled to the studied channel, would be equivalent to 0.6 m long bedforms with a thickness of 2 mm. The bedforms are also more extensive than bedload sheets observed in the Gereb Oda, (Billi, 2011). The thickness of the bars in the Barranca is almost half of the median water depth, similar to the height of bedforms described as bars that were present in flume runs of braiding using sand (Ashmore, 1982). We have observed the activity of these features during bedload generating events: they move and reform similar to bars observed in flumes, but we have insufficient observations to state more.

From the available information, we deduce that the Barranca has two bedforms : bars (based on the topography and bed material texture) as well as somewhat smaller bedload sheets (based on oscillations/waves of bedload flux with time and the texture of the bedload) moving over more stable bars in a braided pattern. This pattern has been observed in flume experiments (Ashmore, 1988; Hoey and Sutherland, 1991) and in gravel bed rivers (Church and Jones, 1982; Rice et al., 2009). Indeed, bars are formed by the accumulation of successive bedload sheets (Rice et al., 2009). The topographic signature of the sheets is not distinguished in the field nor in the TLS-based DEM; nonetheless, they do contribute to the roughness detected on the bars (Fig. 9c). It is apparent that bars are reshaped by the flow in the anabranches during the recessions as we have observed in the few instances while present during recession and as suggested elsewhere (Billi, 2008).

The bar surfaces, which are coarser-grained relative to the subsurface, indicate the occurrence of segregation, a phenomenon observed in some gravel-bed channels and explained by *en masse* deposition, particularly of

the coarser sedimentary particles (Duncan and Laronne, 1998) or else by the winnowing of fines (Leopold, 1994). The equal mobility and the non-size selective transport (Batalla and Martin-Vide, 2001) of Barranca sandy bedload indicates that the segregated surface is unstable (Gomez, 1984). Indeed the one-particle diameter surface layer of the bars is not well packed, having no observed interlock. The coarser surface has been described as resulting from bedload sheet transport (Recking et al., 2009). The latter is assumed to result from a kinetic sieving process, being a very efficient sorting mechanism which occurs in a moving layer, where the fine fraction is driven downward into the sediment deposit and thereby produces a coarse bed surface (Frey and Church, 2012).

Compared to the segregated, sandy Barranca bars, those in ephemeral gravel bed rivers have been shown to be to a large extent unsegregated (Laronne et al., 1994). The miniature anabranches which are unsegregated, typical of other ephemeral systems (Laronne et al., 1994; Hassan et al., 2006), have been explained to form by high sediment yields and rapid recessions that minimize sediment winnowing. The processes occurring on the channel bed during bedload transport appear to be similar to those described in ephemeral gravel bed rivers. That the subsurface in the bar tail is finer-grained than in the bar head reveals that bar-scale sorting processes also occur, however apparently not as efficiently as in gravel-bed rivers (Rice and Church, 2010). The lesser textural gradient may owe its character to the finer overall texture and the better sorting in the Barranca de los Pinos.

6.3 Interaction between morphotexture and bedload flux variability

Explanations for clockwise hysteresis in bedload transport are manifold: long lasting or very intense flow exhausting the stored sediment, limited available sediment supply (Williams, 1989; Humphries et al., 2012), sediment delivery from the channel bed and banks or areas adjacent to the channel rather than from upstream sources and lack of channel bed armouring (Hassan et

al., 2005). However the Barranca has virtually unlimited sediment supply, so limitations on sediment availability cannot explain the hysteretic response. One process that may generate the clockwise hysteresis is the destruction of the low relief of the Barranca bars between flow events. If so, bed roughness will be lower and water velocity higher at the onset of the following event, which may explain the clockwise hysteretic behaviour of bedload flux. As bedload transport commences, bedforms are reformed to the braided pattern, increasing roughness and decreasing bedload rates.

There are several mechanisms through which bedforms may be disturbed between events. Observed animal trampling between flow events did destroy bedforms above the site. Trampling increases roughness by giving rise to hoof-generated indentations. Increased roughness due to trampling would thus result in lower bedload fluxes during the rising limb, so trampling cannot explain the observed results. A second relevant mechanism is the loss of the minuscule cohesion of the sandy surface during a dry spell between flow events, when the subdued bedforms are blurred by small gravitational movements along their borders, or by aeolian activity, in part removing sediment from the bars and filling the minute anabranches (Good and Bryant, 1985). This could also explain why the braided pattern of the channel was unnoticed before initiating the monitoring of water and sediment in the Barranca. Our data stands to support the second above mentioned mechanism, because hysteresis is only present in events occurring at least eight days after a preceding event. This may explain why the proportion of hysteretic events is higher in summer than in other periods of the year, since in this season rain events are more sporadic and the channel is dryer, meaning less cohesion in the sandy bed surface. Relevantly, at the onset of some events, the GSD was similar in both samplers, which may point to the existence of as yet undeveloped bedforms.

The clockwise hysteresis in the Barranca cannot occur only due to a reduction of the roughness during dry periods since this has been documented in natural rivers (Gaeuman, 2010) and also under controlled flume

conditions, with unlimited sediment supply and nonuniform sediment. In the latter, the explanation has been the reorganization of the bed surface, reducing the mobility of the finer sediments, thereby decreasing bedload flux during the falling limb of the hydrographs (Mao, 2012). Therefore, reorganization of the bed surface at the studied site may also reduce the mobility of the finer sand, since the bar surfaces are coarser.

The observed spatial variability in bedload flux, when bedload was registered in the left sampler only when water depth passed a threshold (see example Fig. 7), may occur due to the presence of a bar, the bifurcation of which blocks water from flowing to the left side at shallow depths. When water depth exceeded bar height, bedload was registered over both samplers - over the entire 'braidplain' - reducing lateral differences in bedload flux. This phenomenon is not always observed, possibly because the bar was not developed in that position or because it was blurred by inter-event drying or trampling, as explained above.

7 Conclusions

Local but continuous bedload flux data obtained in the Barranca de los Pinos are the first available for natural sand-bedded channels. Their availability allow a glimpse into the understanding of bedload transport in steep sandy channels, making headway in the identification of the sources and causes of temporal and spatial variability.

- Recorded bedload fluxes are among the highest measured to date comparable to those registered in upland ephemeral gravel bed rivers or rivers draining active volcanic landscapes, produced by high longitudinal slopes with fine-grained channel bed material, indicating high supply of sediment.
- The local bedload flux vs local shear stress database is characterized by a very large scatter. Comparisons with bedload equations, even if developed for similar, though channel average conditions, will predict a relationship that can differ as

much as an order of magnitude from measured values.

- The scatter in bedload flux is produced by the existence of often unrecognized miniature bedforms: bedload sheets moving over a subdued braided pattern, thereby producing temporal and spatial variability in bedload flux.
- These bedforms move and evolve during bedload-generating flow events, leading to sediment waves interpreted as miniature bars with overriding bedload sheets. The presence and emergence of very small central bars is the mechanism by which spatial variability in bedload flux develops, similar to such processes in large braided rivers. The bedforms in the miniature braided system are often obliterated in the dry ephemeral channel between flow events, giving rise to clockwise hysteretic bedload response due to bar reformation and the reorganization of the bed surface.
- The sediment texture of the channel presents differences as large as one order of magnitude between the anabranch subsurface and the bar surface. Bedload texture is thought to vary depending on the topography of the bed. The GSD of the entire sampled bedload is similar to that of the bulk channel subsurface, implying that, on average, bedload transport is generally of equal mobility also when the segregated and unstable bar surfaces are mobile.
- Measuring bedload in steep channels is a challenge also when the texture is sandy, as it develops a braided pattern. For future studies, it is recommended to accompany the monitoring of bedload with spatially distributed channel change data and simultaneous and accurate water discharge measurements to calculate hydraulic parameters such as stream power, average and local shear stress, thereby furthering our understanding of relevant morphodynamic processes and comparing them to those in other studied braided rivers.

Acknowledgements

This study was funded by Research Projects CGL-2006-07207 and CGL2010-21754-C02-01 of the Spanish Ministry of Science and Technology. Ana Lucía received benefit from a pre-doctoral fellowship funded by the Complutense University of Madrid and Jonathan Laronne participated through a Complutense University Exchange Program. The German Federal Ministry of Education and Research (BMBF) funded the SUMAR project, allowing YSP to participate in this study. The authors acknowledge the kind collaboration of Saturnino de Alba for detrending the slope of the TLS data; Víctor and Toño Muñoz, Cristina Martín-Moreno, Miguel Ángel Sanz-Santos, Ignacio Zapico, and Agustín Blanco for their help in field work and Guillermo Pinto in the laboratory. We acknowledge the comments of the editor, Konstantine P. Georgakakos, the associate editor, Luca Mao and two anonymous reviewers; these considerably helped to improve the original manuscript.

References

- Alexandrov, Y., Cohen, H., Laronne, J.B., Reid, I., 2009. Suspended sediment load, bed load, and dissolved load yields from a semiarid drainage basin: A 15-year study. *Water Resour. Res.*, 45(8): W08408.
- Alonso, A., 1981. El cretácico de la provincial de Segovia (borde norte del Sistema Central). *Semin. estratigr., Ser. monogr.*, 7: 1-271.
- Arcement, G.J., Jr., Schneider, V.R., 1989. Guide for selecting Manning's roughness coefficients for natural channels and flood plains. *Water-supply Paper 2339*.
- Ashmore, P., 1991. Channel morphology and bed load pulses in braided, gravel-bed streams. *Geogr. ann., Ser. A, Phys. geogr.*, 73(1): 37-52.
- Ashmore, P.E., 1982. Laboratory modeling of gravel braided stream morphology. *Earth Surf. Process. Landf.*, 7: 201-225.
- Ashmore, P.E., 1988. Bed load transport in braided gravel-bed stream models. *Earth Surf. Process. Landf.*, 13(8): 677-695.
- Bagnold, R.A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. *U.S. Geol. Surv. prof. pap.*, 422(1): 37.

- Batalla, R.J., Martín-Vide, J.P., 2001. Thresholds of particle entrainment in a poorly sorted sandy gravel-bed river. *Catena*, 44(3): 223-243.
- Belleudy, P., Valette, A., Graff, B., 2010. Passive hydrophone monitoring of bedload in river beds: first trials of signal spectral analyses. In: Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D.G. (Eds.), *Bedload-surrogate monitoring technologies*. U.S. Geol. Surv. Sci. Investig. Rpt. 2010-5091, pp. 67-84.
- Bertoldi, W., Ashmore, P., Tubino, M., 2009. A method for estimating the mean bed load flux in braided rivers. *Geomorphology*, 103(3): 330-340.
- Billi, P., 2008. Bedforms and sediment transport processes in the ephemeral streams of Kobo basin, Northern Ethiopia. *Catena*, 75(1): 5-17.
- Billi, P., 2011. Flash flood sediment transport in a steep sand-bed ephemeral stream. *Int. J. Sediment Res.*, 26: 193-209.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landf.*, 26: 1237-1248.
- Buckley, S., J., Howell, J.A., Enge, H.D., Kurz, T.H., 2008. Terrestrial laser scanning in geology: data acquisition, processing and accuracy considerations. *J. Geol. Soc. (Lond.)*, 165: 625-638.
- Bunte, K.I., Abt, S.R., Potyondy, J.P., 2001. Portable bedload traps with high sampling intensity for representative sampling of gravel transport in wadable mountain streams, Proc. 7th Interagency Sedimentation Conf., U.S. Subcommittee on Sedimentation, Reno, Nevada, USA, pp. III-24-III-31.
- CNIG (Ed.), 2004. Sección II. Grupo 9. Climatología Atlas nacional de España. Ministerio de Fomento, Madrid.
- Cohen, H., Laronne, J.B., 2005. High rates of sediment transport by flashfloods in the Southern Judean Desert, Israel. *Hydrol. Process.*, 19(8): 1687-1702.
- Cohen, H., Laronne, J.B., Reid, I., 2010. Complex simplicity of bedload response during flash floods in gravel-bed ephemeral rivers: a 10-year field study. *Water Resour. Res.*, 46: W11542.
- Cudden, J.R., Hoey, T.B., 2003. The causes of bedload pulses in a gravel channel: the implications of bedload grain-size distributions. *Earth Surf. Process. Landf.*, 28(13): 1411-1428.
- Church, M., Jones, D., 1982. Channel bars in gravel-bed rivers. In: Hey, R.D., Bathurst, J.C., Thorne, C.R. (Eds.), *Gravel bed rivers*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, pp. 291-338.
- Church, M.A., McLean, D.G., Wolcott, J.F., 1987. River bed gravels: sampling and analysis. In: Thorne, C.R., Bathurst, J.C., Hey, R.D. (Eds.), *Sediment Transport in Gravel-bed Rivers*. John Wiley & Sons, New York, pp. 269-325.
- D'Agostino, V., Lenzi, M.A., 1999. Bedload transport in the instrumented catchment of the Rio Cordon: Part II: Analysis of the bedload rate. *Catena*, 36(3): 191-204.
- Dietrich, W.E., Kirchner, J.W., Ikeda, H., Iseya, F., 1989. Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers. *Nature*, 340: 215-217.
- Du Boys, P., 1879. Étude du régime du Rhône et de l'action exercée par es eaux sur un lit à fond de graviers indéfiniment affouillable. *Annales des Ponts et Chaussées*, 18(5): 141-195.
- Duncan, M.J., Laronne, J.B., 1998. Bedload movement in a wide, gravel bed river: an indication of bar formation. In: Klingeman, P., Beschta, R., Komar, P., Bradley, B. (Eds.), *Gravel-Bed Rivers in the Environment*. Water Resources Publications, LLC, Highlands Ranch, Colorado, pp. 741-748.
- Einstein, H., 1950. The bed-load function for sediment transportation in open channel flows. U.S. Department of Agriculture. Technical Bulletin, 1026, 71 pp.
- Engelund, F., 1966. Hydraulic resistance of alluvial streams. *J. Hydraul. Div., Amer. Soc. Civil Eng.*, 92(HY 2): 315-326.
- Engelund, F., Hansen, E., 1967. A monograph on sediment transport in alluvial streams., Copenhagen, Denmark.
- Ergenzinger, P., de Jong, C., Laronne, J.B., Reid, I., 1994. Short term temporal variations in bedload transport rates: Squaw Creek, Montana, Usa and Nahal Yatir and Nahal Estemoa, Israel. In: Ergenzinger, P., Schmidt, K.-H. (Eds.), *Dynamics and Geomorphology of Mountain Rivers*. Lecture Notes in Earth Sciences. Institut für Geographische Wissenschaften Frie Universität Berlin, Berlin, pp. 251-264.
- Ergenzinger, P., Reid, I., Laronne, J.B., Jong, C., 1992. Short term temporal variations in the spatial pattern of bedload transport rate : Squaw Creek, Montana, USA and Nahal Yatir & Eshtemoa, Israel. In: Bogen, J. (Ed.), *Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basins*. AIHS - IAHS, pp. 77-81.
- Ferguson, R.I., 2003. The missing dimension: effects of lateral variation on 1-D calculations of fluvial bedload transport. *Geomorphology*, 56(1-2): 1-14.
- Frey, P., Church, M., 2012. Gravel Transport in Granular Perspective. In: Church, M., Biron, P.M., Roy, A.G. (Eds.), *Gravel-Bed Rivers: Processes, Tools, Environments*. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 37-55.
- Gaeuman, D., 2010. Mechanics of bedload rating curve shifts and bedload hysteresis in the Trinity River, California, 2nd Joint Federal Interagency Conference, Las Vegas, NV, USA.
- Gaeuman, D., Jacobson, R.B., 2006a. Acoustic bed velocity and bed load dynamics in a large sand bed river. 111(F2).
- Gaeuman, D., Jacobson, R.B., 2006b. Acoustic bed velocity and bed load dynamics in a large sand bed river. *J. Geophys. Res.*, 111(F02005): 14.
- García, C., Laronne, J.B., Sala, M., 2000. Continuous moni-

- toring of bedload flux in a mountain gravel-bed river. *Geomorphology*, 34: 23-31.
- Gaweesh, M.T.K., Van Rijn, L.C., 1994. Bed-load sampling in sand bed rivers. *J. Hydraul. Eng. Amer. Soc. Civil Eng.*, 120(12): 1364-1384.
- Gomez, B., 1983. Temporal variations in bedload transport rates - the effect of progressive bed armouring. *Earth Surf. Process. Landf.*, 8(1): 41-54.
- Gomez, B., 1984. Typology of segregated (armoured/paved) surfaces: Some comments. *Earth Surf. Process. Landf.*, 9(1): 19-24.
- Gomez, B., Church, M., 1989. An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed rivers. *Water Resour. Res.*, 25(6): 1161-1186.
- Gomez, B., Naff, R.L., Hubbell, D.W., 1989. Temporal variations in bedload transport rates associated with the migration of bedforms. *Earth Surf. Process. Landf.*, 14(2): 135-156.
- Good, T.R., Bryant, I.D., 1985. Fluvio-aeolian sedimentation: an example from Banks Island, N. W. T., Canada. *Geogr. ann., Ser. A, Phys. geogr.*, 67(1/2): 33-46.
- Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D.G., 2010. Bedload-surrogate monitoring technologies, 2010-5091, 37 pp.
- Habersack, H., Nachtnebel, P.N., Laronne, J.B., 2001. The continuous measurement of bedload discharge in a large alpine gravel bed river. *J. Hydraul. Res.*, 39(2): 125-133.
- Haff, P.K., 1996. Limitations of predictive modeling in geomorphology. In: Rhoads, B.L., Thorn, C.E. (Eds.), *The Scientific Nature of Geomorphology*. John Wiley & Sons., pp. 337-358.
- Hassan, M.A. et al., 2005. Sediment transport and channel morphology of small forested streams. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 41: 853-876.
- Hassan, M.A., Egozi, R., Parker, G., 2006. Experiments on the effect of hydrograph characteristics on vertical grain sorting in gravel bed rivers. *Water Resour. Res.*, 42(9).
- Hayes, S.K., Montgomery, D.R., Newhall, C.G., 2002. Fluvial sediment transport and deposition following the 1991 eruption of Mount Pinatubo. *Geomorphology*, 45(3-4): 211-224.
- Helley, E.J., Smith, W., 1971. Development and calibration of a pressure-difference bed load sampler. *U.S. Geol. Surv. Open File Report*, Washington D.C, USA, 18 pp.
- Hoey, T.B., Sutherland, A.J., 1991. Channel morphology and bedload pulses in braided rivers: a laboratory study. *Earth Surf. Process. Landf.*, 16(5): 447-462.
- Holmes, R.R.J., 2010. Measurement of bedload transport in sand-bed rivers: a look at two indirect sampling methods. In: Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D.G. (Eds.), *Bedload-surrogate monitoring technologies*. U.S. Geol. Surv. Sci. Investig. Rpt. 2010-5091.
- Humphries, R., Venditti, J.G., Sklar, L.S., Wooster, J.K., 2012. Experimental evidence for the effect of hydrographs on sediment pulse dynamics in gravel-bedded rivers. *Water Resour. Res.*, 48(1): 1-15.
- Iseya, F., Ikeda, H., 1987. Pulsation in bedload transport rates induced by a longitudinal sediment sorting; a flume study using sand and gravel mixtures. *Geogr. Ann., Ser. A, Phys. Geogr.*, 69(A): 15-27.
- Lancaster, S.T., Grant, G.E., 2003. You want me to predict what? In: Wilcock, P.R., Iverson, R.M. (Eds.), *Prediction in Geomorphology*. Geophysical Monograph 135. American Geophysical Union, pp. 1-10.
- Laronne, J.B. et al., 2003. The continuous monitoring of bedload flux in various fluvial environments. In: Bogen, J., Fregus, T., Walling, D.E. (Eds.), *Erosion and sediment transport measurement in rivers: Technological and Methodological Advances*. Int'l Assoc. Hydrol. Sci. Publ., pp. 134-145.
- Laronne, J.B., Reid, I., 1993. Very high rates of bedload sediment transport by ephemeral desert rivers. *Nature*, 366(148-150).
- Laronne, J.B., Reid, I., Yitshak, Y., Frostick, L.E., 1994. The non-layering of gravel streambeds under ephemeral flood regimes. *J. Hydrol.*, 159(1-4): 353-363.
- Leopold, L.B., 1994. A view of the river. *Harvard University Press*, Cambridge, Massachusetts, 298 pp.
- Leopold, L.B., Emmett, W.W., 1977. Bedload measurements, East Fork River, Wyoming. *Proc. Nat'l. Acad. Sci. U.S.A.*, 74: 2644-2648.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., Miller, J.P., 1964. *Fluvial processes in geomorphology*. Books in Geology. W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- Lucía, A., Laronne, J.B., Martín-Duque, J.F., 2011. Geodynamic processes on sandy slope gullies in central Spain – field observations, methods and measurements in a singular system. *Geodin. Acta*, 24(2): 61-79.
- Mao, L., 2012. The effect of hydrographs on bed load transport and bed sediment spatial arrangement. *J. Geophys. Res.*, 117(F3): F03024.
- Mao, L., Comiti, F., Lenzi, M.A., 2010. Bedload dynamics in steep mountain rivers: insights from the Rio Cordon experimental station (Italian Alps). In: Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D.G. (Eds.), *Bedload-surrogate monitoring technologies*. U.S. Geol. Surv. Sci. Investig. Rpt. 2010-5091, pp. 253-265.
- Meyer-Peter, E., Müller, R., 1948. Formulas for bed-load transport, 2nd Meeting, IAHR. IAHR, Stockholm, Sweden, pp. 39-64.
- Milhous, R.T., 1973. Sediment transport in a gravel-bottomed stream. Unpublished PhD Thesis, Oregon State University, Corvallis, 232 pp.
- Mizuyama, T. et al., 2010. Calibration of a passive acoustic

- bedload monitoring system in Japanese mountain rivers. In: Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D.G. (Eds.), *Bedload-surrogate monitoring technologies*. U.S. Geol. Surv. Sci. Investig. Rpt. 2010-5091, pp. 296-318.
- Nelson, P.A., Venditti, J.G., Dietrich, W.E., Kirchner, J.W., Ikeda, H., Iseya, F., Sklar, L.S., 2009. Response of bed surface patchiness to reductions in sediment supply. *J. Geophys. Res.*, 114(F2): F02005.
- Nicholas, A.P., 2000. Modelling bedload yield in braided gravel bed rivers. *Geomorphology*, 36(1-2): 89-106.
- Paola, C., 1996. Incoherent structures: turbulence as a metaphor for stream braiding. In: Ashworth, P.J., Bennet, S.J., Best, J.L., Mc Lelland, S.J. (Eds.). *John Wiley and sons.*, pp. 706-723.
- Parker, G., 2008. Transport of gravel and sediment mixtures. In: Garcia, M.H. (Ed.), *Sedimentation Engineering: processes, measurements, modeling, and practice. Manual and Reports on Engineering Practice*. ASCE, Reston, Virginia, pp. 165-252.
- Poreh, M., Sagiv, A. and Seginer, I. 1970. Sediment sampling efficiency of slots. *Journal of the Hydraulics Division, Proc. Amer. Soc. Civil Eng.* 96: 2065-2078.
- Powell, D.M., Laronne, J.B., Reid, I., 2003. The dynamics of bedload sediment transport in low-order, upland, ephemeral gravel-bed rivers. *Adv. environ. monit. model.*, 1(2): 1-27.
- Powell, D.M., Laronne, J.B., Reid, I., Barzilai, R., 2012. The bed morphology of upland single-thread channels in semi-arid environments: evidence of repeating bedforms and their wider implications for gravel-bed rivers. *Earth Surf. Process. Landf.*, 37(7): 741-753.
- Powell, D.M., Reid, I., Laronne, J.B., 1999. Hydraulic interpretation of cross-stream variations in bed-load transport. *J. Hydraul. Eng. Amer. Soc. Civil Eng.*, 125(12): 1243-1252.
- Powell, D.M., Reid, I., Laronne, J.B., 2001. Evolution of bed load grain size distribution with increasing flow strength and the effect of flow duration on the caliber of bed load sediment yield in ephemeral gravel bed rivers. *Water Resour. Res.*, 37(5): 1463-1474.
- Recking, A., 2010. A comparison between flume and field bed load transport data and consequences for surface-based bed load transport prediction. *Water Resour. Res.*, 46(3): W03518.
- Recking, A., Frey, P., Paquier, A., Belleudy, P., 2009. An experimental investigation of mechanisms involved in bed load sheet production and migration. *J. Geophys. Res.*, 114: 13.
- Reid, I., Laronne, J.B., Powell, D.M., 1998. Flash-flood and bedload dynamics of desert gravel-bed streams. *Hydrol. Process.*, 12: 543-557.
- Reid, I., Layman, J.T., Frostick, L.E., 1980. The continuous measurement of bedload discharge. *J. Hydraul. Res.*, 18(3): 243-249.
- Reid, I., Powell, D.M., Laronne, J.B., 1996. Prediction of bedload transport by desert flash floods. *J. Hydraul. Eng.*, 122(3): 170-173.
- Rennie, C.D., Villard, P.V., 2004. Site specificity of bedload measurement using an ADCP. *J. Geophys. Res.*, 109(F3): F03003.
- Rice, S.P., Church, M., 2010. Grain-size sorting within river bars in relation to downstream fining along a wandering channel. *Sedimentology*, 57(1): 232-251.
- Rice, S.P., Church, M., Wooldridge, C.L., Hickin, E.J., 2009. Morphology and evolution of bars in a wandering gravel-bed river; lower Fraser river, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 56(3): 709-736.
- Rickenmann, D., Fritschi, B., 2010. Bedload transport measurements using piezoelectric impact sensors and geophones. In: Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D.G. (Eds.), *Bedload-surrogate monitoring technologies*. U. S. Geol. Surv. Sci. Investig. Rpt. 2010-5091, pp. 407-423.
- Rickenmann, D., McArdell, B.W., 2007. Continuous measurement of sediment transport in the Erlenbach stream using piezoelectric bedload impact sensors. *Earth Surf. Process. Landf.*, 32: 1362-1378.
- Schaank, E.M.H., 1937. Discusion d Smetana, J.: Appareil pour le jaugeage du débit solide entraîné sur le fond du cors d'eau, 1st Meet. Int. Ass. Hydraul. Struct. Res. Append., pp. 93-120.
- Smart, G., Jaeggi, M., 1983. Sediment transport on steep slopes. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, 64, Zurich, 91-191 pp.
- Turowski, J.M., 2010. Probability distributions of bed load transport rates: A new derivation and comparison with field data. *Water Resour. Res.*, 46.
- Van Rijn, L.C., 1984. Sediment transport. *J. Hydraul. Eng.*, 110(10,11,12): 1431-1754.
- Van Rijn, L.C., Gaweesh, M., 1992. A new total load sampler. *J. Hydraul. Eng.*, 118(12).
- Vericat, D., Batalla, R.J., 2010. Sediment transport from continuous monitoring in a perennial Mediterranean stream. *Catena*, 82(2): 77-86.
- Whitaker, A.C., Potts, D.F., 2007. Analysis of flow competence in an alluvial gravel bed stream, Dupuyer Creek, Montana. *Water Resour. Res.*, 43(7): W07433.
- Whiting, P.J., Dietrich, W.E., Leopold, L.B., Drake, T.G., Shreve, R.L., 1988. Bedload sheets in heterogeneous sediment. *Geology*, 16(2): 105-108.
- Williams, G.P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *J. Hydrol.*, 111: 89-106.

Capítulo 6



Foto: Alberto Carrera

6 Producción de sedimentos y conectividad en la cuenca de la Barranca de los Pinos

6.1 Introducción

Este capítulo se centra en la producción de sedimentos mediante distintos procesos geomorfológicos (movimientos gravitacionales, erosión laminar y procesos fluviales) y la conectividad entre los mismos dentro de la cuenca de la Barranca de los Pinos.

Dicha producción se ha estudiado en distintas áreas fuentes de sedimento, para comprender cuál es la aportación de cada tipología de ladera. Así mismo, también se ha estudiado el sedimento exportado de la cuenca acarcavada y se pretende entender si el transporte de sedimentos en el cauce está limitado por la capacidad de los caudales (*transport limited*) o por el aporte de las laderas al cauce (*supply limited*).

La conectividad es el grado de acoplamiento o conexión entre los distintos procesos de una cuenca. La conectividad es una de las propiedades de los sistemas fluviales que más afectan a la transferencia de sedimentos (Harvey, 2012) y a la sensibilidad del sistema a cualquier alteración que ocurra en el mismo (Thomas, 2001; Harvey, 2002), pero esta propiedad varía dependiendo de la escala temporal y/o espacial que se tenga en cuenta (Harvey, 2002). Además, la conexión entre los distintos procesos en una cuenca pueden ser bidireccionales; por ejemplo, un cambio en el nivel de base puede producir cambios aguas arriba de la cuenca (*upstream coupling*); o al contrario, una entrada de sedimentos inusual, como un deslizamiento, induce cambios aguas abajo (*downstream coupling*) (Faulkner, 2008). El interés por la conexión entre procesos y la conectividad es creciente desde la década de 1980 (Harvey, 2012), y en cárcavas y zonas acarcavadas, debido a la alta actividad geomorfológica, se han llevado a cabo numerosos estudios (e.g. Kirkby y Bull, 2000; Gallart et al., 2005a; Gallart et al., 2005b; Faulkner, 2008; Godfrey et al., 2008; Kirkby y Bracken, 2009; Hancock y Evans, 2010; Fuller y Marden, 2011; Marzoff et al., 2011; Wenske et al.,

2011; Faulkner, 2013). La cuenca de la Barranca de los Pinos tiene un área pequeña, por lo que se espera que la conexión entre los procesos que ocurren en las laderas y el transporte en el cauce sea alta (Harvey, 2002). Sin embargo, la distancia que existe entre la cárcava y el río Cega es amplia y de muy baja pendiente, por lo que al pie de la mesa se produce la sedimentación en un cono aluvial que no se espera que esté conectado con la red de drenaje principal.

La metodología aplicada está descrita detalladamente en el Capítulo 3, si bien, en algunos casos se ha variado para ajustarla a los requisitos del territorio, o sin ser modificada en sus principios fundamentales, se ha ampliado. Estas modificaciones se argumentan y explican en los puntos siguientes, junto con detalles acerca de métodos empleados relevantes para los resultados mostrados en este capítulo y que no se habían explicado suficientemente en capítulos precedentes, ya que los datos obtenidos no se habían mostrado en los resultados.

En este capítulo se muestran los resultados obtenidos tras la monitorización de diversos procesos geomorfológicos durante la realización de la presente tesis doctoral, se evalúan las tasas de producción específica de sedimentos a escala anual y se hace un análisis de la conexión entre los distintos procesos. Por todo ello, este capítulo se entiende como una síntesis general del trabajo de investigación llevado a cabo en las cárcavas de ladera desarrolladas en arena del piedemonte norte de la sierra de Guadarrama.

6.2 Producción de sedimentos en las laderas de alta pendiente

Con el objetivo de estudiar la producción de sedimentos en laderas de alta pendiente, y dada la elevada variabilidad existente en las cuencas acarcavadas de la zona de estudio, se ha hecho una clasificación de las laderas de gradiente superior a 30° en distintas tipologías:

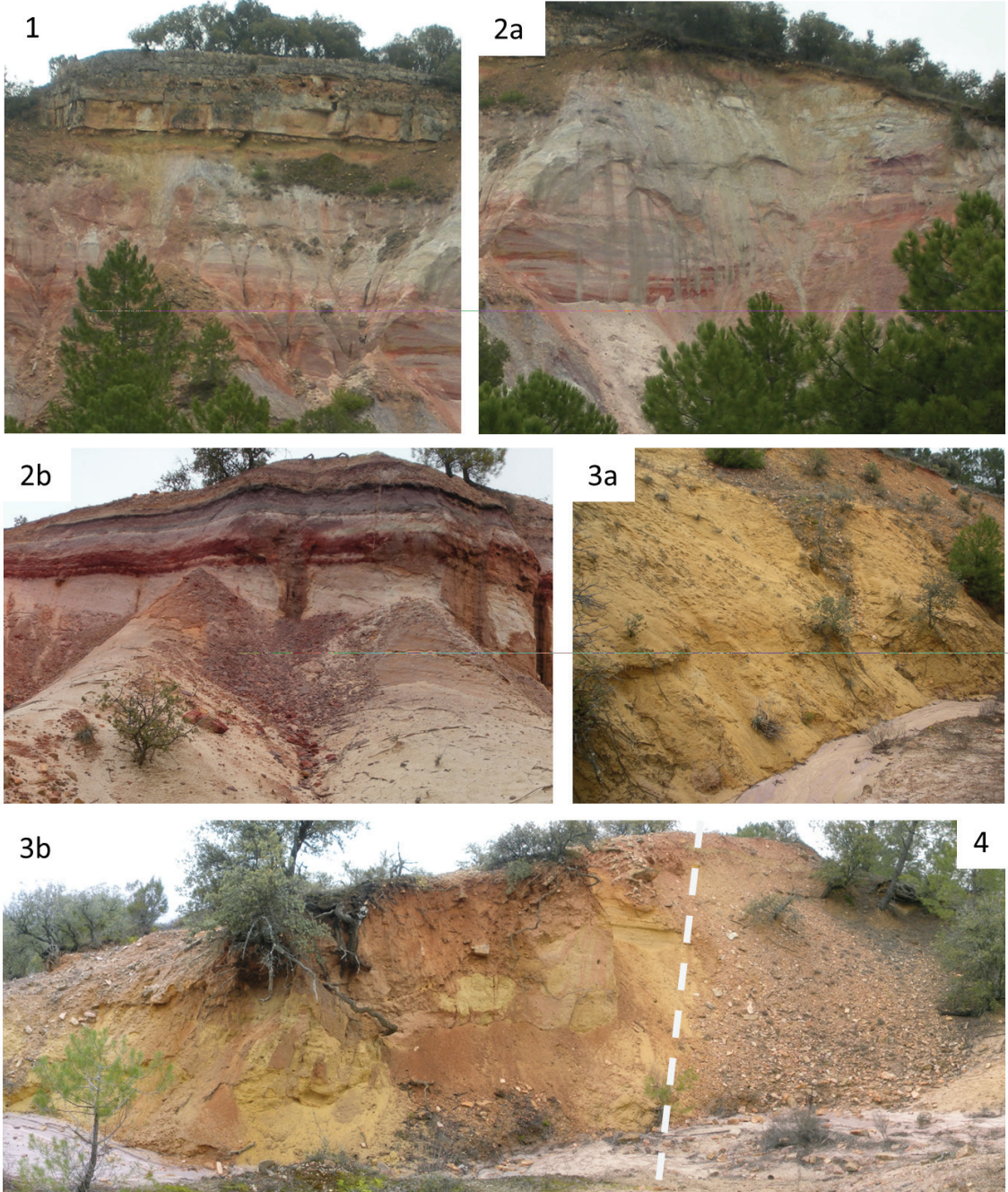


Fig. 6.1 Fotografías de los distintos sectores de laderas de elevada pendiente que han sido monitorizados desde el 2009. Los números corresponden a las tipologías de ladera definidas en el texto y en la Tabla 6.1.

1. Cabeceras de cárcava con montera rocosa
2. Cabeceras de cárcava sin montera rocosa y con arenas expuestas
3. Laderas próximas al cauce principal de la cárcava con arenas expuestas
4. Laderas cubiertas por coluvión (esta tipología engloba tanto cabecera de cárcava como ladera próxima al cauce principal de la cárcava)

Se han monitorizado mediante escaneos realizados con Laser Escáner Terrestre (TLS) varios sectores de estas cuatro tipologías de ladera dentro de la Barranca de los Pinos (Fig. 6.1). Estos sectores se han escogido atendiendo a los criterios de buena representatividad, accesibilidad y visibilidad para realizar el escaneo. La resolución temporal de los escaneos ha sido de varios meses a más de un año. Para suplir la falta de resolución temporal, se ha hecho un seguimiento cualitativo mediante fotografías tomadas desde puntos fijos a todas las zonas escaneadas. Las fotografías se han tomado tras cada evento que ha dado lugar al transporte de sedimentos.

Las tipologías de ladera 2 y 3 se han monitorizado en dos sectores distintos (Fig. 6.1). Los dos sectores escaneados de las cabeceras de cárcavas sin montera rocosa (2) tienen laderas de pendiente abrupta, pero en uno de los sectores, la ladera tiene mayor longitud (2a), mientras que en el otro es más corta (2b). Los dos sectores de las laderas próximas al cauce principal con arenas expuestas (3) tienen pendiente y longitud medias similares, sin embargo, uno de ellos tiene una pendiente continua (3a) mientras que el otro tiene una zona vertical y una zona de menor pendiente al pie del talud (3b).

Las características de las distintas laderas escaneadas pueden verse en la Tabla 6.1.

6.2.1 Metodología y procedimiento para el análisis de los datos

El procesado de los datos se ha llevado a cabo con sistemas de información geográfica (ArcGis 10) y programas de procesado de datos numéricos (Surfer

Tabla 6.1 Características de las laderas escaneadas

id	descripción	longitud de la ladera (m)	pendiente (°)
1	cabeceras con montera rocosa	15,4	58
2	cabeceras sin montera rocosa con arenas expuestas	a. de mayor longitud 9,6	71
		b. de menor longitud 2,6	56
3	laderas próximas al colector con arenas expuestas	a. con ruptura en la pendiente 3,4	41
		b. pendiente uniforme 3,8	39
4	laderas cubiertas por coluvión	4,4	30

8). Ninguno de estos programas permite asignar dos valores de altura para una misma coordenada. Para evitar que este hecho limite el análisis de laderas semi-verticales, en algunos casos con extraplomos, se ha trabajado intercambiando las coordenadas de tal manera que la Z ha sustituido a la X ó Y; así pues, la coordenada más perpendicular a la ladera se analiza como valor de "altura" en los modelos digitales de elevación (DEMs) elaborados.

Una de las limitaciones en este tipo de levantamientos topográficos es la cubierta vegetal, que también queda representada en los datos y, si la densidad de la vegetación es alta, no permite el escaneo de la superficie de la ladera. Por ello es fundamental realizar escaneos desde distintos puntos de vista para poder alcanzar las zonas de sombra. Con el objetivo de eliminar de la base de datos los puntos que representan la cubierta vegetal, irrelevantes para este estudio, se han seguido dos procedimientos. El primero ha consistido en la eliminación manual basada en criterios visuales de las zonas de vegetación más densa (árboles o arbustos). El segundo ha consistido en la eliminación de la cubierta herbácea o pequeños arbustos que, por su menor dimensión y densidad, son difíciles de identificar visualmente en la base de datos. Para realizar este procedimiento se ha procedido a construir un fichero ráster con un tamaño de celda mayor a la resolución de la nube de puntos, y escogiendo el valor del ráster como el valor mínimo

en el eje perpendicular a la ladera. Este procedimiento disminuye la resolución de la base de datos, pero a cambio, los valores son más fiables. A partir de este ráster se hace una conversión para extraer los valores puntuales de cada celda, con los que se elabora una malla triangular (TIN).

Para obtener el volumen de sedimento que ha sido erosionado o sedimentado en las distintas zonas, se han calculado las diferencias que existen entre los TINs elaborados con los datos de los distintos años. Estas diferencias se han calculado en zonas concretas acotadas mediante polígonos, para excluir las áreas en las que hubiera poca o nula densidad de datos (zonas de sombra) o las zonas de los bordes. En las comparaciones de los modelos digitales de elevación no se han tenido en cuenta las zonas cuyas diferencias son inferiores a la resolución del ráster elaborado tras la limpieza de la vegetación (Tabla 6.2). Este tipo de análisis implica que los valores de erosión y sedimentación calculados podrían infravalorar los valores reales.

Tabla 6.2 Resolución de escaneo y de fichero ráster

Resolución del escaneo (m)	Resolución del ráster para eliminar vegetación (m)					
	2009	2010	2011	2009	2010	2011
1 – 2a	<0,10	<0,05	<0,02	0,10	0,05	0,05
2b	<0,01	<0,01	<0,005	0,01	0,01	0,01
3b-4	<0,005	<0,01	<0,01	0,02	0,02	0,02
3a	<0,05	<0,01	<0,01	0,02	0,02	0,02

Finalmente, el resultado de la comparación de los TINs no ofrece una buena estimación visual de dónde se ha producido la erosión. Para obtener esta estimación se han comparado los ficheros ráster interpolados en Surfer y obteniendo las diferencias topográficas existentes en cada celda. El ráster resultante es una buena representación gráfica que permite evaluar la localización exacta y la cantidad de erosión o sedimentación. Mediante la realización de este análisis y con el apoyo de las observaciones realizadas en el campo, ha sido posible deducir los procesos desencadenantes.

6.2.2 Resultados

Las distintas zonas de estudio han sido escaneadas en octubre de 2009, mayo de 2010 y noviembre de 2011. Se han hecho análisis de los tres intervalos de tiempo: de octubre 2009 a mayo de 2010, con ocho meses en los que se excluye el final de la primavera y el verano de un año hidrológico, y por tanto se documentan los procesos generados durante las estaciones más frías y húmedas. De mayo de 2010 a noviembre de 2011 transcurren 17 meses, de modo que este tiempo incluye un año hidrológico completo más el verano anterior y el mes de noviembre; los efectos de las estaciones secas y con mayor intensidad en las precipitaciones serán más visibles en este periodo. Finalmente la comparación entre los escaneos realizados en octubre de 2009 y noviembre de 2011 abarca 25 meses, que prácticamente son equiparables a dos años hidrológicos, ya que hasta la fecha en la que se realizó el escaneo en noviembre de 2011 apenas se había producido precipitación en la zona de estudio, y no había empezado la temporada de heladas.

La resolución con la que se han llevado a cabo los distintos escaneos se puede observar en la tabla 6.2.

6.2.2.1 Precisión

El error sistemático, calculado como el error medio cuadrático (RMS) de la diferencia en las alturas en las dianas o puntos de referencias medidas mediante el láser escáner (ScanStation 2) y una estación total (Pentax R-315N). La precisión de la estación total es de 3,1 mm en la distancia a la máxima distancia en la que se han efectuado las medidas. Este error es siempre menor de 3 mm, salvo en las zonas 1 y 2 (escaneadas desde los mismos puntos) cuyo valor es de 7 mm.

El error que existe al solapar las distintas nubes de puntos de distintos años es el más alto, dada la dificultad de señalar los hitos con dianas totalmente verticales. En las zonas 1 y 2 el error producido al solapar todos los escaneos es de 1,2 cm; en las zonas 3a y 3b y 4 (estas dos últimas también han sido escaneadas desde los mismos puntos) los errores fueron respectivamente

de 2 y 4 milímetros.

Para hacer la comparación entre modelos de elevación medidos en diferentes momentos, hay que tener en cuenta la propagación de los errores de cada DEM, de tal manera que la comparación entre ambos tiene un error δ que se estima de la siguiente manera (Lane et al., 2003):

$$\delta = \{(\delta(z)_{DEM1})^2 + \delta(z)_{DEM2}^2\}^{0,5}$$

siendo $\delta(z)_{DEM1}$ y $\delta(z)_{DEM2}$ el error sistemático de cada DEM. Si tenemos en cuenta que el error sistemático de los modelos digitales de elevación es de 3 y 7 mm dependiendo de la zona, el error de la comparación de los DEMs será de 4.2 y 9.9 mm. Este error es menor que la resolución de los escaneos. Sin embargo, a la hora de comparar los distintos DEMs medidos en diferentes fechas, en lugar de usar el error propagado como nivel mínimo de detección de cambios topográficos (Wheaton et al., 2010), se ha usado la resolución del escaneo con menor resolución entre los comparados (ver Tabla 6.2) debido a que, en superficies de elevada rugosidad, con diferente resolución en los escaneos realizados se podría sobre estimar tanto la erosión como el depósito. Este rango se ha expresado en color blanco en las Figs. 6.2, 6.3, 6.4 y 6.5.

6.2.2.2 Tasas de erosión y sedimentación

Los resultados obtenidos mediante la secuencia de fotografías tomadas desde puntos fijos han permitido determinar que las zonas más activas son aquellas con arenas expuestas, tanto en las cabeceras de las cárcavas como en las laderas próximas al colector.

Las tasas de erosión y sedimentación medidas se han calculado a partir de las diferencias de volumen entre los TINs. Posteriormente, el volumen obtenido se ha dividido por la superficie horizontal o reducida de la zona estudiada. Esta área se ha calculado con la superficie geométrica o inclinada y la pendiente media de la ladera. Las tasas de erosión son elevadas en todas las unidades (Tabla 6.3).

En la cabecera de la cárcava protegida por la montera (1) no se han registrado caídas de rocas. Sí que se

ha producido incisión en las concavidades existentes en la zona de arenas expuestas en la base de la montera, donde existen regueros permanentes (Fig. 6.2). Esta actividad se ha registrado durante el primer periodo monitorizado (con una tasa de erosión de $93,4 \text{ kg m}^{-2}\text{a}^{-1}$) y ha sido menor ($18,2 \text{ kg m}^{-2}\text{a}^{-1}$) durante el segundo periodo.

Las zonas con mayores tasas de erosión son las cabeceras de cárcavas que dejan expuestas arenas en laderas prácticamente verticales (2). En la zona 2a, de mayor longitud, se han registrado diferencias negativas (erosión) localizadas e importantes, de 10 cm hasta máximos de 67 cm durante el primer periodo monitorizado (Fig. 6.2). Estas variaciones se expresan en sentido horizontal. En la zona 2b las diferencias son menores (máximos de hasta 12,5 cm), sin embargo existen variaciones en prácticamente toda la ladera (Fig. 6.3). Las tasas de erosión en la zona 2a durante el primer año son de $397,8 \text{ kg m}^{-2}\text{a}^{-1}$, mientras que en la ladera 2b son más bajas $295,8 \text{ kg m}^{-2}\text{a}^{-1}$; sin embargo, el segundo año las tasas de erosión registradas son mayores en la zona 2b que en la 2a, $91,2$ y $70,9 \text{ kg m}^{-2}\text{a}^{-1}$ respectivamente.

En el pie de la ladera de la zona 2a se han registrado diferencias positivas entre las dos superficies medidas de hasta 60 cm durante el primer periodo monitorizado. Durante el segundo periodo monitorizado, al pie del talud se han observado diferencias negativas. Sin embargo, el pie de la ladera no se ha podido escanear completamente debido a las sombras generadas por la vegetación, por esto las tasas de sedimentación no son totalmente fiables. En la zona 2b sí que se ha podido escanear por completo el pie del talud y se han registrado diferencias positivas en el mismo, en especial durante el primer periodo monitorizado, con aumentos de hasta 29 cm en la horizontal. Durante el segundo periodo monitorizado, al pie del talud se han observado diferencias negativas.

Otra de las zonas en las que se han medido importantes diferencias topográficas son las laderas próximas al cauce principal con arenas expuestas (3). En la zona de pendiente uniforme (3a) (Fig. 6.4), durante el primer periodo monitorizado, las diferencias negativas

Tabla 6.3 Tasas de rebajamiento y acumulación registradas en las laderas de alta pendiente

ID	intervalo	tasa erosión	tasa sed.	tasa erosión	tasa sed.	balance
		m a ⁻¹	m a ⁻¹	kg m ⁻² a ⁻¹	kg m ⁻² a ⁻¹	kg m ⁻² a ⁻¹
1	2009-2010	0,046	0,019	93,4	39,2	-54,3
	2010-2011	0,009	0,008	18,2	16,7	-1,5
	2009-2011	0,050	0,002	101,7	3,6	-98,1
2a	2009-2010	0,197	0,051	397,8	103,7	-294,0
	2010-2011	0,035	0,027	70,9	54,8	-16,0
	2009-2011	0,098	0,018	197,6	36,5	-161,0
2b	2009-2010	0,146	0,065	295,8	132,0	-163,8
	2010-2011	0,045	0,009	91,2	19,0	-72,3
	2009-2011	0,047	0,021	94,7	42,2	-52,4
3a	2009-2010	0,032	0,011	65,4	21,8	-43,5
	2010-2011	0,020	0,002	40,3	3,3	-37,0
	2009-2011	0,022	0,002	43,7	4,1	-39,6
3b	2009-2010	0,039	0,061	78,4	122,8	44,5
	2010-2011	0,016	0,005	32,8	9,4	-23,3
	2009-2011	0,013	0,020	26,7	39,8	13,1
4	2009-2010	0,002	0,075	4,7	150,8	146,0
	2010-2011	0,014	0,005	28,3	9,8	-18,5
	2009-2011	0,010	0,024	20,1	49,3	29,3

sed.= sedimentación

se observan de manera generalizada en toda la ladera (con rebajamientos máximos de 11 cm). Se observan diferencias positivas tanto al pie de la ladera como en las zonas cóncavas de la ladera (en los fondos de los regueros existentes). Sin embargo, durante el segundo periodo monitorizado, los fondos de los regueros presentan diferencias negativas (con rebajamientos máximos de 19 cm). A pesar de esto, las mayores tasas de erosión se registraron durante el primer periodo (65,4 kg m⁻²a⁻¹ frente a 40,3 kg m⁻²a⁻¹); también las tasas de sedimentación fueron mayores en este intervalo de tiempo.

En la ladera de arenas expuestas con una ruptura de pendiente y próxima al cauce (3b) se han observado, especialmente durante el primer periodo monitorizado (2009-2010), diferencias negativas localizadas en la

zona de mayor pendiente, de hasta 46 cm (Fig. 6.5). Sin embargo, al pie de la ladera, en toda la zona de menor pendiente se han registrado diferencias positivas, con máximos de hasta 35 cm. Durante el segundo año se registran amplias zonas de diferencias negativas a lo largo de la zona de mayor pendiente así como en la zona de menor pendiente, y también zonas de diferencias positivas de menor entidad que durante el primer periodo. Cabe destacar que durante el primer año, así como en el periodo total, el balance de sedimentos resulta positivo en esta zona.

Finalmente, la ladera en la que se han observado menores variaciones topográficas es la que cuenta con un depósito superficial y reciente de coluvión (Fig. 6.5). En esta ladera, al igual que ocurría en la ladera

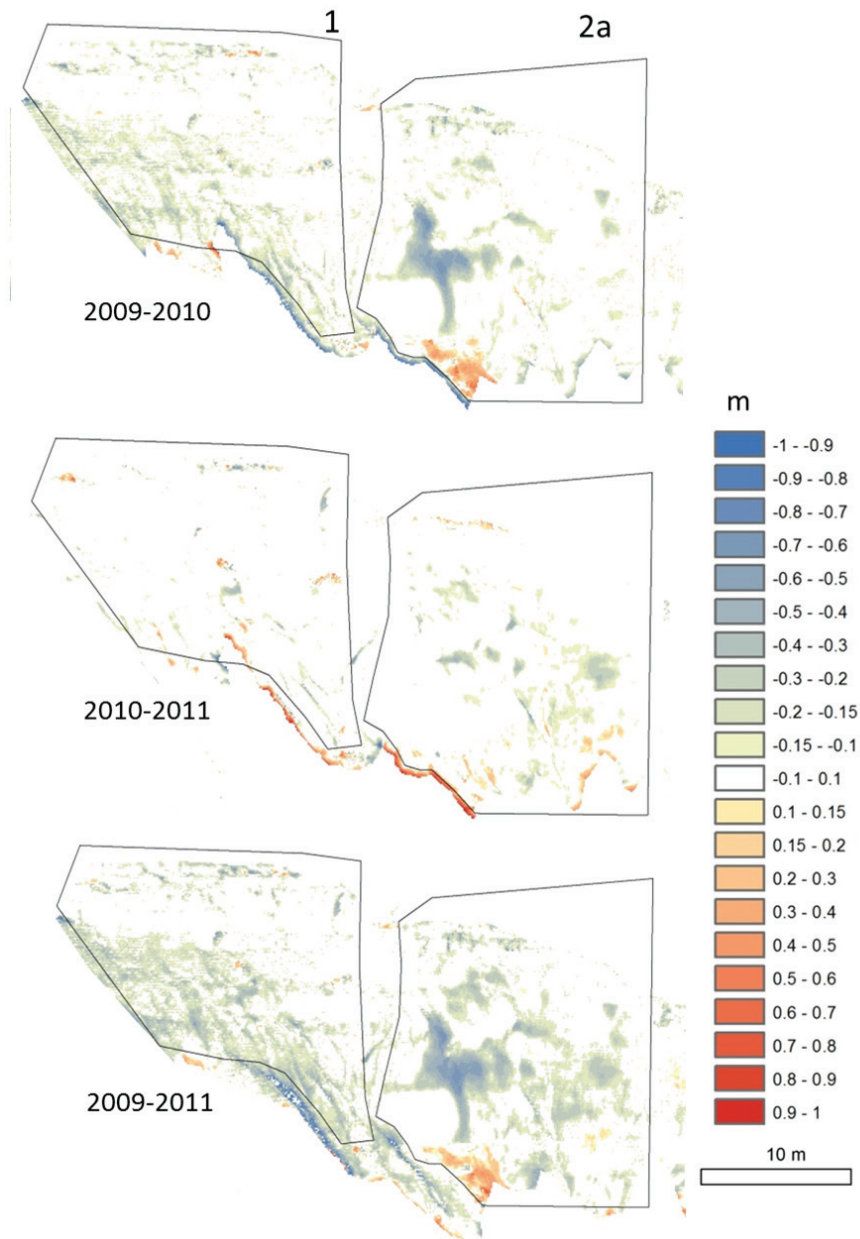


Fig. 6.2 Comparación por pares de los modelos digitales de elevación elaborados para la zonas 1 y 2a en los tres intervalos de tiempo estudiados. El polígono incluye la zona analizada. En colores azules se ha expresado la erosión (rebajamiento) y en rojos la sedimentación (acumulación). Se observa que existen mayores diferencias entre los años 2009 y 2010 que entre el 2010 y 2011. En la zona 1 se aprecia que las mayores diferencias se producen de manera lineal a lo largo de la ladera, debiéndose posiblemente al encajamiento de los regueros permanentes existentes en la zona. No se ha observado ninguna caída de rocas en la montera. En la zona 2a se puede ver la caída de un gran bloque producida a finales de diciembre-principios de enero. En ambas zonas no se ha podido llevar a cabo un buen análisis de la zona de depósito, aunque sí que se detecta el depósito del bloque caído en la zona 2a y la consecuente erosión del mismo.

3b, se observa un balance positivo entre la erosión y la sedimentación que en el total de tiempo monitorizado es de 14 mm. Las diferencias positivas ocurren de manera aleatoria y discontinua en toda la ladera, especialmente durante el primer año.

6.2.3 Análisis

En las cabeceras de las cárcavas protegidas por la presencia de la montera carbonática (1), a pesar de la ausencia de movimientos gravitacionales en las rocas de la montera, se ha registrado una incisión en el fondo de los regueros permanentes existentes en la zona de arenas expuestas sobre las que se apoya la montera. La incisión es claramente visible al comparar los TINs del 2010 y del 2011 con el elaborado a partir de los datos del 2009, pero apenas es perceptible entre el 2010 y el 2011. Esta incisión puede interpretarse como resultado de la actividad hídrica concentrada; sin embargo, que no se observe incisión en los canales en el segundo periodo monitorizado es llamativo ya que, como se verá a continuación, es durante el segundo periodo cuando se han registrado procesos de erosión hídrica concentrada en otras laderas. Una explicación puede estar relacionada con la resolución del escaneo, ya que la zona de la montera, así como la zona 2a, se escanearon inicialmente con una resolución relativamente baja (10 cm) que aumentó en los sucesivos escaneos (5 y 2 cm). Este hecho no tiene mucha importancia en la zona 2a, ya que la morfología es fundamentalmente plana; pero sí puede ser relevante en la zona 1, de morfología más compleja debido a la presencia de regueros permanentes. Es posible que con 10 cm de resolución el fondo de los regueros no haya quedado reflejado en los DEMs elaborados con los datos en el 2009, pero que sí se haya registrado en los posteriores DEMs. Por esto, al comparar los DEMs posteriores con el del 2009, se muestra una incisión en la zona cóncava que puede no deberse a procesos hidrológicos.

En las cabeceras de las cárcavas con paredes verticales en arenas expuestas (2) se han registrado las mayores tasas de erosión. Sin embargo los procesos

registrados en los dos sectores monitorizados dentro de esta tipología de ladera son diferentes entre sí. En el caso de la zona 2a, las elevadas tasas de erosión se deben a la caída de grandes bloques de arena a favor de grietas de descompresión verticales y paralelas a la ladera expuesta (Fig. 6.2). Gracias a la secuencia de fotografías, se ha podido datar la caída del bloque más grande entre el 21 de diciembre de 2009 y el 15 de enero del 2010. En esta zona no se ha podido hacer un levantamiento topográfico detallado de la zona del depósito, aunque sí se observa que el depósito formado a partir de la caída del bloque de mayor tamaño es erosionado durante el segundo año. Así mismo, durante el último periodo monitorizado, los bloques desprendidos de la ladera tienen un tamaño menor.

En la zona 2b (Fig. 6.3), se observa un retroceso generalizado. El proceso que motiva la erosión es la caída de delgadas capas de material arenoso desde las laderas. Este fenómeno se ha observado durante el trabajo de campo en las mañanas del invierno, tras noches de fuertes heladas. En la ladera 2b ha sido posible realizar una buena monitorización de las zonas cóncavas al pie del talud, donde se acumulan los sedimentos. Durante el segundo intervalo de tiempo monitorizado se ha registrado erosión en los depósitos, producida por regueros efímeros de formación reciente que han erosionado parte del material.

En ambos sectores (2a y 2b) el primer intervalo de tiempo monitorizado fue el más activo en términos de movimientos gravitacionales en las laderas, indicando que estos procesos ocurren de manera predominante durante los meses fríos del invierno y el otoño. Mientras que la erosión hídrica observada en los depósitos ha ocurrido en el segundo periodo monitorizado, lo que indica que este proceso es más importante en los meses de primavera y verano, cuando la intensidad de las precipitaciones tiende a ser mayor en la zona de estudio.

El hecho de que la ladera 2a tenga menores tasas de erosión que la ladera 2b durante el segundo año puede deberse al método empleado, a la resolución del escaneo y al análisis realizado. La resolución utilizada en la zona 2a es de 10 cm, y variaciones menores de 10

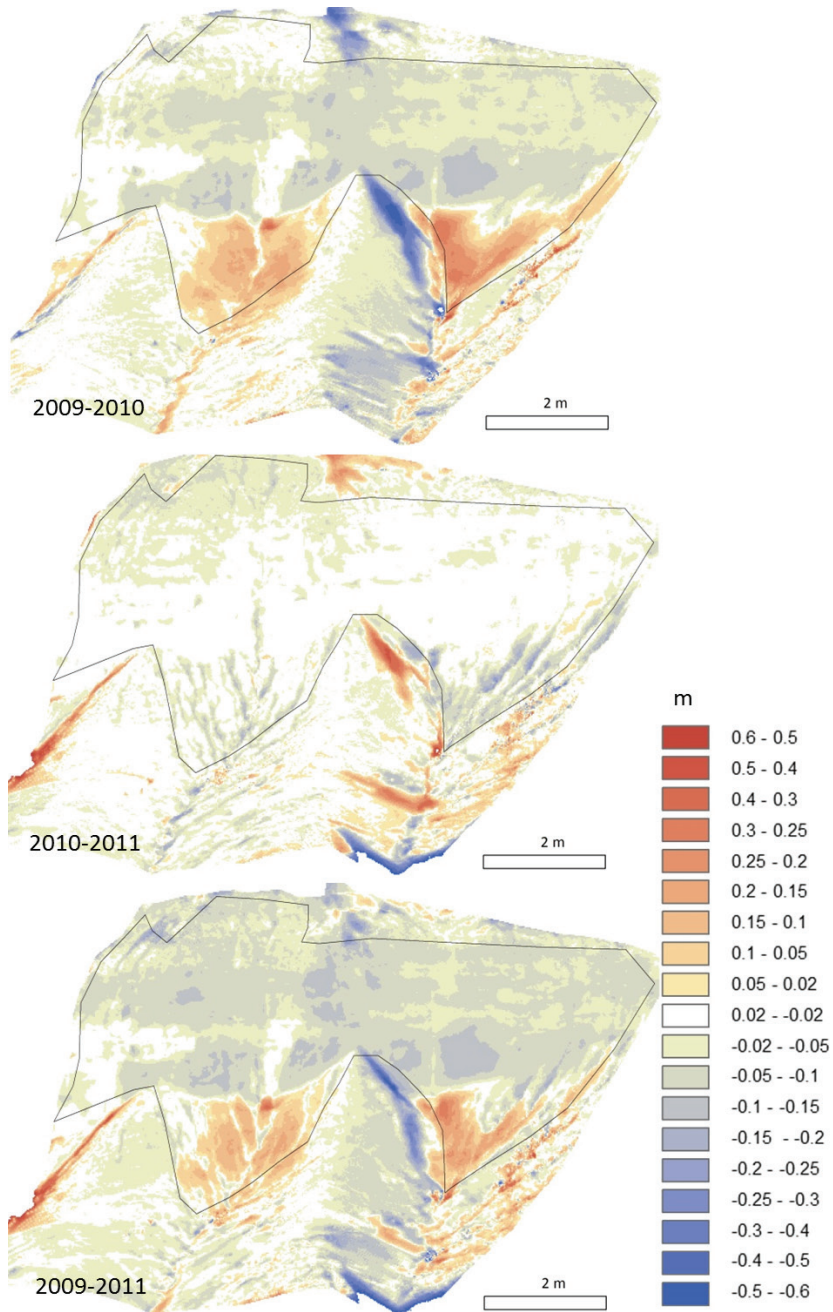


Fig. 6.3 Comparación por pares de los modelos digitales de elevación elaborados para la zona 2b en los tres intervalos de tiempo estudiados. El polígono incluye la zona analizada. En colores azules se ha expresado la erosión y en rojos la sedimentación. Entre los años 2009 y 2010 se observa un retranqueo generalizado más o menos uniforme de hasta 15 cm motivado por caídas de delgadas capas de material. El material erosionado se deposita en las zonas cóncavas al pie del talud. El año siguiente la erosión en la pared es menos intensa, y por el contrario se observa que el depósito previo es erosionado por una serie de regueros.

cm no han sido tenidas en cuenta en el análisis. Esto es una limitación, ya que el proceso de caídas de delgadas capas de material, observado en la ladera 2b, puede también darse en la zona 2a. Como se explicó en el epígrafe 6.1.1, las tasas de erosión medidas están siendo en todo caso infravaloradas, ya que no se tienen en cuenta diferencias topográficas menores a la resolución. Las tasas de erosión mostradas en este estudio representan el valor mínimo de la erosión que ha sucedido realmente en cada ladera.

Los procesos que tienen lugar en las laderas próximas al cauce con una pendiente uniforme (3a) son activos durante los dos periodos monitorizados (Fig. 6.4). Durante el primer año se produce una erosión generalizada en las laderas y se producen rellenos en los regueros permanentes, así como depósitos al pie del talud. Estos depósitos al pie del talud son parcialmente erosionados por la actividad fluvial cada vez que el agua discurre por el cauce de la cárcava. Durante el segundo periodo monitorizado se observa tanto erosión en las laderas como una incisión en los regueros permanentes que previamente habían sufrido depósito. En este sector de ladera, la intensidad de la erosión es menor en las zonas de divisorias entre regueros, donde la pendiente es inferior. Los procesos que ocurren son diversos: erosión hídrica concentrada (en los regueros) y no concentrada (erosión laminar y de salpicadura) y también se han observado movimientos gravitacionales como flujos de arena, y movimientos gravitacionales en seco.

Por su parte, en el sector de pendiente más pronunciada (3b) se ha observado una actividad elevada que, de manera similar a las zonas 2, muestra mayor intensidad erosiva durante el primer periodo monitorizado (Fig. 6.5). Se han observado caídas de tierra en pequeños bloques, esta vez a favor de discontinuidades generadas por las raíces de los árboles y arbustos. Así mismo, al igual que ocurre en la ladera 2b, se ha podido registrar un retroceso generalizado posiblemente debido al mismo fenómeno de caídas de pequeñas láminas de arenas perpendiculares a la ladera provocadas por procesos de hielo y deshielo. Estas diferencias topográficas que se han podido medir con el TLS resultaban

imperceptibles en la comparación de fotografías. Al igual que sucede en la monitorización de la zona 2b, en este sector se han podido obtener buenas medidas en la zona de depósito de material.

En esta zona (3b), el balance final entre la erosión y la sedimentación es positivo durante el primer periodo monitorizado y durante los dos años hidrológicos. Sin embargo, la zona no recibe ningún aporte externo de material. Por lo tanto, el aumento neto de volumen se debe por un lado a que el material depositado al pie del talud no es erosionado totalmente por el agua que discurre por el cauce principal de la cárcava y a que el material depositado tiene menor densidad que las arenas depositadas durante el cretácico, cuya densidad se ha estimado en $2,02 \text{ t m}^{-3}$. Como consecuencia, el volumen estimado del depósito es mayor que el volumen erosionado aunque la cantidad real de material depositado ha de ser la misma o incluso inferior. Otra de las causas que pueden ocasionar el balance positivo es el método con el que se han calculado los volúmenes erosionados o depositados, ya que no se han tenido en cuenta las zonas en las que las diferencias detectadas son menores que la precisión del escaneo. Por lo tanto, dado que la superficie afectada por erosión es mayor que la superficie afectada por el depósito, el volumen de material erosionado se ha producido en una superficie mayor y estas diferencias topográficas no se han computado. Mientras que en la zona de depósito, al tener un área menor sí que se han observado diferencias positivas mayores que la resolución.

El depósito formado durante el primer año en la zona 3b es erosionado durante el segundo mediante pequeños regueros que son perceptibles en la segunda imagen de la Fig. 6.5, al igual que ocurre en la zona 2b. A pesar de las similitudes existentes entre las dos zonas (2b y 3b), tanto morfológicas como en algunos de los procesos, las tasas de erosión son menores en la zona 3b. Esto puede deberse a que la pendiente en la zona 3b es menor, y también a que la parte superior de la pared la conforma una capa de coluvión que está siendo erosionado y que no existe en la zona 2b (Fig. 6.1).

Para terminar con el análisis de las distintas tipo-

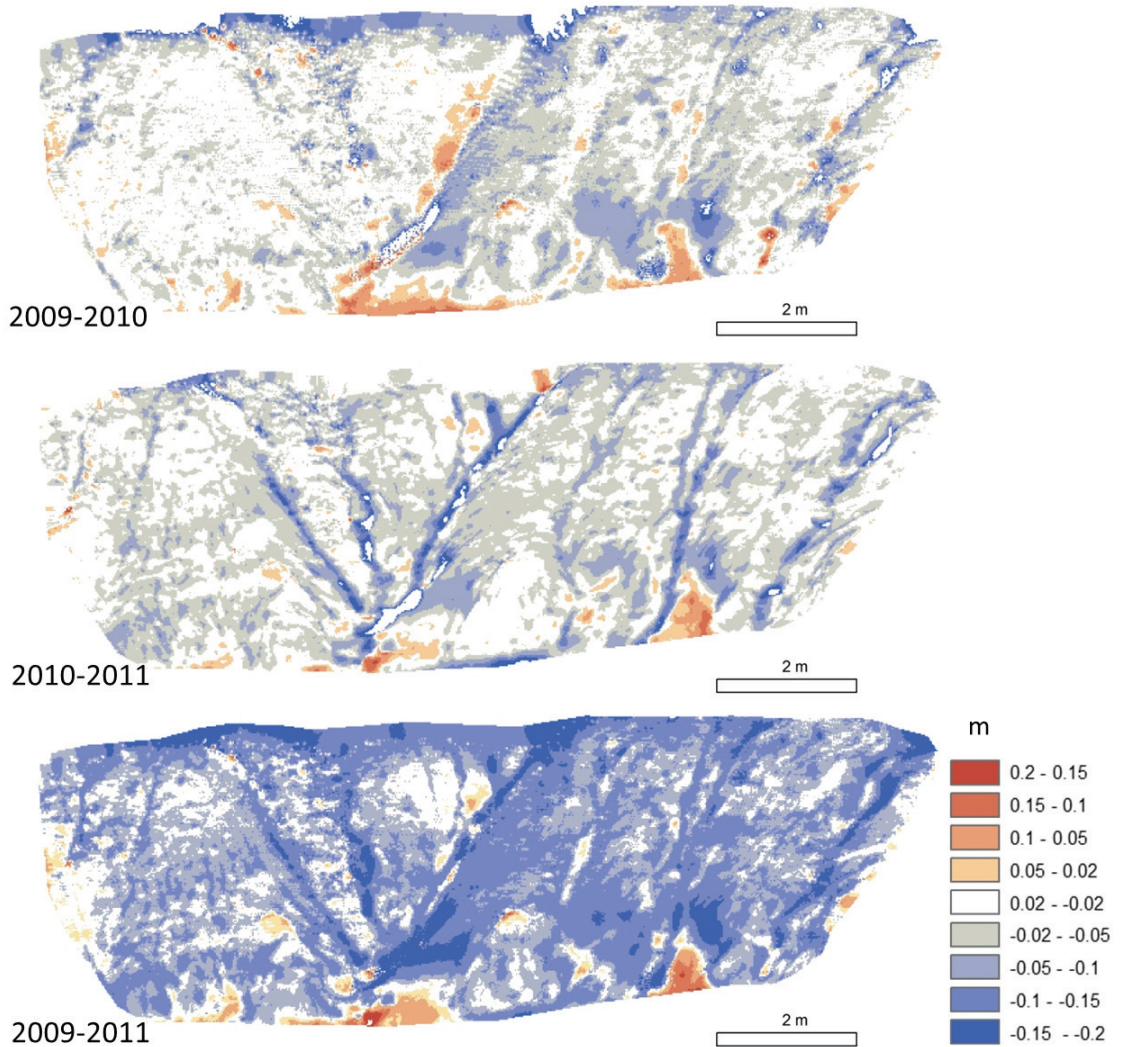


Fig. 6.4 Comparación por pares de los modelos digitales de elevación elaborados para la zona 3a en los tres intervalos de tiempo estudiados. Toda la zona fue analizada. En colores azules se ha expresado la erosión y en rojos la sedimentación. En esta zona ambos periodos son bastante activos, sin embargo durante el primer año se observa una erosión generalizada en las laderas que incluso rellena el fondo de algunos regueros; también se observan los depósitos al pie de la ladera. En el año siguiente la erosión es más intensa en el fondo de los regueros. Durante los dos años de registro se puede ver que la erosión es intensa en prácticamente toda la ladera y siendo menor en algunas de las pequeñas divisorias entre los regueros.

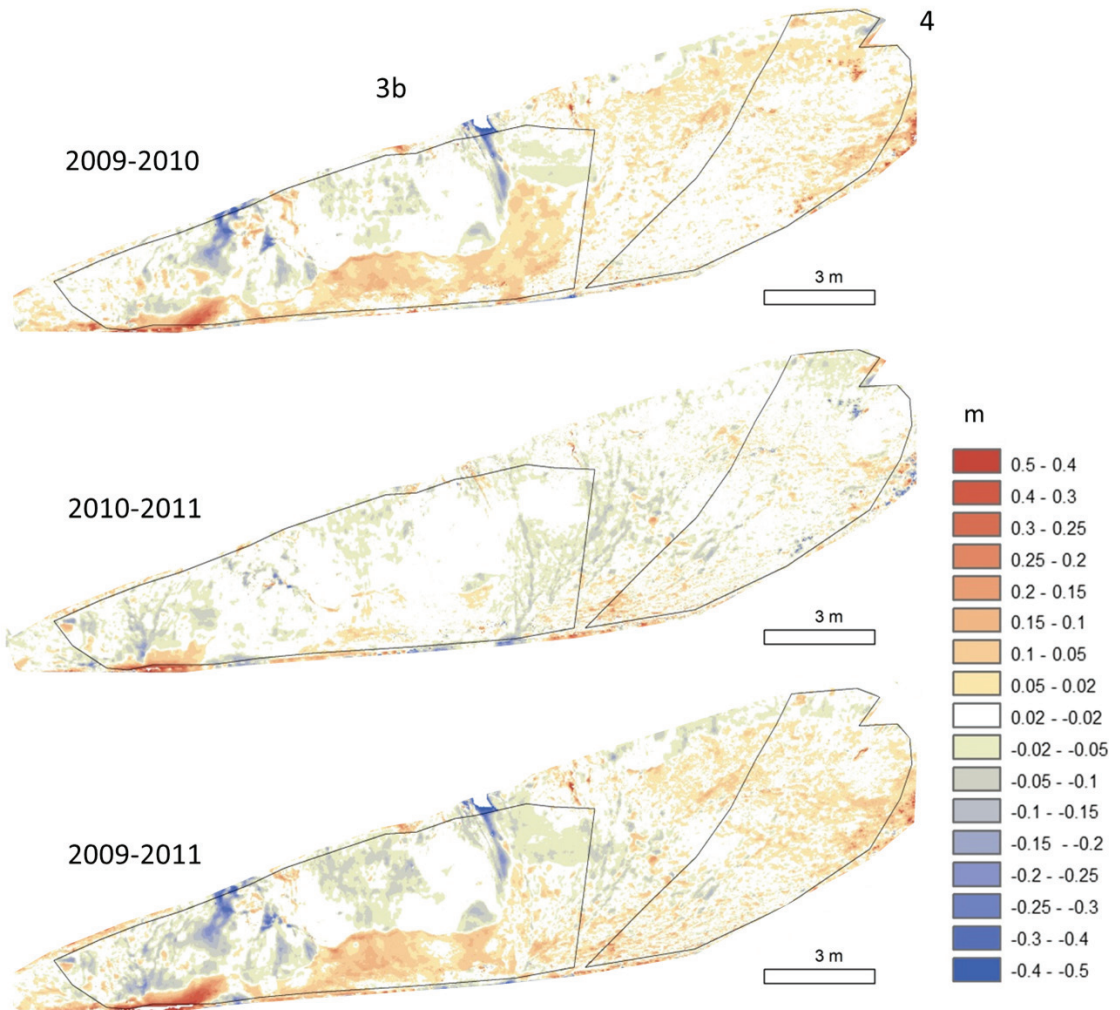


Fig. 6.5 Comparación por pares de los modelos digitales de elevación elaborados para las zonas 3b y 4 en los tres intervalos de tiempo estudiados. Los polígonos incluyen las zonas analizadas. En colores azules se ha expresado la erosión y en rojos los depósitos. En la zona 3b, especialmente durante el primer año, se observan caídas de tierra localizadas (con diferencias mayores de 25 cm), así como zonas en las que se produce un retranqueo generalizado producido por pequeñas caídas de tierra similar a lo observado en la zona 2b. Existe un buen registro del depósito, que supera los 30 cm. Al igual que ocurría en la zona 2, parte de estos depósitos son erosionados durante el segundo año en forma de regueros. En la zona 4, cubierta por coluvión, se observa un aumento de volumen con respecto al primer escaneo. Sin embargo, este fenómeno no se debe a una "sedimentación" sino a que las zonas con mayor contenido arcilloso y con pedregosidad, debido a procesos de hielo-deshielo, sufrían un hinchamiento que ha quedado registrado entre los dos primeros escaneos. Este fenómeno es más visible durante el primer año, ya que el intervalo de tiempo comprendido entre los dos escaneos incluye los meses más fríos y no incluye el periodo estival.

logías de ladera, en la ladera cubierta por un depósito superficial de coluvión (4), al igual que ocurría en la ladera 3b, se observa un balance positivo entre la erosión y la sedimentación. Pero, tal y como ocurre en el caso anterior, no se debe a un aporte externo de material, sino a un aumento de volumen del material existente. La cubierta de coluvión aporta un mayor contenido en arcillas y aumenta la pedregosidad; por ello esta tipología de ladera es capaz de acumular mayor humedad que las laderas con arenas expuestas. Las bajas temperaturas harían que el agua se congele y aumente su volumen, lo que haría que se produzca un “hinchamiento” del terreno, que también ha sido observado en el campo. Por este motivo, al medir la topografía tras el periodo invernal se percibe un aumento en el volumen.

A modo de resumen, podría concluirse que se han registrado un mayor número de movimientos gravitacionales durante el primer periodo monitorizado, que básicamente incluía los meses de otoño e invierno. Lo que implica que estos procesos están afectados por los procesos de hielo y deshielo. Sin embargo, los depósitos formados a partir de los procesos gravitacionales no han sido erosionados totalmente. Se ha registrado erosión en los depósitos en forma de regueros durante el segundo periodo escaneado, pero no se han eliminado por completo, lo cual indica que los sedimentos procedentes de las laderas de elevado gradiente tienen un tiempo de residencia más o menos elevado al pie del talud antes de ser exportados.

No obstante, y como se ha descrito hasta ahora, en parte de las laderas analizadas no se ha podido hacer una buena descripción del depósito, y en las que sí se ha podido hacer, se ha observado que los depósitos cuentan con menor densidad que los sedimentos de la ladera, por lo que una correlación entre sedimentación y erosión, así como el balance calculado, carecen de precisión. Por lo tanto, en esta tesis, se han limitado los futuros análisis a los procesos erosivos, con el inconveniente que conlleva no poder hacer balance del sedimento exportado del conjunto de laderas de elevado gradiente.

De manera gráfica se han representado las tasas de erosión de los distintos años en la Fig. 6.6. El primer año

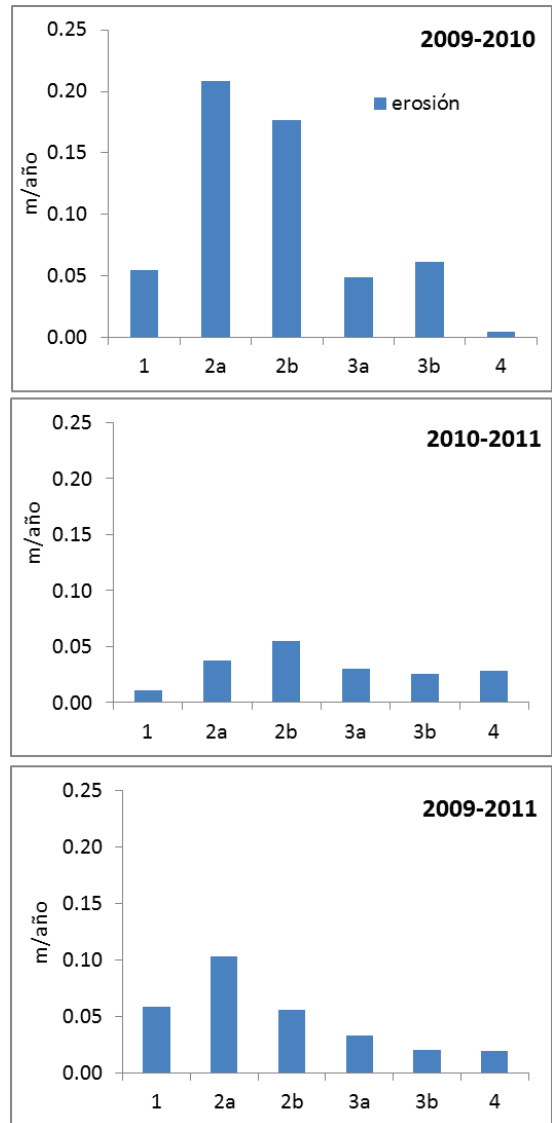


Fig. 6.6 Tasas de erosión medidas en las distintas laderas a lo largo de los tres intervalos monitorizados. Como se puede observar de manera gráfica, el primer año fue el más activo, y las cabeceras de las cárcavas con arenas expuestas (2) son las que muestran las mayores tasas de erosión, influyendo de manera importante la longitud de la ladera, que propicia mayores tasas de erosión. Las laderas con montera (1) no presentan un elevado retranqueo, sin embargo, dada su elevada longitud y pendiente presentan tasas de erosión en función del área bastante elevadas. Por último, las laderas próximas a los canales (3) presentan tasas de erosión nada desdeñables y similares en los dos sectores; sin embargo, son mayores en la ladera de pendiente constante. La ladera menos activa en términos de erosión monitorizada es la recubierta por coluvión.

fue el más activo, aunque este dato es relativo, ya que el intervalo de tiempo solo incluye 8 meses en los que se produjo la mayor parte de la actividad y ésta se ha interpolado a todo un año. A pesar de esto, se ha hecho un análisis de las temperaturas, y el invierno de 2009-2010 contó con dos días menos de heladas que el invierno de 2010-2011, 49. Pero la media de las mínimas fue cuatro décimas menor, $-3,9^{\circ}\text{C}$ (www.aemet.es). Puede que estas diferencias hayan influido en que durante el primer invierno monitorizado se hayan registrado mayores volúmenes de material arenoso desprendido de las laderas de mayor gradiente.

Finalmente no se observa una relación clara de las tasas de erosión con la longitud de la ladera. En cambio, sí que se ha observado que las tasas de erosión están influidas directamente por la pendiente de las laderas muestreadas (Fig. 6.7). Esto se debe a que, por un lado, para volúmenes de sedimento erosionado similares, las tasas de erosión (referidas al área horizontal o reducida) serán siempre más grandes en pendientes mayores. Por otro lado, la pendiente condiciona los procesos que se generan en las laderas de tal manera que, en laderas de pendiente más pronunciada, se producen caídas de bloques de arena, mientras que en aquellas de pendiente moderada, se producen flujos de arena o aquellas de menor pendiente pueden mantener un depósito superficial que protege las arenas de la exposición.

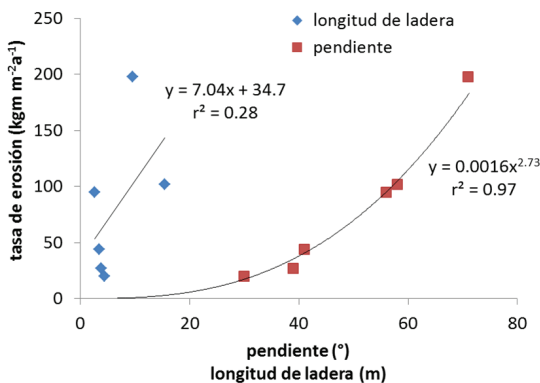


Fig. 6.7 Relación de las tasas de erosión con la pendiente y la longitud de la ladera, para las distintas tipologías de ladera de elevada pendiente.

Los datos obtenidos durante el periodo total de tiempo monitorizado son los que se van a utilizar para analizar la producción de sedimentos en la cuenca de la Barranca de los Pinos (Sección 6.5).

6.3 Producción de sedimentos en laderas de baja pendiente

La metodología seguida para el análisis de la producción de sedimentos en laderas de baja pendiente ha sido triple.

Por un lado, se han utilizado microparcelas (desde octubre del 2009) para medir la erosión y la producción de escorrentía en distintas unidades de respuesta hidrológica homogénea (HRU-*Hydrological Response Units*). La metodología empleada se ha descrito ampliamente en el Capítulo 3. La única diferencia entre el análisis de los datos realizado en el Capítulo 3 y éste reside en que, al principio las tasas de erosión se calcularon con respecto a la superficie natural y en este capítulo se han calculado con respecto a la superficie horizontal o reducida para facilitar la extrapolación a otras áreas similares dentro de la cuenca de la Barranca de los Pinos y para su comparación con los datos existentes en la bibliografía.

Por otro lado, se han medido las tasas de erosión a medio plazo en laderas de arenas expuestas (exclusivamente en la HRU 2) mediante técnicas dendrogeomorfológicas (ver Capítulo 4).

Finalmente, durante tres años se han medido las tasas de erosión en divisorias y laderas con distintas orientaciones de la HRU 2, mediante agujas de erosión (ver Capítulo 3)

6.3.1 Resultados

La producción de sedimentos en laderas de baja pendiente se ha monitorizado en seis unidades de respuesta hidrológica homogénea (HRU-*Hydrological Response Units*). Las características de las HRUs pueden verse en la Tabla 6.4 y en la Fig. 6.8.

Tabla 6.4 Características de las HRU

ID	litología	formación superficial o cubierta	textura (fracción <2mm)			resistencia mecánica a la penetración kg cm ⁻²
			arena %	limo %	arcilla %	
1*	coluvión carbonático	coluvión maduro y espeso	68,9	11,9	19,3	1,1
2	arena (Fm. Segovia)	ninguna	100	0,0	0,0	0,9
3	arena (Fm. Segovia)	coluvión superficial y reciente	88,5	1,5	10,0	0,4
4	arena (Fm. Carabias)	ninguna	98,3	0,5	1,3	0,9
5	arena (Fm. Carabias)	coluvión superficial y reciente	95,2	0,0	4,8	0,4
6	arena (Fm. Carabias)	hojarasca de pinos	98,2	1,0	0,8	1,3

*ladera no acaravada, el resto de las HRU se encuentran en la superficie

La monitorización de las laderas de bajo gradiente se ha llevado a cabo del 1 de octubre de 2009 al 31 de diciembre de 2010. Durante este periodo se han registrado 27 eventos, 12 más que los analizados en el Capítulo 3. Todos los eventos salvo uno tienen un periodo de retorno inferior a los dos años, de acuerdo con las curvas IDF. Tan sólo uno de los eventos (el 24 de septiembre de 2010) supera por muy poca intensidad la curva de los dos años para 5 y 10 minutos de duración.

A pesar de contar con mayor cantidad de eventos, en todas las HRU siguen sin existir relaciones significativas entre la escorrentía generada y la precipitación (se ha analizado la precipitación total, la intensidad máxima en 30, 10 y 5 minutos) y ni entre la producción de sedimentos y la escorrentía.

Sin embargo, sí que se observan variaciones en la producción sedimentos y escorrentía dependiendo del tipo de arenas y de la presencia de formaciones superficiales o cobertura de hojarasca (Fig. 6.9). Las laderas no acaravadas (HRU 1) y las arenas de Segovia cubiertas por un depósito superficial y reciente de coluvión (HRU 3) cuentan con las mayores tasas de escorrentía, mientras que las arenas de Segovia (HRU 2) es la unidad que produce mayor cantidad de sedimento. Tanto las arenas de Segovia como las de Carabias expuestas (HRU 2 y 4) producen una notable cantidad de sedimento con



Fig. 6.8 Imagen microparcels de una réplica en las distintas unidades de respuesta hidrológica homogéneas (HRU) tras el evento del 20 de septiembre de 2010, correspondiente a dos años de periodo de retorno. (1) laderas no acaravadas cubiertas por un espeso coluvión (2) arenas de Segovia expuestas; (3) arenas de Segovia cubiertas por un depósito superficial y reciente de coluvión; (4) arenas de Carabias expuestas; (5) arenas de Carabias cubiertas por un depósito superficial y reciente de coluvión; (6) arenas expuestas cubiertas por hojarasca (agujas de pinos). Puede observarse la diferente cantidad de sedimentos producidos en el mismo en las distintas HRU.

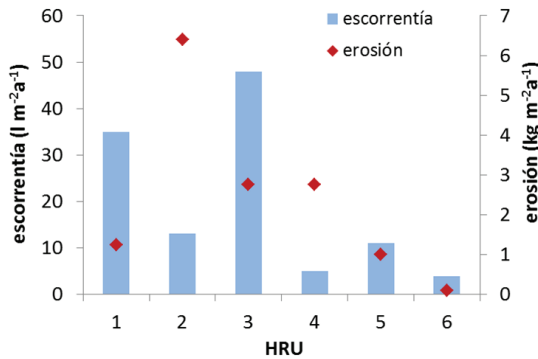


Fig. 6.9 Producción de sedimentos y escorrentía en seis unidades de respuesta hidrológica homogénea (HRU) monitorizadas: (1) laderas no acarreadas cubiertas por un espeso coluvión (2) arenas de Segovia expuestas; (3) arenas de Segovia cubiertas por un depósito de poco espesor de coluvión carbonático removilizado; (4) arenas de Carabias expuestas; (5) arenas de Carabias; (6) arenas expuestas cubiertas por hojarasca (agujas de pinos).

relativamente poca escorrentía. Finalmente, las arenas cubiertas por hojarasca (HRU 6) producen las menores cantidades de escorrentía y sedimento.

Las tasas de erosión a medio plazo obtenidas en la HRU 2 mediante técnicas dendrogeomorfológicas en raíces que llevan expuestas menos de 15 años son de 6,2–8,8 mm a⁻¹, mientras que las tasas de erosión obtenidas con raíces que llevan expuestas más tiempo se reducen hasta 2,2–3,3 mm a⁻¹. Aplicando una densidad para las arenas de 2,02 t m⁻³ los resultados son de 12,5–17,8 kg m²a⁻¹ y de 4,4 y 6,7 kg m²a⁻¹.

Finalmente, mediante las agujas de erosión localizadas en divisorias y laderas con distintas orientaciones de la HRU 2 se han obtenido tasas cuya media es 11,9 mm a⁻¹, aunque muestran gran variabilidad interanual. Aplicando una densidad para las arenas de 2,02 t m⁻³ los resultados son de 24,1 kg m²a⁻¹.

6.3.2 Análisis

Los datos de producción de sedimento y escorrentía se han analizado estadísticamente. Dado que los resultados obtenidos en cada una de las HRU no tienen una distribución normal, se ha utilizado un análisis no paramétrico (prueba U de Mann-Whitney) para comparar las medianas de la producción de sedimento y escorrentía

de cada par de HRU. Los valores P se pueden ver en la Tabla 6.5.

Tabla 6.5 Valores P de la prueba U de Mann-Whitney para las distintas HRU

		erosión					
		1	2	3	4	5	6
escorrentía	1		0,00	0,21	0,03	0,40	0,00
	2	0,02		0,02	0,02	0,00	0,00
	3	0,95	0,05		0,53	0,06	0,00
	4	0,00	0,00	0,00		0,01	0,00
	5	0,00	0,11	0,00	0,23		0,00
	6	0,00	0,00	0,00	0,38	0,04	

Si P-valor <0,05, existe una diferencia estadísticamente significativa entre las medianas con un nivel de confianza del 95%.

Dicho análisis muestra que hay cuatro tipos de respuestas a la producción de escorrentía en las HRU con diferencias estadísticamente significativas entre sí; sin embargo, algunas unidades forman parte de dos grupos (Tabla 6.6). El primer de los grupos se corresponde con las tasas de escorrentía más altas, mayores de 15 l m²a⁻¹ (HRU 1 y 3). El segundo grupo, formado por las arenas de Segovia expuestas (HRU 2) y las arenas de Carabias cubiertas por coluvión removilizado (HRU 5), tiene tasas de escorrentía moderadas (de 10 a 15 l m²a⁻¹). El tercer de los grupos está formado por tasas de escorrentía medias (de 4,5 a 13,5 l m²a⁻¹) y lo forman las arenas de Segovia y las de Carabias expuestas (HRU 2 y HRU 4). El grupo de menor producción de escorrentía (menor de 5,5 l m²a⁻¹) está formado por las arenas de Carabias expuestas y cubiertas por hojarasca (HRU 4 y 6).

En cuanto a la producción de sedimentos, también se han identificado cuatro grupos de HRU con diferencias estadísticamente significativas entre sí (Tabla 6.6). El grupo a está formado exclusivamente por las arenas de Segovia, con las mayores tasas de erosión (6,4 kg m²a⁻¹). El grupo b, segundo en la producción de sedimentos, está formado por las arenas de Segovia cubier-

tas por coluvión (HRU 3) y por las arenas de Carabias expuestas (HRU 4), ambas tienen una tasa de erosión en torno a $2,7 \text{ kg m}^{-2}\text{a}^{-1}$. El grupo c está formado por las unidades cubiertas por coluvión de mayor o menor espesor (HRU 1, 3 y 5) y las tasas de erosión van de 1 a $2,74 \text{ kg m}^{-2}\text{a}^{-1}$. El último de los grupos está formado por la HRU6, de arenas cubiertas por hojarasca y tiene las tasas de erosión más bajas ($0,09 \text{ kg m}^{-2}\text{a}^{-1}$).

Finalmente, el análisis de la resistencia a la penetración es el mismo que en el Capítulo 3.

Los coeficientes de escorrentía de la zona estudiada son bajos, inferiores al 10%, las dos unidades con mayor tasa de escorrentía (grupo I) presentan coeficientes de escorrentía mayores al 5%, pero el resto de las unidades presentan coeficientes menores del 2,5%. Las unidades del grupo I son las que presentan también mayor contenido en materiales finos (Tabla 6.4), evidenciando la influencia de los limos y arcillas en la producción de escorrentía.

Las dos unidades de arenas expuestas presentan diferencias entre sí, siendo las arenas de Segovia las que tienen mayores tasas de erosión y de escorrentía. Sin embargo, las diferencias no son significativas en cuanto a la producción de escorrentía, ya que las dos forman parte del grupo III; pero si son significativas en

la erosión, lo que puede deberse a que las arenas de Carabias cuentan con mayor proporción de finos que pueden aportar un grado de cohesión a las arenas.

En las dos unidades de arenas (de Segovia y de Carabias), la presencia o ausencia de coluvión tiene la misma influencia: las arenas expuestas tienen mayor tasa de erosión y menor producción de escorrentía que las arenas cubiertas por el coluvión. Puede deberse a dos factores producidos por la presencia del coluvión: el aumento de materiales finos y el aumento de la pedregosidad. De hecho, las dos unidades están en el mismo grupo de producción de sedimentos que las laderas no acaravadas cubiertas por un coluvión espeso (HRU 1). La producción de escorrentía es menor en la HRU 5 que en las otras dos, posiblemente porque la cantidad de materiales finos también es menor. De esto se deduce que la proporción de limos y arcillas puede tener influencia en la producción de escorrentía, mientras que la pedregosidad puede afectar en mayor medida a la reducción de la tasa de erosión.

Finalmente, la presencia de hojarasca recubriendo la superficie tiene una influencia importante en los dos parámetros monitorizados, ya que las tasas de erosión y la producción de escorrentía son menores en la HRU 6.

La producción media de sedimentos en las HRU de

Tabla 6.6 Producción de escorrentía y sedimentos en las HRU

HRU	tasa de escorrentía ($\text{l m}^{-2}\text{yr}^{-1}$)	coeficiente de escorrentía (%)	grupo de escorrentía	tasa de erosión ($\text{kg m}^{-2}\text{y}^{-1}$)	grupo de erosión	interacción escorrentía-erosión	grupo de resistencia a la penetración	interacción resistencia-erosión
1	34,9	6,12	I	1,24	c	los finos disminuyen la erosión	z y	ninguna
2	13,1	1,96	II-III	6,40	a	positiva	x y	ninguna
3	48,0	8,51	I	2,74	b-c	los finos disminuyen la erosión	w	ninguna
4	5,0	0,89	III-IV	2,75	b	positiva	x	ninguna
5	10,9	2,20	II	0,99	c	positiva	w	ninguna
6	3,8	0,73	IV	0,09	d	la hojarasca disminuye la erosión	z	positiva

Grupo de generación de escorrentía: I: mayor escorrentía, II: escorrentía media-alta, III: escorrentía-baja, IV: escorrentía baja.

Grupo erosión: a: mayor erosión, b: erosión media-alta, c: erosión media-baja, d: menor erosión.

Grupo de resistencia a la penetración: w: baja Resistencia a la penetración, x: Resistencia a la penetración media, y: resistencia a la penetración media-alta, z: mayor resistencia a la penetración.

bajo gradiente es de $2,37 \text{ kg m}^{-2}\text{a}^{-1}$, relativamente alta comparada con la producción media de escorrentía, $19,3 \text{ l m}^{-2}\text{a}^{-1}$; de hecho, 9,5% del total de los sedimentos producidos en las microparcels fue muestreado en eventos en los que no se registró escorrentía. Por lo que se ha interpretado que casi el 10% de la erosión se ha producido exclusivamente debido a la erosión por salpicadura. Este proceso es especialmente importante en las arenas expuestas.

Para terminar el análisis de este apartado, se han comparado los resultados de la HRU 2 obtenidos mediante las distintas técnicas. Los valores presentan diferencias entre sí; el valor mínimo ($6,4 \text{ kg a}^{-1}$) es el medido mediante las microparcels desde octubre de 2009 y el máximo es el medido mediante las agujas de erosión en las divisorias e interfluvios ($24,1 \text{ kg m}^{-2}\text{a}^{-1}$), pasando por los valores intermedios obtenidos mediante el análisis dendrogeomorfológico de raíces expuestas ($12,5\text{--}17,8 \text{ kg m}^{-2}\text{a}^{-1}$). Dichas diferencias pueden deberse al distinto rango temporal que se ha monitorizado con cada método y, en el caso de las agujas, a una posición fisiográfica distinta. Sin embargo, las tasas registradas mediante las agujas de erosión en las laderas con distinta orientación y en las divisorias no presentaban diferencias significativas (ver Capítulo 3), por lo que el rango temporal monitorizado parece ser clave para interpretar las diferencias. De hecho, éstas podrían explicarse por el efecto del registro del evento extremo del 9 de septiembre del 2008 de tiempo de retorno aproximado de 175 años de acuerdo con las curvas IDF elaboradas para la zona de estudio (Fig. 2.4). Dicho evento se ha registrado tanto por las agujas como por las raíces, ya que se muestrearon posteriormente, pero las microparcels se instalaron un año más tarde. Las agujas han registrado un periodo de tiempo corto que incluía el efecto del evento extremo, por lo que las tasas son muy elevadas, mientras que las raíces han registrado este efecto, pero las tasas se atenúan porque el periodo de tiempo registrado es superior. Finalmente, las microparcels solo han registrado eventos de precipitación con un periodo de retorno inferior a 2 años, por lo que las tasas son menores.

6.4 Producción de sedimentos en el cauce

Para obtener la producción de sedimentos en el cauce principal de la Barranca de los Pinos se han utilizado los datos obtenidos: (a) mediante dos muestreadores automáticos de carga de fondo tipo Reid; (b) a partir de las muestras recogidas en los muestreadores de sifón, para estimar tanto el sedimento en suspensión como el material disuelto; y (c) el caudal medido en el aforador Parshall. Los detalles del instrumental de monitorización pueden verse en el Capítulo 3 y en el capítulo 5. Sin embargo, especialmente en el capítulo 5, la descripción de los métodos está centrada en la carga de fondo, la cual se ha analizado en correlación con la altura de lámina de agua medida en el muestreador tipo Reid. Por ello, en este apartado se explican detalladamente los muestreadores de sifón y el aforador Parshall, así como la extrapolación que se ha llevado a cabo de los distintos datos para calcular la producción específica de sedimentos.

6.4.1 Metodología y procedimiento para el análisis de los datos

El aforador Parshall (Fig. 6.10a) consiste en un canal estandarizado en el que, midiendo la altura de la lámina de agua (h) en un punto determinado del mismo se puede calcular el caudal (Q). El aforador Parshall se adquirió, ya montado, a la empresa Intertramp S.L. Tiene una anchura en la parte más estrecha de 9 pulgadas; por lo tanto, el caudal se puede calcular mediante la fórmula $Q = 1851 h^{1,528}$ siendo las unidades de Q en l s^{-1} y de la altura, h , en m. Para monitorizar la altura de la lámina de agua se ha utilizado un sensor de presión (Druck PTX-1830) con un rango de medida de 0 a 1 m y, de acuerdo con el fabricante, tiene una precisión de 0,06% sobre el rango de medida. Este sensor se ha instalado en un pocillo tranquilizador en el borde izquierdo del canal Parshall, en el punto indicado por el fabricante. El pocillo tranquilizador está conectado al canal Parshall mediante seis perforaciones de 1,5 cm de diámetro y a distintas alturas (el agujero inferior está situado en el

lecho del aforador y el resto se encuentran equidistantes 10 cm). El sensor de presión se ha colocado a la altura de la base del canal; sin embargo, el pocillo tranquilizador es ligeramente más profundo (5 cm aproximadamente) para evitar, en la medida de lo posible, que el sensor se viera afectado por el sedimento depositado dentro del pocillo tranquilizador.

En la misma posición en la que está situado el pocillo tranquilizador del aforador Parshall, pero esta vez en la parte derecha, se realizaron inicialmente otras seis perforaciones para colocar, en la parte externa del Parshall, los muestreadores tipo sifón (Fig. 6.10b), evitando de este modo la afección al flujo del agua. En cada agujero perforado en el aforador se encajó una tubería de plástico transparente; estos tubos se colocaron dibujando una ligera curva, cuyo máximo se encontraba 1,5 cm por encima del nivel de la perforación en el aforador Parshall. Esta tubería conectaba con una botella de 0,225 l que recogía las muestras de agua; a su vez, contaba con una tubería de plástico para la salida del aire, que estaba colocada de una manera tal que por ella no entraba el agua de la lluvia. En el inicio del año 2010, al comprobarse que la altura de la lámina de agua registrada era muy pequeña, se instaló un muestreador de sifón más, a una altura de 2 cm sobre el lecho del aforador.

Al dotar a los muestreadores de la curvatura en la tubería de la entrada, el agua entraría en la botella una vez la altura de la lámina de agua llegara a la altura de la

curva del sifón; de este modo se evitaba que entraran en la tubería los flotantes que podían ser transportados por el agua y la podían atascar. Además, en teoría, el agua entraría rápido, y llenaría por completo la botella. Los muestreadores tipo sifón cuentan con el inconveniente de que sólo recogen muestras durante la crecida, pero no en el descenso del hidrograma; a su vez, almacenan muestras puntuales, de modo que su extrapolación conlleva imprecisión y errores, especialmente en cuencas en las que pueda existir histéresis. Así mismo, se han detectado otro tipo de problemas, tales como que las tuberías se taponaron en algunos de los eventos, o bien que el volumen recogido era insuficiente para realizar un análisis apropiado. El primero de los problemas ha sucedido en el muestreador cuya tubería de entrada está situada a la misma altura del lecho del aforador, y se ha debido fundamentalmente a que ha quedado atascado con sedimento. El segundo inconveniente posiblemente se deba a que la curvatura con la que se ha dotado a los muestreadores no es muy pronunciada; sin embargo, debido a que el calado de la lámina de agua es muy pequeño en esta posición, se ha optado por esta solución, ya que de otro modo es posible que no se hubieran obtenido muestras.

Las muestras obtenidas mediante los muestreadores tipo sifón no son muy numerosas, y son puntuales. Al mismo tiempo, en los momentos en los que ha sido posible observar la escorrentía en la Barranca de los Pinos,

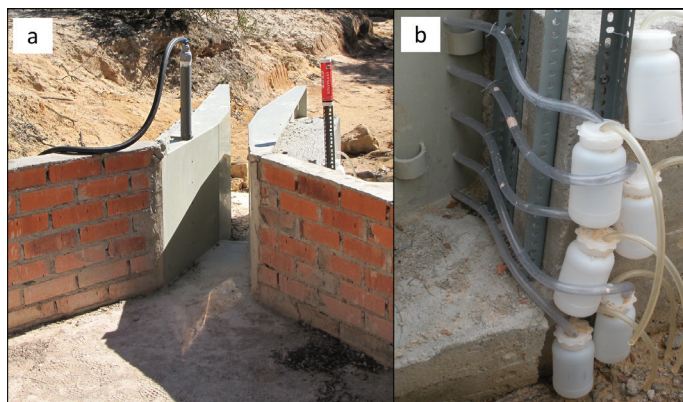


Fig. 6.10 Aforador Parshall en el que se puede observar, a la izquierda, el pocillo tranquilizador, y a la derecha, la barra que sujeta los muestreadores tipo sifón (a); y detalle de los muestreadores tipo sifón (b).

se ha observado que la turbidez era elevada. Por ello, en aquellos eventos en los que no se ha contado con muestras apropiadas, en lugar de no utilizar ningún valor como concentración de sólidos en suspensión y disueltos, se ha optado por aplicar la concentración media obtenida a partir de las 13 muestras tomadas manualmente durante el evento del 16 de abril de 2010. Estas muestras se tomaron a intervalos regulares durante todo el evento, y por lo tanto son representativas tanto de la crecida como del descenso del hidrograma. Los valores medios de estas muestras son 63,5 g l⁻¹ de sedimento en suspensión y 0,256 g l⁻¹ de sedimento en disolución, y se encuentran dentro de los rangos, y cercanos, a las medias del resto de los datos.

Para terminar con la descripción de los muestreadores tipo sifón, debido a la reducción de pendiente y al flujo subcrítico que se genera aguas arriba del aforador Parshall, la altura que alcanza el material transportado en saltación disminuiría. La granulometría de las muestras de sedimento en suspensión no ha sido analizada en este trabajo, por lo que no es posible aportar información detallada acerca de la presencia de arenas transportadas en saltación en los sifones; pero en líneas generales, y a partir de la observación de las muestras recogidas, la cantidad de arena en las botellas era mucho menor que la de arcillas y limos.

En cuanto a la carga de fondo, debido al carácter trenzado del cauce de la Barranca de los Pinos, con diferencias topográficas entre las barras y los canales ramificados del mismo orden de magnitud que la media de la altura de lámina de agua registrada (ver detalles en el Capítulo 5), el análisis de los datos ha resultado ser de mayor complejidad a como en un inicio se planteó en el Capítulo 3. En el Capítulo 3, la producción total de sedimentos como carga de fondo se analizó extrapolando la media de los flujos de carga de fondo medida en los dos muestreadores (10 cm de ancho) a todo el ancho del cauce (1,24 m). Sin embargo, el hecho de que el canal tenga un patrón trenzado, hace que la anchura activa, entendida como la anchura del cauce por la que se transportan sedimentos (Ashmore et al., 2011), sea menor que la anchura total del mismo (1,24 m), que

realmente se comporta como una llanura aluvial trenzada (*braidedplain*). En el cauce de la Barranca de los Pinos, dado que la tensión de corte crítica es muy baja, puede asumirse que tan pronto exista una corriente de agua en el canal, también existirá transporte de sedimento. Por esto, la anchura media (anchura del cauce por la cual transcurre el agua) y la activa se consideran similares.

Dado que se desconoce cuál era la anchura media en cada momento en el que se midió el transporte de sedimentos, se ha aplicado el modelo desarrollado por Bertoldi et al. (2009) para llevar a cabo una estimación en este sentido. Este modelo calcula una sección promedio a partir de diversas secciones del cauce. Con las características topográficas de la sección promedio y su rugosidad, el modelo estima una anchura media y su desviación estándar para ciertos caudales. También hace una estimación del calado de la lámina de agua. Así mismo, calcula el transporte de carga de fondo según las ecuaciones de Parker (1990) y Meyer-Peter y Müller modificada por Wong y Parker (2006) con sus respectivas desviaciones estándar para ciertos valores de caudal.

Para la aplicación de este modelo en la Barranca de los Pinos se han utilizado 30 secciones del cauce aguas arriba de los muestreadores tipo Reid. Las secciones se han obtenido a partir de un TIN elaborado con todos los datos de un escaneo (TLS), realizado con una resolución aproximada de 1 mm. La distancia entre las secciones es aproximadamente de 25 cm en la zona más próxima a los muestreadores y 50 cm en la zona aguas arriba (Fig. 6.11).

El valor de rugosidad (coeficiente de Manning) se ha calibrado con los datos de calado de lámina de agua conocidos. El valor que presentaba mejor ajuste y que finalmente se ha seleccionado en la Barranca de los Pinos es 0,05. Con la sección promedio y el coeficiente de Manning asignado, se obtienen distintos valores de anchura media en el cauce para distintos valores de caudal. Estos valores se han ajustado a una ecuación que permite extrapolar los valores intermedios (Fig. 6.12).

Se ha utilizado el caudal medido en el aforador Parshall para estimar la anchura media a la que extra-

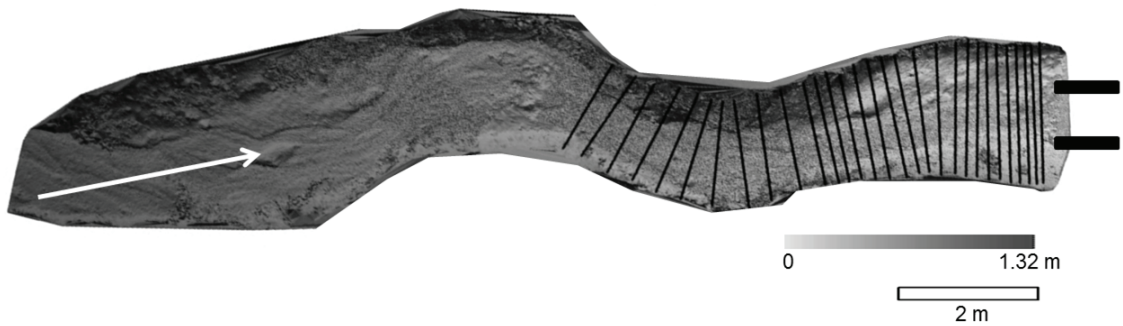


Fig. 6.11 Imagen del TIN del cauce de la Barranca de los Pinos con las 30 secciones utilizadas para elaborar la sección promedio requerida en el modelo de Bertoldi et al. (2009). La flecha blanca indica la dirección de flujo y las dos líneas gruesas negras indican la posición de los dos muestreadores de carga de fondo. La escala de grises representa las alturas del TIN y la escala en blanco expresa las distancias horizontales.

polar los valores de flujo de carga de fondo registrados en los muestreadores en el mismo intervalo de tiempo. Los valores de flujo de carga de fondo utilizados en esta extrapolación han sido la media de los dos muestreadores cuando ambos muestreadores estaban activos. Cuando uno de los dos muestreadores había alcanzado su límite de eficiencia, se han utilizado exclusivamente los datos del muestreador activo.

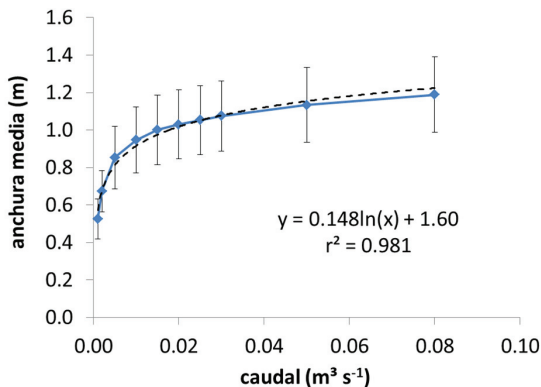


Fig. 6.12 Resultado de la aplicación en la Barranca de los Pinos del modelo de (Bertoldi et al., 2009), que permite inferir la anchura media de un canal trenzado a partir de un caudal medido.

Esta estimación presenta limitaciones ya que el caudal que pasa por los muestreadores de carga de fondo no es simultáneo con el caudal registrado en el aforador

Parshall, debido al efecto de un salto de pendiente entre ambos, construido para prevenir la sedimentación en el muestreador de carga de fondo. Sin embargo, no se han podido aplicar las ecuaciones del tránsito de hidrogramas (e.g. método de Muskingum McCarthy, 1938) dado que la anchura en ambas secciones son variables requeridas para el cálculo.

Además, el sensor de presión localizado en el aforador Parshall no ha estado operativo hasta principios de Marzo de 2010; por lo tanto, el total de sedimento exportado en los eventos anteriores a esta fecha no ha podido calcularse. Es decir, tan solo han podido analizarse 13 eventos mediante esta metodología.

Así mismo, en siete de los 13 eventos analizados ambos muestreadores estaban llenos, y no muestreaban de una manera eficiente, en estos eventos se ha utilizado la ecuación incluida dentro del modelo desarrollado por Bertoldi et al. (2009) que mejor se adaptaba a los datos previos. Todo ello a pesar de que el uso de ecuaciones de carga de fondo disponibles presenta un elevado margen de error (ver Capítulo 5). De las dos ecuaciones para predecir carga de fondo que se aplican en el modelo de Bertoldi et al. (2009), la de Parker (1990) sobrestimaba los valores de flujo de carga de fondo más elevados y se adaptaba mejor a caudales más bajos, mientras que la ecuación de Meyer-Peter y Müller modificada por Wong y Parker (2006) infravaloraba los valores de carga de fondo para caudales más pequeños

y se adaptaba mejor a valores superiores de caudal. Por ello, cuando no se disponía del flujo de carga de fondo medido en el muestreador —para poder aplicarlo a la anchura media calculada para el caudal medido—, se ha optado por la utilización de la ecuación modificada de Meyer-Peter y Müller, por ofrecer un resultado más conservador y más coherente con caudales superiores.

A pesar de que esta estimación del sedimento total exportado como carga de fondo cuenta con elevadas limitaciones, se ha considerado interesante llevar a cabo dicha evaluación, tanto para valorar las proporciones de carga de fondo y de carga en suspensión del total del sedimento exportado, como para realizar una primera cuantificación, a pesar de que la aproximación no permita más que evaluar la magnitud, del material total exportado en la Barranca de los Pinos.

Los resultados obtenidos mediante los muestreadores tipo sifón también han presentado problemas, ya que bien las tuberías se taponaron en algunos de los eventos, o bien el volumen recogido era insuficiente para

realizar un análisis apropiado. En aquellos eventos en los que no se ha contado con muestras apropiadas, se ha aplicado la concentración media obtenida a partir de las 13 muestras tomadas manualmente durante el evento del 16 de abril de 2010. Estas muestras se tomaron a intervalos regulares durante todo el evento, y por lo tanto son representativas tanto de la crecida como de la curva de descenso del hidrograma. Los valores medios utilizados son 63,5 g l⁻¹ de sedimento en suspensión y 0,256 g l⁻¹ de sedimento en disolución.

6.4.2 Resultados

En la Tabla 6.7 se muestran las concentraciones de sedimento en suspensión (*SSC-Suspended Sediment Concentration*), así como la concentración de solutos, medidas en el contenido de los muestreadores de sifón. En los eventos registrados hasta la fecha no se han recogido muestras más que en los dos sifones inferiores (sifón 1, colocado a 1,5 cm de la base del aforador

Tabla 6.7 Concentración de sedimentos en suspensión y en disolución en los dos primeros sifones

evento número	día de muestreo	SSC		concentración de solutos	
		sifón 1 g l ⁻¹	sifón 2 g l ⁻¹	sifón 1 g l ⁻¹	sifón 2 g l ⁻¹
10	16/03/2010	63,5		0,256	
11	16/04/2010	115,4		0,439	
12	11/05/2010	200,7	73,2	0,368	0,256
13	14/05/2010	20,0		0,209	
14	01/06/2010	46,7		0,268	
15	15/06/2010	125,0	37,0	0,256	0,256
16	06/07/2010	67,0		0,272	
17	06/09/2010	63,5		0,256	
18	24/09/2010	63,5	63,5	0,316	0,358
19	11/10/2010	31,0	27,0	0,230	0,180
20	01/11/2010	15,0	40,0	0,189	0,263
21	12/11/2010	63,5	63,5	0,259	0,281
23	08/12/2010	13,0	10,0	0,187	0,253

En negrita están marcados los valores medios obtenidos a partir de las 13 muestras tomadas manualmente durante el evento del 16 de abril de 2010. Se han utilizado estos valores cuando la muestra obtenida por los sifones no era suficientemente representativa.

Parshall, y el sifón 2 colocado a 3,3 cm).

Los resultados de la producción total de sedimento en el cauce principal de la Barranca de los Pinos, obtenidos en los 13 eventos monitorizados desde el marzo de 2010, se muestran en la Tabla 6.8.

Como puede observarse en dicha tabla, el sedimento se transporta en su mayoría como carga de fondo, que representa de media el $86,3 \pm 12,2\%$ del total de sedimento exportado en los 13 eventos; mientras que el sedimento en suspensión es el $13,6 \pm 14,2\%$ y el sedimento disuelto representa un minoritario $0,087 \pm 0,071\%$.

Durante los 10 meses monitorizados se han exportado, de acuerdo con los cálculos realizados, $81,8 \pm 5,3$ toneladas. Además, el sedimento producido representa un promedio del $24 \pm 9,9\%$ (en peso) del agua exportada en la cuenca.

6.4.3 Análisis

Las muestras de sedimento en suspensión presentan una concentración variable con mínimos de 13 g l^{-1} a máximos de $200,7 \text{ g l}^{-1}$. Dado el escaso número de muestras recogidas, los análisis estadísticos de las mis-

mas carecerían de significado, sin embargo se observa que la concentración de sedimento en suspensión es generalmente superior en los eventos registrados durante los meses de primavera y verano, mientras que tiende a ser menor en los meses de otoño e invierno. Esto puede deberse a la intensidad de la precipitación, normalmente superior en los eventos de precipitación registrados en primavera y verano, lo que produciría mayor erosión en las laderas y mayor conexión entre la erosión en las laderas y el cauce. Mientras que en los meses de otoño e invierno, debido a la menor intensidad de la lluvia, la conexión entre los sedimentos provenientes de las laderas y el cauce sería también menor y por lo tanto las concentraciones de sedimento en suspensión también son menores. Durante el invierno también se producen nevadas en la zona de estudio, la escorrentía producida mediante la fusión nival generaría transporte en los canales pero poca erosión en las laderas por lo que la proporción de carga de fondo sería superior a la carga en suspensión.

Además, las muestras recogidas en el sifón más elevado contienen menos sedimento en suspensión que las muestras recogidas en el sifón situado más cerca del lecho. Este hecho puede deberse a que sea

Tabla 6.8 Producción de sedimento en el cauce de la Barranca de los Pinos

evento número	día de muestreo	volumen de agua	sedimento exportado	carga de fondo	sedimento en suspensión		sedimento disuelto
		m ³	t	%	%	%	
10	16/03/2010	20,4	2,13	98,1	$\pm 11,3$	1,63	0,244
11	16/04/2010	2,6	0,92	81,9	$\pm 15,4$	18,02	0,125
12	11/05/2010	100,2	34,67	54,1	$\pm 1,6$	45,82	0,106
13	14/05/2010	9,7	2,44	91,9	$\pm 16,3$	7,93	0,146
14	01/06/2010	5,9	1,64	83,0	$\pm 15,7$	16,93	0,097
15	15/06/2010	21,1	4,88	99,5	$\pm 9,0$	0,51	0,002
16	06/07/2010	7,4	1,72	71,2	$\pm 13,7$	28,67	0,116
17	06/09/2010	9,6	3,51	82,6	$\pm 15,0$	17,29	0,070
18	24/09/2010	27,6	6,09	71,1	$\pm 12,6$	28,78	0,133
19	11/10/2010	5,6	1,82	90,2	$\pm 16,9$	9,72	0,070
20	01/11/2010	19,0	4,14	99,8	$\pm 10,4$	0,16	0,002
21	12/11/2010	82,3	2,74	98,9	$\pm 18,3$	1,07	0,013
23	08/12/2010	97,2	15,14	99,9	$\pm 3,1$	0,13	0,002

al inicio de la avenida cuando el agua contenga mayor concentración que durante el pico de la crecida, o puede ser también que en el primer sifón se recoja parte del material de la carga de fondo que es transportado en saltación. De producirse este fenómeno, se estarían sobrestimando las tasas de erosión ya que se estarían computando doblemente parte del material transportado como carga de fondo (en saltación).

En cuanto a las concentraciones de sedimento disuelto (de 0,18 a 0,439 g l⁻¹), son entre dos y tres órdenes de magnitud menores que las concentraciones de sedimento en suspensión. Sin embargo se observa la misma tendencia: las concentraciones son menores durante los meses de otoño e invierno. Al contrario que ocurre con la concentración de sedimentos en suspensión, la concentración de los sedimentos disueltos es muy similar entre el primer y el segundo muestreador de sifón.

En cuanto a las proporciones de los distintos tipos de transporte, aun sin contemplar la posibilidad de que las concentraciones de sedimento en suspensión estén sobrestimadas, la carga de fondo es muy superior a la carga en suspensión. Este hecho está condicionado por la litología de la cuenca, fundamentalmente arenosa y con poco contenido de material fino - limo y arcilla - (Tabla 6.4); también por las características del cauce y por la magnitud de los flujos que por él discurren, ya que al ser un flujo tan somero, los sedimentos arenosos se transportan como carga de fondo. Si el calado de la lámina de agua fuera superior, es posible que parte de los sedimentos arenosos se transportasen como carga en suspensión. Finalmente las concentraciones de sedimento en suspensión son muy superiores al sedimento exportado en disolución.

El sedimento producido en 10 meses en la Barranca de los Pinos representaría, un valor de $74,4 \pm 10,8$ t ha⁻¹a⁻¹; aunque esta extrapolación no sea del todo representativa, dado el variado carácter inter-estacional de la precipitación en la cuenca, este valor nos da una idea aproximada de cara a comparaciones con datos obtenidos en cuencas experimentales.

Por último, se ha realizado la comparación de las

tasas de producción de sedimento calculadas extrapolando los valores de flujo de carga de fondo medidos a todo el ancho del canal y extrapolando a la anchura medida derivada del modelo aplicado (Bertoldi et al., 2009). Este cálculo se ha hecho exclusivamente con los valores de carga de fondo medidos, no con los calculados mediante las ecuaciones. Si se extrapolan los valores de carga de fondo medidos a todo el ancho del cauce (1,24 m), el resultado obtenido es $1,59 \pm 0,31$ veces superiores a los valores calculados extrapolando a la anchura media calculada por el modelo.

6.5 Balance de sedimentos en la cuenca de la Barranca de los Pinos

Se ha realizado una valoración del balance de sedimentos y del coeficiente de entrega de sedimentos a escala anual dentro de la cuenca de la Barranca de los Pinos con tasas de erosión medidas en las distintas zonas monitorizadas. Estas tasas se han extrapolado al resto de la cuenca. Para determinar a qué áreas extrapolar cada tasa de erosión se ha utilizado el mapa de pendientes (Fig. 3, Capítulo 3) para distinguir entre las laderas de elevada y baja pendiente. Una vez hecha esta distinción, se han delimitado las distintas tipologías de laderas de alta pendiente y HRUs, combinando el análisis de la fotografía aérea y límites tomados en el campo con un GPS diferencial. El mapa de las distintas HRU en las laderas de baja pendiente y de las tipologías de ladera de alta pendiente presentes en la Barranca de los Pinos puede verse en la Fig. 6.13.

Para las laderas de baja pendiente, se han utilizado las tasas de erosión medidas con las microparcels, incluyendo para la HRU 2, a pesar de que para ésta se disponía de otro tipo de datos.

6.5.1 Resultados

Un resumen de las tasas de erosión de las distintas zonas de la cuenca (laderas de elevada pendiente, laderas de baja pendiente y cauce), así como el resultado de la extrapolación de las tasas obtenidas al área total que representan, y del sedimento exportado desde la cuenca, puede verse en la Tabla 6.9.

El sedimento producido en las laderas de elevada pendiente supone un total de 402,3 toneladas anuales, mientras que en las laderas de baja pendiente la cantidad es mucho menor: $21,3 \text{ t a}^{-1}$. El sedimento que es transportado desde la cuenca monitorizada hacia su exterior se ha calculado en $98,7 \pm 14,3 \text{ t a}^{-1}$, por lo que el coeficiente de entrega de sedimento (*sediment delivery ratio*, SDR), definido como el ratio entre el material erosionado en la cuenca y el que finalmente es producido, está en torno al 23%. El resto quedaría temporalmente acumulado en las propias laderas y en los fondos de los canales de la red hidrográfica interior a la cárcava.

6.5.2 Análisis

En un primer lugar, cabe destacar la diferencia que existe entre las tasas de producción de sedimentos en las laderas de elevada pendiente, $80,8 \text{ kg m}^{-2}\text{a}^{-1}$ de media y las laderas de pendiente menor de 30° , $2,4 \text{ kg m}^{-2}\text{a}^{-1}$ de media, sin contar la montera.

Esta diferencia, además de deberse a los distintos procesos que operan en ambas laderas (gravitacionales e hídricos), se debe a que las tasas de ambas se expresan con respecto al área horizontal o reducida y, en el caso de las laderas monitorizadas, la superficie natural de las laderas de bajo gradiente es entre 1,05 y 1,14 veces mayor que la proyectada mientras que en las laderas de elevado gradiente este rango se sitúa entre 1,15 y 3,07 veces la superficie horizontal. Además, el hecho de que se hayan utilizado parcelas cerradas para medir la erosión en las laderas de bajo gradiente puede influir en que las tasas de las laderas sean superiores a las medidas ya que, tras un periodo en el que la ladera muestreada está desconectada de la parte superior de

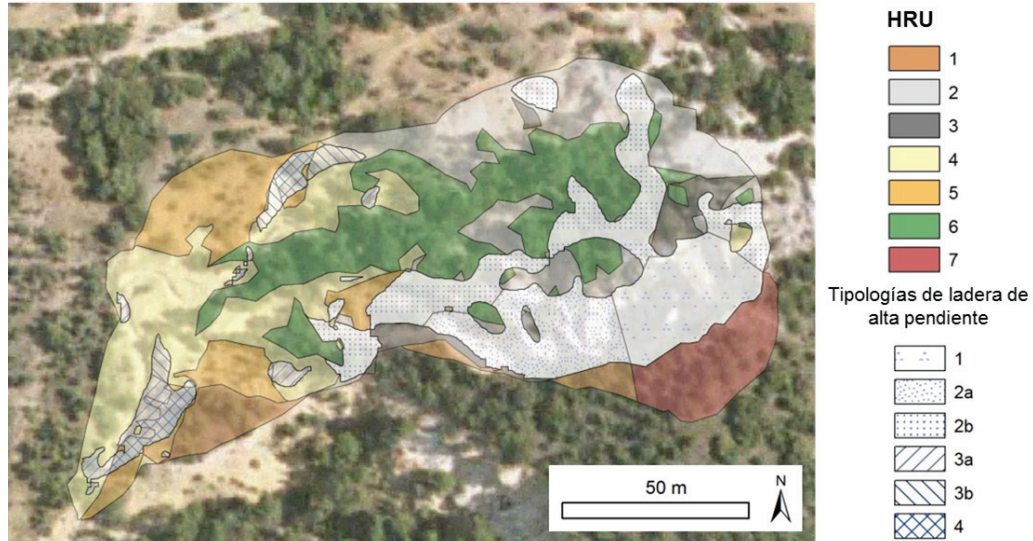


Fig. 6.13 Mapa de las distintas HRU en las laderas de baja pendiente y de las tipologías de ladera de alta pendiente presentes en la Barranca de los Pinos. HRUs: (1) laderas no acaravadas cubiertas por un espeso coluvión (2) arenas de Segovia expuestas; (3) arenas de Segovia cubiertas por un depósito superficial y reciente de coluvión; (4) arenas de Carabias expuestas; (5) arenas de Carabias cubiertas por un depósito superficial y reciente de coluvión; (6) arenas expuestas cubiertas por hojarasca (agujas de pinos) (7) montera de roca carbonática. Tipologías de ladera de alta pendiente (1) cabeceras con montera rocosa; (2a) cabeceras sin montera rocosa con arenas de mayor longitud; (2b) cabeceras sin montera rocosa con arenas de menor longitud; (3a) laderas próximas al colector con arenas expuestas con ruptura en la pendiente; (3b) laderas próximas al colector con arenas expuestas con pendiente uniforme; (4) laderas cubiertas por coluvión.

la ladera, debido al agotamiento del sedimento las tasas pueden disminuir (Boix-Fayos et al., 2006).

Otro de los factores que puede sobredimensionar los resultados de erosión neta calculada para las zonas de alta pendiente es que las tasas medidas se han obtenido a partir de algunas de las zonas de elevada pendiente (sólo donde se producía erosión), pero luego se han extrapolado a todas las zonas de pendiente superior a 30°, como por ejemplo los pies de talud, en los que no suceden los mismos procesos y donde las tasas de erosión son menores. Por otro lado, las microparcels de erosión se instalaron en laderas con un rango de pendiente y orientaciones concretos, y no se han tenido en cuenta la variabilidad de estos dos factores a la hora de realizar los análisis.

Por lo tanto, el grado de incertidumbre de los resultados obtenidos es elevado y además no se puede estimar de manera precisa, dada la falta de información adicional disponible. A pesar de la incertidumbre, las diferencias entre unas unidades y otras también son muy elevadas por lo que aportan información valiosa acerca de la dinámica del transporte de sedimentos en la cuenca.

El hecho de que se exporte menos material del que se produce en las laderas podría significar que las laderas no están conectadas con el cauce; o por el contrario, que los caudales que discurren por el cauce no sean capaces de transportar todo el sedimento disponible. Sin embargo en la Barranca de los Pinos, todos los depósitos al pie de las laderas de alta pendiente, así como todas las laderas de baja pendiente, están en contacto

Tabla 6.9 Resumen de tasas de erosión de las distintas zonas de la cuenca

zona	descripción	ID	área (m ²)	producción específica de sedimento (kg m ⁻² a ⁻¹)	sedimento producido (t a ⁻¹)
laderas con pendiente >30°	cabeceras con montera rocosa	1	843	101,7	85,8
	cabeceras sin montera rocosa con arenas expuestas de mayor longitud	2a	825	197,6	163,0
	cabeceras sin montera rocosa con arenas expuestas de menor longitud	2b	1423	94,7	134,8
	laderas próximas al colector con arenas expuestas con ruptura en la pendiente	3a	225	43,7	9,8
	laderas próximas al colector con arenas expuestas con pendiente uniforme	3b	157	26,7	4,2
	laderas cubiertas por coluvión reciente y poco espeso	4	235	20,1	4,7
laderas con pendiente <30°	ladera original (no acaravada)	1	535	1,2	0,7
	arenas de Segovia expuestas	2	1858	6,4	11,9
	arenas de Segovia con coluvión reciente y poco espeso	3	423	2,7	1,2
	arenas de Carabias expuestas	4	2219	2,7	6,1
	arenas de Carabias con coluvión reciente y poco espeso	5	1273	1,0	1,3
	arenas cubiertas por vegetación arbórea	6	2506	0,1	0,2
	montera de rocas carbonáticas	7	746	0,0	0,0
cauce	valor medio		13268	7,4	98,7
	desviación estándar			1,1	14,3

con la red hidrológica de la cárcava, o bien directamente con el cauce principal o con canales de menor orden (Fig. 6.14). Por lo tanto, dado que las laderas de elevada pendiente producen una gran cantidad de sedimentos, los depósitos acumulados a los pies de los taludes están conectados con el cauce por cualquier evento capaz de producir escorrentía en el cauce, mientras que las laderas de baja pendiente están conectadas con el cauce por cualquier evento capaz de producir escorrentía tanto en las laderas como en el cauce. El transporte de sedimentos en la cuenca está limitado por la capacidad de los caudales que discurren por la misma (*transport limited catchment*).

Finalmente, cabría destacar que en el intervalo de tiempo estudiado no se ha registrado ningún evento que haya conseguido conectar la escorrentía producida en la Barranca de los Pinos con la red fluvial principal. Ni siquiera durante el evento del 9 de Septiembre de 2009, con un periodo de retorno aproximado de 175 años conectó las cuencas acarcavadas con la red hidrológica del río Cega debido a la gran distancia y a la baja pendiente que existe entre las mismas. Por lo tanto, a pesar de las elevadas tasas de erosión dentro de las zonas acarcavadas, los sedimentos producidos por las mismas no tienen ningún efecto en el cauce del río Cega.

6.6 Discusión

6.6.1 Ventajas y desventajas de los métodos utilizados

Para el estudio de distintos procesos geomorfológicos en la Barranca de los Pinos se han utilizado distintas metodologías. Un resumen de las ventajas e inconvenientes de las mismas se puede ver en la Tabla 6.10.

Para monitorizar los procesos gravitacionales que ocurren en las laderas de elevada pendiente, las fotografías repetidas desde puntos fijos aportan una información cualitativa que puede ser relevante, como se ha visto también en otros paisajes (Graf, 1983; Wilkerson y Schmid, 2003). Es un método barato y muy fácil de implementar, de manera que es altamente recomendable como método de reconocimiento.

El TLS se ha mostrado muy adecuado para medir la evolución geomorfológica en áreas no accesibles (Pesci et al., 2007), como las paredes de elevado gradiente de las cárcavas. Además, tiene la ventaja de que no es un método intrusivo y no altera la superficie en la medición. Su principal inconveniente es que para conseguir una buena resolución temporal se requiere mucho tiempo y esfuerzo; por este motivo, a lo largo del desarrollo de

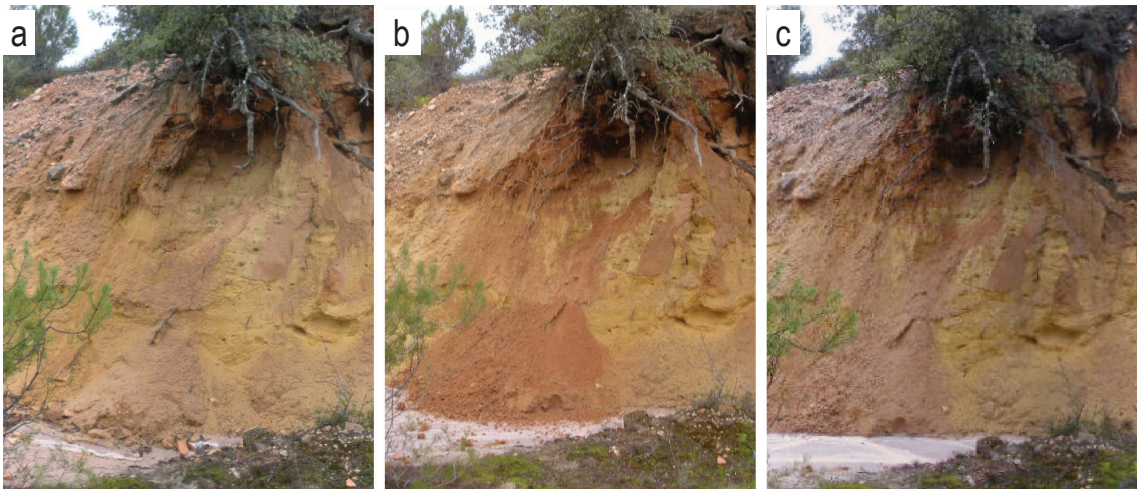


Fig. 6.14 Fotografías de la ladera de elevada pendiente 3b en la que se observa (a-15 de enero, 2010) la ladera antes de que se produjera una caída de tierras; (b-19 de enero de 2010) inmediatamente después de la caída, se observa parte del depósito acumulado directamente sobre el cauce y (c-05 de febrero 2010) el evento posterior, aun con agua en el cauce, que ha erosionado parte del depósito.

la presente tesis doctoral solo se han podido realizar y analizar tres escaneos en todas las tipologías de ladera de elevado gradiente.

Además, como se ha comentado en el análisis de los datos, las condiciones en las que se realizaron los distintos escaneos fueron distintas: no se escaneó siempre desde la misma posición, ni con la misma resolución. Esto, especialmente en laderas con una topografía irregular y/o en laderas con muchas zonas de sombra, puede inducir a errores. Este efecto se ha visto en la tipología de ladera 1, que se escaneó por primera vez con 10 cm de resolución, y posteriormente con una resolución mayor. En la comparación del primer DEM con los sucesivos se observa una "incisión" en los regueros permanentes que no se observa al comparar los DEMs posteriores entre sí. Esta incisión, que podría interpretarse como resultado de procesos hídricos, debido a la distinta resolución de los escaneos, puede deberse a que durante el escaneo de menor resolución no se llegaron a tomar puntos suficientes en el fondo de los regueros permanentes, que sí se tomaron al aumentar la resolución. Por ello, al comparar los DEMs derivados de estos datos, se refleja un rebajamiento que no sería debido a procesos geomorfológicos, sino al método empleado. Esta explicación es más probable, ya que no se observa incisión en la comparación de los DEMs posteriores, mientras sí que se observa incisión en los depósitos en otras zonas escaneadas durante el mismo intervalo de tiempo. En esta misma ladera, así como en la ladera 2a, las zonas de sombra en la zona más baja del talud son importantes por la presencia de pinos; al no haber escaneado la ladera desde los mismos puntos exactamente, las zonas de sombra son diferentes en los escaneos de los distintos años y por ello el área comparable entre los distintos escaneos es de menor tamaño. Por estos dos motivos, se recomienda escanear siempre desde las mismas posiciones y con igual resolución, para optimizar el trabajo y conseguir mayor precisión en la comparación de los DEMs resultantes.

Además, se ha puesto de manifiesto que no es recomendable utilizar el TLS en zonas donde pueda haber cambios de volumen no relacionados con los procesos

de erosión o sedimentación (por ejemplo ladera 4), ya que los resultados podrían encontrarse falseados.

Finalmente, en algunas de las laderas escaneadas no se ha podido registrar la topografía del depósito, pero en aquellas en las que sí se ha podido cuantificar tanto la fuente de sedimentos como la zona de acumulación, se ha observado que el volumen depositado era superior al erosionado; la interpretación de esta circunstancia parece deberse, al aumento de volumen y reducción de densidad (expansión) que ocurre en el material que es erosionado. Este valor se sitúa en torno a un 35% de aumento de volumen del depósito respecto al material del sustrato, según estimaciones realizadas en minas del Alto Tajo.

En cuanto a los métodos utilizados para medir la erosión en las laderas de baja pendiente, las microparcelas de erosión cerradas poseen la ventaja de que permiten comparar el comportamiento de las distintas HRU. Sin embargo, su tiempo de vida es limitado y, dado que su área es pequeña, el efecto del borde es importante en las tasas registradas, de manera que no se considera muy adecuado extrapolar estas tasas de erosión a toda la ladera (Boix-Fayos et al., 2006). Además, las microparcelas cubren un rango concreto de pendientes y orientaciones, de manera que la comparación de las HRU sí que es efectiva; pero este hecho limita aún más la extrapolación a otros rangos de pendiente y orientación. Aún conscientes de estas limitaciones, dado que son los únicos datos disponibles, son los que se han utilizado para la extrapolación al resto de áreas. De continuar el estudio en un futuro, podría ser interesante instalar parcelas abiertas, con las que obtener mejores datos para la extrapolación.

A pesar de los inconvenientes relacionados con la alteración que producen en las características del suelo las agujas de erosión (Haigh, 1977), parece que éstas son adecuadas en esta área, donde el contenido en arcilla es bajo y las tasas de erosión son altas.

Los resultados obtenidos mediante el análisis den-drogeomorfológico de raíces expuestas en pinos han permitido obtener tasas de erosión en la HRU 2 en mayores rangos de pendiente y orientación, y sobre todo,

Tabla 6.10 Ventajas y desventajas de los métodos empleados

Método	Ventajas	Desventajas
Para el estudio de movimientos gravitacionales en laderas de alta pendiente		
Fotografías repetidas desde puntos fijos	Es un método barato y sencillo, que aporta información cualitativa relevante.	No aporta información cuantitativa. Para conseguir una alta resolución temporal, se requiere la instalación de cámaras que disparen fotografías automáticamente cada cierto intervalo de tiempo.
Láser escáner terrestre (TLS)	Cobertura espacial uniforme del proceso en toda la zona. Aceptable precisión en la medida del rebajamiento.	Para conseguir alta resolución temporal, se requiere mucho tiempo y esfuerzo. Sólo permite estimar tasas medias, no las correspondientes a eventos singulares.
Para el estudio de erosión laminar y por salpicadura en laderas de baja pendiente		
Agujas de erosión	Precisión aceptable en la estimación del rebajamiento del suelo. Se puede conseguir una adecuada cobertura espacial del proceso.	Para conseguir alta resolución temporal, se requiere mucho tiempo y esfuerzo. Las propias barras y agujas interfieren el proceso erosivo, produciendo incertidumbres en la medida.
Parcelas experimentales	Precisión aceptable en la estimación del rebajamiento medio dentro de la parcela. Las parcelas cerradas permiten comparar diferentes usos del suelo o HRU.	Sólo son representativas de las condiciones monitorizadas en la parcela y es difícil la extrapolación espacial de los datos. La obtención de alta resolución temporal requiere mucho tiempo y esfuerzo. Las parcelas cerradas tienen un tiempo de vida limitado. En las parcelas cerradas, el efecto del borde hace que los datos no sean fácilmente extrapolables al resto de áreas.
Dendrogeomorfología en raíces expuestas	Alta precisión en la estimación del rebajamiento del suelo. Permite obtener tasas de erosión a medio plazo (desde que las raíces quedaron expuestas).	Precisión anual o temporal (madera temprana o tardía) La distribución espacial de los puntos de muestreo no es homogénea.
Producción de sedimentos en el cauce		
Aforador Parshall	Permite conocer el caudal a partir de medidas de altura de lámina de agua. Al tomar las medidas de lámina de agua con un sensor de presión conectado a un datalogger, la resolución temporal es muy alta.	A pesar de estar diseñado para permitir el paso de la carga de fondo, en ocasiones se ha producido sedimentación en el mismo y aguas arriba del mismo debido al estrechamiento.
Muestreadores de sífon	Permiten recoger muestras de la lámina de agua con las que evaluar el contenido de sólidos en la misma, tanto en suspensión como en disolución.	Las muestras solo se toman puntualmente (no de manera continua) y en la crecida del hidrograma y no en la cola. En ocasiones las tuberías de entrada del agua se han obstruido y no se ha recogido en las botellas un volumen suficiente para el análisis de sólidos. No hay un control de la distribución de los procesos dentro de la cuenca, ya que sólo se monitoriza la salida, por lo tanto se obtienen tasas medias de sedimento exportado en la cuenca.
Muestreadores de ranura tipo Reid	Alta resolución temporal. Permiten estimar tanto la textura como las tasas de transporte de carga de fondo.	Su eficiencia disminuye una vez que alcanzan aproximadamente el 80% de su capacidad y a partir de este momento dejan de ser operativos. Su construcción supone una importante inversión económica y su mantenimiento requiere mucho tiempo y esfuerzo. Baja resolución espacial; sólo muestrean una parte del ancho del cauce. No hay un control de la distribución de los procesos dentro de la cuenca; solo se monitoriza la salida, por lo tanto se obtienen tasas medias de sedimento exportado en la cuenca.
Láser escáner terrestre (TLS)	Elevada resolución espacial de manera no invasiva (sin alterar la superficie original) lo que ha permitido realizar un levantamiento topográfico de alta resolución que ha ayudado a describir la morfología del cauce.	Se requiere hacer una inversión temporal en función de la superficie que se desee medir.

en un rango temporal más amplio, que incluye eventos con mayor periodo de retorno. La robustez de este dato, por tanto, es elevada. Así mismo, el muestreo de raíces expuestas requiere menor tiempo que el muestreo de las agujas y de las microparcels y, dado que provee resultados de erosión en un medio-largo plazo, se considera muy recomendable para aquellas zonas en las que no se puedan mantener experimentos en un largo periodo de tiempo, así como para validar resultados obtenidos mediante otras técnicas. Sin embargo, también presenta ciertas limitaciones, ya que la raíz protege el suelo y las raíces que llevan más tiempo muestran tasas de erosión menores (ver Capítulo 4), por lo que se recomienda realizar estudios microtopográficos para determinar con mayor precisión y con rangos de incertidumbre el rebajamiento del suelo (Ballesteros-Cánovas et al., in press).

En cuanto al instrumental instalado en la salida de la cuenca: el aforador Parshall ha funcionado correctamente, aunque en algunos eventos se ha producido sedimentación aguas arriba del mismo, debido al estrechamiento. Los muestreadores de ranura tipo Reid han permitido la caracterización de manera continua del transporte de la carga de fondo en un cauce arenoso. No obstante, cuando el sedimento acumulado supera aproximadamente el 80% de la capacidad de la trampa, la eficiencia de la misma se ve reducida y los datos no son válidos, por lo que no se han podido registrar completamente todos los eventos. Además, la resolución espacial de las muestras tomadas se limita a dos ranuras (un total de 10 cm de ancho en la mayoría de los eventos) y no a todo el canal; por ello, dado el patrón trenzado del cauce de la Barranca de los Pinos, se ha tenido que aplicar un modelo (Bertoldi et al., 2009) para poder extrapolar los flujos de carga de fondo medidos en los muestreadores al ancho medio del canal por el que transcurre agua. Además, este modelo permite aplicar dos ecuaciones distintas de carga de fondo (Parker, 1990; Wong y Parker, 2006). Por ello, en aquellos datos en los que ambos muestreadores habían alcanzado su límite máximo de eficiencia, se han utilizado estas ecuaciones. De las dos ecuaciones posibles, se ha utilizado la ecuación de Meyer-Peter y Müller modificada por

Wong y Parker (2006); todo ello por ser más conservadora y ajustarse mejor a los valores de carga de fondo para caudales menores, a pesar de infravalorar los flujos de carga de fondo para valores mayores de caudal. Sin embargo, esta elección más conservadora hace que, por ejemplo, en el evento n° 12 (11 de mayo de 2012), en el que los dos muestreadores se llenaron al inicio del evento y éste fue largo, la proporción estimada de carga de fondo es muy baja (54,1%) en comparación con el resto de eventos. Por lo tanto, cuando se ha utilizado el modelo para estimar la carga de fondo, la proporción calculada de sedimentos en suspensión puede verse incrementada.

Además, y debido también al patrón trenzado del canal, la dirección de flujo puede variar y la anchura de muestreo puede estar infravalorada, lo que resultaría en una sobreestimación de la carga de fondo. Una vez el patrón trenzado fue detectado, en el muestreador derecho se instalaron dos solapas verticales a ambos lados de la ranura para evitar que entrase sedimento por los laterales. En los eventos posteriores a la fecha de la instalación de las solapas verticales (20/10/2010) se compararon los valores de carga de fondo obtenidos en ambos muestreadores y los rangos fueron similares. Por ello los datos se han aceptado como válidos, sin embargo, para futuros estudios se recomienda instalar las solapas laterales desde el inicio o, si estas pueden interferir demasiado en el flujo, se recomendaría instalar una cámara de video que registre el canal y las ranuras de los muestreadores para poder medir la dirección de flujo y la calcular la anchura de muestreo.

En cuanto a los muestreadores tipo sifón, éstos permiten recoger una muestra del agua a distintas alturas durante la crecida del hidrograma, de modo que no permite tomar muestras durante la curva de recesión. A pesar de esta limitación, es un método muy económico y que provee una primera estimación de la producción de sedimento en suspensión en la cuenca. En caso de necesitar mayor resolución temporal se recomiendan muestreadores automáticos o un turbidímetro. En caso de contar con un turbidímetro, estos muestreadores son una buena herramienta para su calibración (Hudson,

1997). Sin embargo, ante la opción de instalar un turbidímetro o un muestreador automático cabría replantearse cuestiones como en qué posición del cauce sería más conveniente colocarlos para que no afecten al flujo de agua y a qué altura para que no sean afectados por la carga de fondo, sean representativos de la columna de agua y al mismo tiempo recojan muestras en flujos tan someros como los observados en la cuenca objeto de estudio. Otra alternativa para muestrear la concentración de sedimento en suspensión y disuelta es la toma de muestras manual, siempre y cuando sea posible estar presente mientras se produce escorrentía en el cauce; además, este tipo de muestreo permite conocer la variabilidad temporal de la misma durante la crecida y la recesión del hidrograma.

Finalmente, para la descripción de la morfología del cauce se ha hecho un levantamiento topográfico con TLS con el que se ha obtenido una elevada resolución espacial de manera no invasiva (sin alterar la superficie original) que ha permitido describir de manera detallada la morfología del canal.

Para terminar, la combinación de todos los métodos expuestos, para el estudio del balance de sedimentos en la cuenca, presenta como principal inconveniente la diferente resolución temporal con la que se han tomado los datos, ya que cada proceso se ha monitorizado con una resolución diferente y en intervalos distintos. Por ello no se ha considerado adecuado hacer una evaluación cuantitativa a escala de evento, pero se ha podido hacer una valoración de la conectividad a lo largo del año. Además, como ya se ha explicado en la sección 6.5.2, la distinta resolución y precisión de los métodos hace que las comparaciones entre los distintos resultados obtenidos sea complicada; por lo tanto, para futuros análisis sería adecuado utilizar, en la medida de lo posible, técnicas y resoluciones similares (por ejemplo, aplicar el TLS con elevada resolución en laderas de baja pendiente).

6.6.2 Variabilidad temporal y espacial de los procesos monitorizados

Las laderas de alta pendiente producen sedimento

mediante movimientos gravitacionales, como se ha observado en otras zonas acarcavadas, por ejemplo en cárcavas desarrolladas en margas negras en el sureste de Francia (Antoine et al., 1995; Oostwoud Wijdenes y Ergenzinger, 1998; Maquaire et al., 2003).

La monitorización de los movimientos gravitacionales en las laderas de elevada pendiente durante dos años ha dado como resultado tasas de erosión muy elevadas, hasta un orden de magnitud superior a la media estimada para cárcavas en climas mediterráneos, aunque sí que se han registrado tasas similares en otras zonas acarcavadas (Nadal-Romero et al., 2011). Además de las tasas de erosión, la monitorización mediante TLS, acompañada de las fotografías tomadas desde puntos fijos y las observaciones de campo, ha permitido inferir cuáles son los procesos dominantes. Una de las limitaciones observadas durante este muestreo ha sido que, en algunas de las zonas, se ha registrado un aumento del volumen que no es debido al efecto de la descompresión producida en el material que es erosionado de las laderas. En las laderas recubiertas por coluvión (ladera 4) este aumento de volumen puede deberse a procesos de hielo-deshielo que afectan a este tipo de depósitos superficiales, dado que al tener más contenido en arcillas, éstas retienen más humedad. Esta observación podría servir como punto de partida para investigar otro de los procesos identificados en la zona de estudio: la reptación. La actividad de este proceso se ha identificado en estas cárcavas (ver Capítulo 3), pero se descartó su monitorización por ser un proceso lento y por no contar con un largo periodo de estudio.

En las laderas protegidas por la montera rocosa no se ha registrado ninguna caída de rocas, dado que estos procesos ocurren de manera poco frecuente (Kirkby y Bracken, 2009). Por ello, sería interesante realizar estudios a largo plazo, y comprobar si tras un proceso de caída de rocas, las tasas de erosión aumentan en esa unidad. También se podría comprobar si las tasas de erosión en la ladera con arenas expuestas (tipología 2a) se reducen si llega a estar en contacto con la montera rocosa. Las tasas de retroceso lineal de la ladera no acarcavada medida en estos dos últimos años es

de $3,4 \text{ cm a}^{-1}$, menor que la media de máximas tasas observadas en laderas similares en una tiempos históricos recientes en el mismo área de estudio, 29 cm a^{-1} (Vicente et al., 2009), aunque se han registrado máximos de 67 cm . Las tasas obtenidas (expresadas en erosiones lineares) en los dos años de muestreo en la ladera protegida por la montera son superiores a las estudiadas en pendientes similares (Howard y Selby, 2009). Los datos obtenidos en las zonas no protegidas por la montera son similares a los obtenidos en cárcavas de paredes verticales en el sur de la Península Ibérica (Vandekerckhove et al., 2003).

En las laderas de baja pendiente se puede concluir que las tasas de erosión laminar y por salpicadura son en general más bajas que las medidas en otras zonas de cárcavas arenosas en las que se han utilizado aguas de erosión (Crouch, 1990). Las tasas de erosión medias medidas en las arenas expuestas de la HRU 2 varían de los $11,9$ a los $3,3$ pasando por los $6,2-8,8 \text{ mm a}^{-1}$, dependiendo de las técnicas empleadas; pero, sobre todo, debido a los distintos rangos temporales monitorizados. Por lo tanto se pone de manifiesto la importancia de los estudios de larga duración para determinar tasas de erosión, ya que incluyen precipitaciones con distintos periodos de retorno.

En cuanto al comportamiento de las distintas HRUs, se ha observado que las arenas expuestas de Segovia son las que mayores tasas de erosión presentan, seguidas por las arenas expuestas de Carabias. La presencia de un coluvión poco espeso en ambas arenas afecta sustancialmente tanto a la respuesta hidrológica como a la erosiva, disminuyéndola, lo que podría explicarse por el aumento en el contenido en arcillas en el coluvión. Las arenas cubiertas por agujas de pinos producen las menores tasas de escorrentía y de erosión; en efecto, la presencia de hojarasca puede ser un factor clave, como ya se ha descrito en otros estudios (Uchida et al., 2000; Descroix et al., 2001). Además, la tasa de erosión media en todas las laderas es de $2,37 \text{ kg m}^{-2}\text{a}^{-1}$, una tasa bastante alta teniendo en cuenta que se produce con una tasa de escorrentía bastante baja en comparación, $19,3 \text{ l m}^{-2}\text{a}^{-1}$; de hecho, un porcentaje importante

del sedimento exportado se produce sin que se registre escorrentía (9,5%) lo que se ha interpretado como sedimento producido exclusivamente por salpicadura. Todo ello demuestra la importancia relativa de este proceso, especialmente en las arenas expuestas, litología que ha demostrado ser más fácil de erosionar por la salpicadura de las gotas de agua que otros suelos de texturas más finas (Quansah, 1981). Los coeficientes de escorrentía registrados varían entre el 0,6 y el 7,8% y se encuentran dentro del rango esperado (<7%) de las arenas que no presentan costra biológica (Verrecchia et al., 1995).

La producción específica de sedimentos en la Barranca de los Pinos ($74,4 \text{ t ha}^{-1}\text{a}^{-1}$) es similar a la monitorizada mediante la cuantificación del relleno de diques de corrección hidrológica en la Cárcava de Ribagorda, una cuenca de características similares (litología, presencia de montera rocosa, clima y morfología) situada en las inmediaciones del Parque Natural del Alto Tajo (provincia de Guadalajara), donde se ha medido durante cinco años una producción específica de sedimento de $121 \pm 79 \text{ t ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ (Martín-Moreno, com. pers.). Sin embargo, la producción de sedimentos es bastante menor que la media estimada en cuencas mediterráneas ($200 \text{ t ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ aproximadamente) (Nadal-Romero et al., 2011). La diferencia entre la cuenca estudiada y las referidas en el estudio de Nadal-Romero et al (2011) puede ser debida a la litología. El hecho de que la litología de la cuenca sea arenosa hace que la mayor parte del material sea transportado como carga de fondo, al contrario que ocurre en la mayoría de las cárcavas estudiadas a escala de cuenca, en las que el sedimento se transporta en su mayoría como carga en suspensión (e.g. Mathys et al., 2003; Gallart et al., 2005a; García-Ruiz et al., 2008). Sobre la base de este razonamiento, interpretamos que, el hecho de que el material se transporte mayoritariamente como carga de fondo en las cárcavas arenosas, como la estudiada, implica una menor eficiencia en el transporte de los sedimentos, claramente menor que en el sedimento en suspensión. Y ello se traduce en una menor "velocidad" de salida de sedimentos del sistema, y por tanto, en menores tasas de producción de sedimentos.

Para finalizar, el sedimento exportado presenta un elevado y poco común porcentaje de carga de fondo, que supera el 70% en todos los eventos salvo en el evento número 12. El evento número 12 no es representativo ya que presenta una proporción menor ya que para gran parte del mismo se han utilizado los datos de carga de fondo derivados de la ecuación de Wong y Peter (2006), que infravalora la carga de fondo producida en la cuenca; ver detalles en la sección 6.4.1. Este ratio es mayor que el más alto que se ha encontrado en la literatura, y que se encuentra en una zona hiperárida (Laronne y Wilhelm, 2001). Y sin duda es mucho mayor que el documentado en otras zonas acarcavadas (García-Ruiz et al., 2008), al igual que también es más alta que en otros ríos en zonas de clima mediterráneo-continental, en los que normalmente una fracción menor del sedimento exportado es transportada como carga de fondo (Alexandrov et al., 2009; Vericat y Batalla, 2010).

6.6.3 Conexión entre los distintos procesos de la Barranca de los Pinos

El coeficiente de entrega anual de la Barranca de los Pinos, para la magnitud de los eventos estudiados (de bajo periodo de retorno) se ha estimado en torno al 23%; se trata de un coeficiente mucho menor del que se ha medido en una cuenca con cárcavas en materiales margosos, en torno al 90% (López-Tarazón et al., 2012). En los estudios de balance de sedimento, el coeficiente de entrega de sedimento está ligado al grado de conexión entre los distintos procesos que operan dentro de una cuenca o conectividad (Cavalli et al., 2013), por lo que la conexión en la Barranca de los Pinos no es tan grande como en otras cuencas acarcavadas en materiales más finos; hecho que probablemente está ligado a las diferentes litologías y a la facilidad del material más fino para ser transportado.

Para la escala de tiempo y magnitud de precipitación estudiada, la Barranca de los Pinos es una cuenca en la que existe una conexión desde las laderas hacia el canal (downstream coupling), en la que el transporte está limitado por la capacidad de los flujos de transportar el sedi-

mento disponible (transport limited). Este comportamiento es común en cuencas de pequeño tamaño (Harvey, 2002). Además, las cuencas caracterizadas por una limitación en el transporte tienden a una disminución del grado de conexión entre las laderas y el canal o conectividad en el tiempo, y por lo tanto a la estabilización del sistema (Faulkner, 2008).

Para aumentar la escala de tiempo estudiada, se requerirían datos a medio-largo plazo, pero existen contados ejemplos de estudios llevados a cabo en rangos temporales de decenas de años en zonas acarcavadas, p. ej. (Harvey, 2001; Godfrey et al., 2008; Yair et al., 2013), en parte debido al coste económico y al trabajo continuado que conllevan. Por ello, es importante recurrir a otras técnicas como la fotogrametría (Schwab et al., 2008), o la dendrogeomorfología combinada con análisis de ortofotos (Savi et al., 2012), tales como los que se han aplicado en estudios a escala de cuenca en zonas de montaña afectadas por deslizamientos. Habría que evaluar si ambas técnicas son apropiadas para el estudio de conexión entre procesos o conectividad en zonas acarcavadas. Además, en futuros estudios podría aplicarse algún modelo para evaluar el coeficiente de entrega de sedimentos (Keesstra et al., 2009) o modelos asociados a Sistemas de Información Geográfica para la determinación espacial de índices de conectividad (Borselli et al., 2008; Cavalli et al., 2013) y validar si dichos modelos son adecuados para pequeñas cuencas acarcavadas.

6.7 Conclusiones

Las tasas de erosión en las laderas de alto gradiente son mucho mayores (un orden de magnitud superior) que las de las laderas de bajo gradiente. Además, entre los distintos sectores monitorizados de laderas de elevado gradiente se ha observado una influencia positiva de la pendiente en las tasas de erosión, así como en los procesos que ocurren. Se ha observado que aquellas laderas con arenas expuestas producen mayores tasas de erosión y se ha verificado que la presencia de mon-

tera se traduce en menores tasas de erosión en laderas semiverticales. Las tasas de producción de sedimentos también se ven reducidas por la presencia de coluvión en pendientes más moderadas. Finalmente, se ha observado que los movimientos gravitacionales se producen preferentemente en los meses de otoño-invierno, favorecidos por las bajas temperaturas, mientras que la erosión de los depósitos al pie de los taludes es más evidente durante los meses de primavera y verano favorecido por la mayor intensidad en la precipitación.

En las laderas de baja pendiente, se ha constatado que no existe una buena relación entre, la producción de escorrentía y la producción de sedimentos y la precipitación. Sin embargo, se ha observado que la litología y la presencia o no de formaciones superficiales y hojarasca tienen una influencia en la respuesta hidrológica y erosiva de las laderas. Respecto a la litología, por ejemplo, las Arenas de Segovia producen mayor sedimento en comparación con las Arenas de Carabia. Las arenas expuestas (de ambas litologías) son las HRUs con mayores tasas de producción de sedimentos. La erosión en estas HRUs se produce con coeficientes de escorrentía muy bajos, en muchos casos incluso se produce erosión sin llegar a recogerse escorrentía, lo que pone de manifiesto la importancia de la erosión por salpicadura en esta unidad. La presencia de material coluvionar aumenta la pedregosidad y el contenido en arcilla. Nuestra interpretación de lo medido es que, al incrementar de contenido en arcilla, la producción de escorrentía es mayor; mientras que el incremento de la pedregosidad reduciría la producción de sedimentos. La presencia de hojarasca reduce tanto la producción de escorrentía como de sedimentos.

Las laderas de elevada pendiente generan gran cantidad de sedimentos que se acumulan al pie de los taludes; estos depósitos se encuentran directamente conectados con la red hidrológica de la cárcava (bien

con el canal principal o con los secundarios) en todos aquellos eventos capaces de producir escorrentía en los canales. De hecho, estos sedimentos invaden, en la mayoría de los casos, el área de influencia del canal. Por el contrario, las laderas de baja pendiente, al no contar con material depositado al pie de las mismas, solo estarían conectadas con la red hidrológica en aquellos eventos capaces de producir escorrentía en las laderas y en los canales.

La producción específica de sedimentos registrada en el cauce principal de la cárcava es menor que la esperada para cuencas de tamaño similar en ambientes mediterráneos, $74,4 \pm 10,8 \text{ t ha}^{-1}\text{a}^{-1}$. Esta realidad puede estar relacionada con el hecho de que la mayoría del sedimento se transporta como carga de fondo, más del 70%. Esta proporción es la mayor que se ha monitorizado en la naturaleza en ríos de diversa tipología. Una fracción menor (del 0,1 al 28,7%) se transporta como carga en suspensión, y el la proporción de sedimento disuelto estimado es mínima (0,002-0,244%).

En la Barranca de los Pinos, el sedimento exportado en el canal es menor que el producido en las laderas; por lo tanto, para todos los eventos estudiados, la producción de sedimentos está limitada a la capacidad de transporte de los caudales de la cuenca.

Para estudios relacionados con la producción de sedimentos en cuencas acarcavadas, los métodos utilizados se consideran adecuados; sin embargo, la combinación de los mismos para el análisis de la conexión entre distintos procesos y el coeficiente de entrega de sedimento presenta ciertas limitaciones, debido a la distinta escala temporal y espacial que registra cada uno. Estos análisis de procesos geomorfológicos como el de la conectividad, necesitarían contar con estudios a medio-largo plazo, que incluyan eventos con distintos periodos de retorno, para cuantificar y evaluar sus efectos.

Capítulo 7



Foto: Jorge Martín Manzanas

7 Conclusiones

Las cárcavas desarrolladas sobre sustratos de arenas han sido objeto de muchos menos estudios que formas similares en otras litologías. El presente trabajo incluye las primeras investigaciones en este tipo de paisajes en ambientes mediterráneos. Durante el desarrollo del mismo, se han descrito y clasificado las formas erosivas y sedimentarias en cárcavas desarrolladas en laderas arenosas del piedemonte norte de la Sierra de Guadarrama. El análisis de esas morfologías ha permitido inferir los procesos geomorfológicos que las generan y las modifican.

En la Barranca de los Pinos se han monitorizado diversos procesos geomorfológicos activos, con el objetivo doble de estimar su dinamismo y la conexión entre las distintas partes de la cuenca acarcavada.

En las laderas de elevado gradiente se han producido movimientos gravitacionales, fundamentalmente desencadenados por procesos de hielo y deshielo. Estos procesos, como se había previsto, han generado una gran cantidad de sedimento, que se acumula al pie de las laderas. El rango de las tasas de erosión registradas va de los 20 a los 200 $\text{kg m}^{-1}\text{a}^{-1}$ aproximadamente y varía fundamentalmente dependiendo de la pendiente. En las laderas de mayor longitud de la cabecera de las cárcavas, las tasas de erosión son menores en las laderas que están en contacto con la montera rocosa.

En las laderas de baja pendiente se han medido tasas de erosión mucho menores a las registradas en las laderas de elevada pendiente, las cuales varían entre 0,1 y 6 $\text{kg m}^{-1}\text{a}^{-1}$. Las diferencias en la producción de escorrentía y sedimentos dentro de las laderas de menor gradiente son debidas a las diferencias en la litología y a la presencia o no de formaciones superficiales y de hojarasca. En relación con estas estimaciones, dentro del marco de esta tesis se han estudiado, por primera vez en España, procesos de erosión laminar mediante dendrogeomorfología y utilizando indicadores anatómicos para el *Pinus pinaster*. Esta técnica se ha aplicado en laderas con Arenas de Segovia expuestas; no sólo en la Barranca de los Pinos, sino también en otras

cárcavas de la zona, pero siempre en la misma unidad de respuesta hidrológica/erosiva homogénea. Así las cosas, mediante esa técnica, y en la unidad descrita, se han obtenido tasas de erosión laminar a medio plazo (decenas de años), dentro del rango de 13-18 $\text{kg m}^{-1}\text{a}^{-1}$. En la misma unidad, mediante parcelas de erosión, se han obtenido tasas de erosión menores, ca. 6 $\text{kg m}^{-1}\text{a}^{-1}$. Estas diferencias se deben a que con las parcelas de erosión no se han monitorizado eventos de elevada intensidad que si se han registrado mediante el uso de la dendrogeomorfología; lo que pone de manifiesto que, para estudiar tasas de actividad de procesos geomorfológicos, son necesarios estudios a medio-largo plazo, que incluyan los efectos de eventos de distintos periodos de retorno.

La producción específica de sedimentos medida en el cauce principal de la Barranca de los Pinos ha sido de $7,4 \pm 1,1 \text{ kg m}^{-2}\text{a}^{-1}$, bastante menor que la media estimada para otras cuencas mediterráneas, al contrario de lo que inicialmente se había establecido en las hipótesis. Esto puede estar relacionado con el hecho de que la litología de la cuenca sea arenosa, con los pequeños caudales registrados y con la elevada pendiente; estos factores hacen que la mayor parte del material, del 70 al 99%, se transporte como carga de fondo, como se había planteado inicialmente; lo que implica una menor eficiencia en el transporte de los sedimentos. Una fracción menor (del 0,1 al 30%) se transporta como carga en suspensión y la proporción de sedimento disuelto estimado es mínima (0,002-0,2%). A la vista de todos estos datos, queda claro que el ratio de sedimento transportado como carga de fondo es superior al registrado en otros ríos de diversa tipología.

En concreto, acerca de la carga de fondo, ésta se ha monitorizado, por primera vez y de manera continua, en cauces con lecho móvil arenoso. Los flujos de carga de fondo registrados se encuentran entre los más altos medidos en la naturaleza, y al relacionarlos con la carga de tensión de corte, muestran una gran dispersión. Esta dispersión está generada porque el canal tiene un patrón trenzado, que genera una alta variabilidad espacial y temporal de la carga de fondo. El comportamiento de

la carga de fondo es mucho más complejo a como inicialmente se había formulado en las hipótesis. Se han registrado variaciones temporales que indican el movimiento de “pequeños mantos” de carga de fondo sobre las pequeñas barras arenosas observadas en el canal. También se ha observado histéresis, generada porque el patrón trenzado se borra entre evento y evento.

En cuanto a la conexión, los depósitos de material producidos por procesos gravitacionales están conectados con la red hidrológica siempre y cuando el agua discorra por los canales. Sin embargo, los caudales que se han generado en la cuenca de la Barranca de Los Pinos, en el periodo estudiado, no han sido capaces de erosionar todos estos depósitos. Las laderas de baja pendiente están conectadas con los canales siempre que se produzca escorrentía, tanto en las laderas como en el canal. El sedimento exportado en el canal es menor

que el producido en las laderas. Por lo tanto, para todos los eventos estudiados en la Barranca de los Pinos, la producción de sedimentos está limitada a la capacidad de transporte de los caudales de la cuenca.

Las implicaciones de estas contribuciones son significativas, ya que aportan conocimiento sobre la actividad geomorfológica de unas formas del terreno comunes del centro-este de la Península Ibérica. A su vez, los resultados obtenidos son de utilidad para mejorar proyectos de restauración de espacios mineros desarrollados en estos ambientes, los cuales se comportan de manera similar a estas cárcavas en ausencia de medidas de restauración. Para obtener un conocimiento más preciso, existe la necesidad de extender estos estudios a una escala temporal de décadas, en la que sea posible tener un espectro representativo de eventos de alta magnitud y baja frecuencia, y viceversa.

Referencias

www.aemet.es.

- Abdel-Fattah, S., Amin, A., Van Rijn, L.C., 2004. Sand transport in Nile River, Egypt. *J. Hydraul. Eng.*, 130(6): 488-500.
- Alatorre, L.C., Begueria, S., 2009. Identification of eroded areas using remote sensing in a badlands landscape on marls in the central Spanish Pyrenees. *Catena*, 76(3): 182-190.
- Alestalo, J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105(1-139).
- Alexander, R.W., Calvo-Cases, A., Arnau-Rosalen, E., Mather, A.E., Lazaro-Suau, R., 2008. Erosion and stabilisation sequences in relation to base level changes in the El Cautivo badlands, SE Spain. *Geomorphology*, 100(1-2): 83-90.
- Alexandrov, Y., Cohen, H., Laronne, J.B., Reid, I., 2009. Suspended sediment load, bed load, and dissolved load yields from a semiarid drainage basin: A 15-year study. *Water Resour. Res.*, 45(8): W08408.
- Alonso, A., 1981. El cretácico de la provincial de Segovia (borde norte del Sistema Central). *Semin. estratigr., Ser. monogr.*, 7: 1-271.
- Antoine, P., Giraud, A., Meunier, M., Van Asch, T., 1995. Geological and geotechnical properties of the "Terres Noires" in southeastern France: Weathering, erosion, solid transport and instability. *Eng. Geol.*, 40(3-4): 223-234.
- Arcement, G.J., Jr., Schneider, V.R., 1989. Guide for selecting Manning's roughness coefficients for natural channels and flood plains. *Water-supply Paper 2339*.
- Ashmore, P., 1991. Channel morphology and bed load pulses in braided, gravel-bed streams. *Geogr. ann., Ser. A, Phys. geogr.*, 73(1): 37-52.
- Ashmore, P., Bertoldi, W., Tobias Gardner, J., 2011. Active width of gravel-bed braided rivers. *Earth Surf. Process. Landf.*, 36(11): 1510-1521.
- Ashmore, P.E., 1982. Laboratory modeling of gravel braided stream morphology. *Earth Surf. Process. Landf.*, 7: 201-225.
- Ashmore, P.E., 1988. Bed load transport in braided gravel-bed stream models. *Earth Surf. Process. Landf.*, 13(8): 677-695.
- Bagnold, R.A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. *U.S. Geol. Surv. prof. pap.*, 422(I): 37.
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Bodoque, J.M., Lucía, A., Martín-Duque, J.F., Díez-Herrero, A., Ruiz-Villanueva, V., Rubiales, J.M., Genova, M., 2013. Dendrogeomorphology in badlands: Methods, case studies and prospects. *Catena*, 106: 113-122.
- Ballesteros, J.A., Stoffel, M., Bodoque, J.M., Bollschweiler, M., Hitz, O., Díez-Herrero, A., 2010a. Changes in wood anatomy in tree rings of *Pinus pinaster* Ait. following wounding by flash floods. *Tree-Ring Res.*, 66(2): 93-103.
- Ballesteros, J.A., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., 2010b. Flash-flood impacts cause changes in wood anatomy of *Alnus glutinosa*, *Fraxinus angustifolia* and *Quercus pyrenaica*. *Tree Physiol.*, 30(6): 773-781.
- Barzilai, R., Laronne, J.B., Reid, I., 2012. Effect of changes in fine-grained matrix on bedload sediment transport in a gravel-bed river. *Earth Surf. Process. Landf.*
- Batalla, R.J., Martín-Vide, J.P., 2001. Thresholds of particle entrainment in a poorly sorted sandy gravel-bed river. *Catena*, 44(3): 223-243.
- Batalla, R.J., Vericat, D., Gibbins, C.N., García, C., 2010. Incipient bed-Material motion in a gravel-bed river: field observations and measurements.
- Beighley, R.E., Dunne, T., Melack, J.M., 2005. Understanding and modeling basin hydrology: interpreting the hydrogeological signature. *Hydrol. Process*, 19(7): 1333-1353.
- Belleudy, P., Valette, A., Graff, B., 2010. Passive hydrophone monitoring of bedload in river beds: first trials of signal spectral analyses. In: Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D.G. (Eds.), *Bedload-surrogate monitoring technologies*. U.S. Geol. Surv. Sci. Investig. Rpt. 2010-5091, pp. 67-84.
- Bertoldi, W., Ashmore, P., Tubino, M., 2009. A method for estimating the mean bed load flux in braided rivers. *Geomorphology*, 103(3): 330-340.
- Billi, P., 2008. Bedforms and sediment transport processes in the ephemeral streams of Kobo basin, Northern Ethiopia. *Catena*, 75(1): 5-17.
- Billi, P., 2011. Flash flood sediment transport in a steep sand-bed ephemeral stream. *Int. J. Sediment Res.*, 26: 193-209.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landf.*, 26: 1237-1248.
- Boardman, J., Parsons, A.J., Holland, R., Holmes, P.J., Washington, R., 2003. Development of badlands and gullies in the Sneeuwberg, Great Karoo, South Africa. *Catena*, 50(2-4): 165-184.
- Bochet, E., Garcia-Fayos, P., Poesen, J., 2009. Topographic thresholds for plant colonization on semi-arid eroded slopes. *Earth Surf. Process. Landf.*, 34(13): 1758-1771.
- Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Martín-Duque, J.F., Rubiales, Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R.M., Sanz, M.Á., 2005. Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: Two examples from Central Spain. *Catena*, 64: 81-102.
- Bodoque, J.M., Lucía, A., Ballesteros, J.A., Martín-Duque, J.F., Rubiales, J.M., Genova, M., 2011a. Measuring medium-term sheet erosion in gullies from trees: A case study using dendrogeomorphological analysis of exposed pine roots in

- central Iberia. *Geomorphology*, 134(3-4): 417-425.
- Bodoque, J.M., Lucía, A., Ballesteros, J.A., Martín-Duque, J.F., Rubiales, J.M., Genova, M., 2011b. Applying dendrogeomorphological analysis for measuring medium-term sheet erosion: a case study of sand slope gullies at central Iberia, EGU General Assembly 2011. Geophysical Research Abstracts, Viena, pp. 8823.
- Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Arnau-Rosalén, E., Calvo-Cases, A., Castillo, V., Albaladejo, J., 2006. Measuring soil erosion by field plots: Understanding the sources of variation. *Earth-Sci. Rev.*, 78: 267-285.
- Bollsweiler, M., Stoffel, M., Schneuwly, D.M., Bourqui, K., 2008. Traumatic resin ducts in *Larix decidua* stems impacted by debris flows. *Tree Physiol.*, 28(2): 255-263.
- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D., 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. 75(3): 268-277.
- Bowman, D., Svoray, T., Devora, S., Shapira, I., Laronne, J.B., 2010. Extreme rates of channel incision and shape evolution in response to a continuous, rapid base-level fall, the Dead Sea, Israel. *Geomorphology*, 114(3): 227-237.
- Brice, J.B., 1966. Erosion and deposition in the loess-mantled Great Plains, Medicine Creek drainage basin, Nebraska, 352H. U.S. Geol. Surv. Professional Paper.
- Brooks, A.P., Shellberg, J.G., Knight, J., Spencer, J., 2009. Alluvial gully erosion: an example from the Mitchell fluvial megafan, Queensland, Australia. *Earth Surf. Process. Landf.*, 34(14): 1951-1969.
- Brown, A.J., 1983. Channel changes in arid badlands, Borrego Springs, California. *Phys. Geogr.*, 4(1): 82-102.
- Bryan, R., Yair, A. (Eds.), 1982. *Badland Geomorphology and Piping*. Geo Books, Norwich, 408 pp.
- Buckley, S., J., Howell, J.A., Enge, H.D., Kurz, T.H., 2008. Terrestrial laser scanning in geology: data acquisition, processing and accuracy considerations. *J. Geol. Soc. (Lond.)*, 165: 625-638.
- Bull, J.L., Kirkby, M.J., 1997. Gully processes and modelling. *Prog. Phys. Geogr.*, 21(3): 354-374.
- Bull, L.J., Kirkby, M.J. (Eds.), 2002. *Dryland rivers: hydrology and geomorphology of semi-arid channels*. Wiley, Cornwall, England, 388 pp.
- Bunte, K.I., Abt, S.R., Potyondy, J.P., 2001. Portable bedload traps with high sampling intensity for representative sampling of gravel transport in wadable mountain streams, Proc. 7th Interagency Sedimentation Conf., U.S. Subcommittee on Sedimentation, Reno, Nevada, USA, pp. III-24-III-31.
- Calvo-Cases, A., Boix-Fayos, C., Arnau-Rosalén, E., Roxo, M., 2011. Cárcavas y regueros generados en suelos sódicos. *Petrel (Alicante, España)*. *Cuad. Investig. Geogr.*, 37(1): 25-40.
- Cammeraat, E.L.H., 2004. Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. *Agric. ecosyst. environ.*, 104(2): 317-332.
- Campbell, I.A., 1997. Badlands and badland gullies. In: Thomas, D.S.G. (Ed.), *Arid Zone Geomorphology*. Belhaven Press, London, pp. 261-291.
- Carrara, P.E., Carroll, T.R., 1979. The determination of erosion rates from exposed tree roots in the Piceance Basin, Colorado. *Earth Surf. Process. Landf.*, 4(4): 307-317.
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L., 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology*, 188(0): 31-41.
- Chartier, M.P., Rostagno, C.M., Roig, F.A., 2009. Soil erosion rates in rangelands of northeastern Patagonia: A dendrogeomorphological analysis using exposed shrub roots. *Geomorphology*, 106(3-4): 344-351.
- Chocron, M., Laronne, J.B., Alexandrov, Y., 2007. Runoff and sediment supply from small gullied and ungullied basins in a semi-arid grazed environment. In: Casali, J., Giménez, R. (Eds.), *Progress in gully erosion research*. Universidad Pública de Navarra, Pamplona, pp. 26-27.
- Church, M., Jones, D., 1982. Channel bars in gravel-bed rivers. In: Hey, R.D., Bathurst, J.C., Thorne, C.R. (Eds.), *Gravel bed rivers*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, pp. 291-338.
- Church, M.A., McLean, D.G., Wolcott, J.F., 1987. River bed gravels: sampling and analysis. In: Thorne, C.R., Bathurst, J.C., Hey, R.D. (Eds.), *Sediment Transport in Gravel-bed Rivers*. John Wiley & Sons, New York, pp. 269-325.
- CNIG (Ed.), 2004. Sección II. Grupo 9. Climatología Atlas nacional de España. Ministerio de Fomento, Madrid.
- Cohen, H., Laronne, J.B., 2005. High rates of sediment transport by flashfloods in the Southern Judean Desert, Israel. *Hydrol. Process.*, 19(8): 1687-1702.
- Cohen, H., Laronne, J.B., Reid, I., 2010. Complex simplicity of bedload response during flash floods in gravel-bed ephemeral rivers: a 10-year field study. *Water Resour. Res.*, 46: W11542.
- Corominas, J., Moya, J., 1999. Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology*, 30(1-2): 79-93.
- Corona, C., Lopez Saez, J., Rovéra, G., Stoffel, M., Astrade, L., Berger, F., 2011. High resolution, quantitative reconstruction of erosion rates based on anatomical changes in exposed roots at Draix, Alpes de Haute-Provence - critical review of existing approaches and independent quality control of results. *Geomorphology*, 125(3): 433-444.
- Crouch, R.J., 1990. Erosion processes and rates for gullies in granitic soils Bathurst, New South Wales, Australia. *Earth Surf. Process. Landf.*, 15: 169-173.

- Cudden, J.R., Hoey, T.B., 2003. The causes of bedload pulses in a gravel channel: the implications of bedload grain-size distributions. *Earth Surf. Process. Landf.*, 28(13): 1411-1428.
- D'Agostino, V., Lenzi, M.A., 1999. Bedload transport in the instrumented catchment of the Rio Cordon: Part II: Analysis of the bedload rate. *Catena*, 36(3): 191-204.
- de Salas, L., Fernández, J.A., 2007. "In-site" regionalization to estimate an intensity-duration-frequency law: a solution to scarce spatial data in Spain. *Hydrol. Process.*, 21(25): 3507-3513.
- de Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., Silva, P.G., Andriessen, P., Cloetingh, S., González Casado, J.M., Van Wees, J.D., Álvarez, J., Carbó, A., Olaiz, A., 2007. Cenozoic thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central System. *Glob. Planet. Change*, 58(1-4): 335-381.
- de Vicente, G., Muñoz-Martín, A., 2012. The Madrid Basin and the Central System: A tectonostratigraphic analysis from 2D seismic lines. in press(10.1016/j.tecto.2012.04.003).
- Della Seta, M., Del Monte, M., Fredi, P., Lupia Palmieri, E., 2007. Direct and indirect evaluation of denudation rates in Central Italy. *Catena*, 71: 21-30.
- Descroix, L., Viramontes, D., Vauclin, M., Gonzalez Barrios, J.L., Esteves, M., 2001. Influence of soil surface features and vegetation on runoff and erosion in the Western Sierra Madre (Durango, Northwest Mexico). *Catena*, 43(2): 115-135.
- Dietrich, W.E., Kirchner, J.W., Ikeda, H., Iseya, F., 1989. Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers. *Nature*, 340: 215-217.
- Díez, A., Martín-Duque, J.F., 2006. Las raíces del paisaje. Condicionantes geológicos del territorio de Segovia. *Colección Hombre y Naturaleza*. Junta de Castilla y León, 464 pp.
- Dlamini, P., Orchard, C., Jewitt, G., Lorentz, S., Titshall, L., Chaplot, V., 2011. Controlling factors of sheet erosion under degraded grasslands in the sloping lands of KwaZulu-Natal, South Africa. *Agric. Water Manage.*, 98(11): 1711-1718.
- Du Boys, P., 1879. Étude du régime du Rhône et de l'action exercée par es eaux sur un lit à fond de graviers indéfiniment affouillable. *Annales des Ponts et Chaussées*, 18(5): 141-195.
- Duncan, M.J., Laronne, J.B., 1998. Bedload movement in a wide, gravel bed river: an indication of bar formation. In: Klingeman, P., Beschta, R., Komar, P., Bradley, B. (Eds.), *Gravel-Bed Rivers*.
- Dunne, T., Dietrich, W.E., Brunengo, J., 1978. Recent and past erosion rates in semi-arid Kenya. *Z. Geomorphol., Suppl.* 29: 130-140.
- Einstein, H., 1950. The bed-load function for sediment transportation in open channel flows. U.S.Department of Agriculture. Technical Bulletin, 1026, 71 pp.
- Engelund, F., 1966. Hydraulic resistance of alluvial streams. *J. Hydraul. Div., Amer. Soc. Civil Eng.*, 92(HY 2): 315-326.
- Engelund, F., Hansen, E., 1967. A monograph on sediment transport in alluvial streams., Copenhagen, Denmark.
- Ergenzinger, P., Reid, I., Laronne, J.B., Jong, C., 1992. Short term temporal variations in the spatial pattern of bedload transport rate : Squaw Creek, Montana, USA and Nahal Yattir & Eshtemoa, Israel. In: Bogen, J. (Ed.), *Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basins*. AIHS - IAHS, pp. 77-81.
- Ergenzinger, P., de Jong, C., Laronne, J.B., Reid, I., 1994. Short term temporal variations in bedload transport rates: Squaw Creek, Montana, Usa and Nahal Yattir and Nahal Estemoa, Israel. In: Ergenzinger, P., Schmidt, K.-H. (Eds.), *Dynamics and Geomorphology of Mountain Rivers*. Lecture Notes in Earth Sciences. Institut für Geographische Wissenschaften Frie Universität Berlin, Berlin, pp. 251-264.
- Esteves, M., Lapetite, J.M., 2003. A multi-scale approach of runoff generation in a Sahelian gully catchment: a case study in Niger. *Catena*, 50(2-4): 255-271.
- Fairbridge, R.W., 1968. *Encyclopaedia of geomorphology*. Reinhold Book, New York, pp. 1295.
- FAO, 1965. Soil erosion by water - Some measures for its control on cultivated lands. *Agric. Dev. Paper*, 81.
- Faulkner, H., 2008. Connectivity as a crucial determinant of badland morphology and evolution. *Geomorphology*, 100: 91-103.
- Faulkner, H., 2013. Badlands in marl lithologies: A field guide to soil dispersion, subsurface erosion and piping-origin gullies. *Catena*, 106: 42-53.
- Fayle, D.F.C., 1968. *Radial Growth in Tree Roots - Distribution, Timing, Anatomy*. Technical Report, 9. Faculty of Forestry, University of Toronto, Toronto.
- Ferguson, R.I., 2003. The missing dimension: effects of lateral variation on 1-D calculations of fluvial bedload transport. *Geomorphology*, 56(1-2): 1-14.
- Flügel, W.A., 1995. Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. *Hydrol. Process.*, 9: 423-436.
- Forteza, J., Lorenzo, L.F., Najac, N., 1987. Mapa de suelos de Castilla y León. Memoria y mapa 1:500.000. Junta de Castilla y León, Valladolid, pp. 98
- Fritts, H.C., 1976, 1976. *Tree Rings and Climate*, New York, 567 pp.
- Fuller, I.C., Marden, M., 2011. Slope-channel coupling in steepland terrain: A field-based conceptual model from the

- Tarndale gully and fan, Waipaoa catchment, New Zealand. *Geomorphology*, 128(3-4): 105-115.
- Gaeuman, D., Jacobson, R.B., 2006a. Acoustic bed velocity and bed load dynamics in a large sand bed river. *J. Geophys. Res.*, 111(F02005): 14.
- Gaeuman, D., Jacobson, R.B., 2006b. Acoustic bed velocity and bed load dynamics in a large sand bed river. 111(F2).
- Gaeuman, D., 2010. Mechanics of bedload rating curve shifts and bedload hysteresis in the Trinity River, California, 2nd Joint Federal Interagency Conference, Las Vegas, NV, USA.
- Gallart, F., Solé, A., Puigdefábregas, J., Lázaro, R., 2002. Badland systems in the Mediterranean. In: Bull, J.L., Kirkby, M.J. (Eds.), *Dryland rivers: hydrology and geomorphology of semi-arid channels*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 299-326.
- Gallart, F., Balach, J.C., Regües, D., Soler, M., castellort, X., 2005a. Catchment dynamics in a Mediterranean mountain environment. The Vallcebre research basins (southeastern Pyrenees) II: temporal and spatial dynamics of erosion and stream sediment transport. In: Batalla, R.J., Celso, G. (Eds.), *Catchment Dynamics and River Processes: Mediterranean and Other Climate Regions*. Elsevier B.V., pp. 17-29.
- Gallart, F., Latrón, J., Llorens, P., 2005b. Catchment dynamics in a Mediterranean mountain environment. The Vallcebre research basins (southeastern Pyrenees) I: hydrology. In: Batalla, R.J., García, C. (Eds.), *Catchment Dynamics and River Processes: Mediterranean and Other Climate Regions*. Elsevier, pp. 1-17.
- Gallart, F., 2009. Algunos criterios topográficos para identificar el origen antrópico de cárcavas. *Cuad. Investig. Geogr.*, 35(2): 215-221.
- Gallart, F., Marignani, M., Pérez-Gallego, N., Santi, E., Maccherini, S., 2013. Thirty years of studies on badlands, from physical to vegetational approaches. A succinct review. *Catena*, 106: 4-11.
- García-Ruiz, J.M., Regües, D., Alvera, B., Lana-Renault, N., Serrano-Muela, P., Nadal-Romero, E., Navas, A., Latrón, J., Martí-Bono, C., Arnáez, J., 2008. Flood generation and sediment transport in experimental catchments affected by land use changes in the central Pyrenees. *J. Hydrol.*, 356: 245-260.
- García, C., Laronne, J.B., Sala, M., 2000. Continuous monitoring of bedload flux in a mountain gravel-bed river. 34: 23-31.
- Gartner, H., 2007. Tree roots - Methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology*, 86(3-4): 243-251.
- Gärtner, H., Schweingruber, F.H., Dikau, R., 2001. Determination of erosion rates by analyzing structural changes in the growth pattern of exposed roots. *Dendrochronologia*, 19: 81-91.
- Gärtner, H., 2003. Holzanatomische Analyse diagnostischer Merkmale einer Freilegungsreaktion in Jahrringen von Koniferenwurzeln zur Rekonstruktion geomorphologischer Prozesse. *Diss. Bot.*, 378: 1-118.
- Gaweesh, M.T.K., Van Rijn, L.C., 1994. Bed-load sampling in sand bed rivers. *J. Hydraul. Eng. Amer. Soc. Civil Eng.*, 120(12): 1364-1384.
- Gayà, M., 2009. Tornadoes and severe storms in Spain, 5th European Conference on Severe Storms, Landshut - Germany, pp. 323-325.
- Gerlach, T., 1967. Hillslope troughs for measuring sediment movement. *Rev. géomorphol. dyn.*, 4: 173.
- Giménez, R., Marzoff, I., Campo, M.A., Seeger, M., Ries, J.B., Casali, J., Álvarez-Mozos, J., 2009. Accuracy of high-resolution photogrammetric measurements of gullies with contrasting morphology. *Earth Surf. Process. Landf.*, 34(14): 1915-1926.
- Godfrey, A., Everitt, B.L., Martín-Duque, J.F., 2008. Episodic sediment delivery and landscape connectivity in the Mancos Shale badlands and Femont River system, Utah, USA. *Geomorphology*, 102: 242-251.
- Godfrey, A.E., 1997. Mass movement of Mancos Shale Crust near Caineville, Utah: A 30-year record. *Geogr. ann., Ser. A, Phys. geogr.*, 79(3): 185-194.
- Gomez, B., 1983. Temporal variations in bedload transport rates - the effect of progressive bed armouring. *Earth Surf. Process. Landf.*, 8(1): 41-54.
- Gomez, B., 1984. Typology of segregated (armoured/paved) surfaces: Some comments. *Earth Surf. Process. Landf.*, 9(1): 19-24.
- Gomez, B., Church, M., 1989. An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed rivers. *Water Resour. Res.*, 25(6): 1161-1186.
- Gomez, B., Naff, R.L., Hubbell, D.W., 1989. Temporal variations in bedload transport rates associated with the migration of bedforms. *Earth Surf. Process. Landf.*, 14(2): 135-156.
- Good, T.R., Bryant, I.D., 1985. Fluvio-aeolian sedimentation: an example from Banks Island, N. W. T., Canada. *Geogr. ann., Ser. A, Phys. geogr.*, 67(1/2): 33-46.
- Graf, W.L., 1983. Flood-related change in an arid-region river. *Earth Surf. Process. Landf.*, 8: 125-139.
- Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D.G., 2010. Bedload-surrogate monitoring technologies, 2010-5091, 37 pp.
- Gyssels, G., Poesen, J., 2003. The importance of plant root characteristics in controlling concentrated flow erosion rates. *Earth Surf. Process. Landf.*, 28: 371-384.
- Habersack, H., Nachtnebel, P.N., Laronne, J.B., 2001a. The continuous measurement of bedload discharge in a large alpine gravel bed river., 39(125-133).

- Habersack, H., Nachtnebel, P.N., Laronne, J.B., 2001b. The continuous measurement of bedload discharge in a large alpine gravel bed river. *J. Hydraul. Res.*, 39(2): 125-133.
- Haff, P.K., 1996. Limitations of predictive modeling in geomorphology. In: Rhoads, B.L., Thorn, C.E. (Eds.), *The Scientific Nature of Geomorphology*. John Wiley & Sons., pp. 337-358.
- Haigh, M.J., 1977. The use of erosion pins in the study of slope evolution. *Tech. bull. - Br. Geomorphol. Res. Group*, 18: 31-49.
- Hancock, G.R., Evans, K.G., 2010. Gully, channel and hillslope erosion – an assessment for a traditionally managed catchment. *Earth Surf. Process. Landf.*, 35(12): 1468-1479.
- Harvey, A.M., 1997. Coupling between hillslope gully systems and stream channels in the Howgill Fells, northwest England: temporal implications. *Geomorphol.: relief, processus, environ.*, 1: 3-20.
- Harvey, A.M., 2001. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *Catena*, 42: 225-250.
- Harvey, A.M., 2002. Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology*, 44: 175-201.
- Harvey, A.M., 2012. The coupling status of alluvial fans and debris cones: a review and synthesis. *Earth Surf. Process. Landf.*, 37(1): 64-76.
- Hassan, M.A., Church, M., Lisle, T.E., Brardinoni, F., Benda, L., Grant, G.E., 2005. Sediment transport and channel morphology of small forested streams. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 41: 853-876.
- Hassan, M.A., Egozi, R., Parker, G., 2006. Experiments on the effect of hydrograph characteristics on vertical grain sorting in gravel bed rivers. *Water Resour. Res.*, 42(9).
- Hayes, S.K., Montgomery, D.R., Newhall, C.G., 2002. Fluvial sediment transport and deposition following the 1991 eruption of Mount Pinatubo. *Geomorphology*, 45(3-4): 211-224.
- Helley, E.J., Smith, W., 1971. Development and calibration of a pressure-difference bed load sampler. *U.S. Geol. Surv. Open File Report*, Washington D.C, USA, 18 pp.
- Hitz, O., Gärtner, H., Monbaron, M., 2006. Reconstruction of erosion rates in Swiss mountain torrents. In: Heinrich, I., Gärtner, H., Monbaron, M., Schleser, G. (Eds.), *TRACE - Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology*. Forschungszentrum Jülich GmbH, Jülich, pp. 196–202.
- Hitz, O.M., Gärtner, H., Heinrich, I., Monbaron, M., 2008a. Wood anatomical changes in roots of European ash (*Fraxinus excelsior* L.) after exposure. *Dendrochronologia*, 25(3): 145-152.
- Hitz, O.M., Gärtner, H., Heinrich, I., Monbaron, M., 2008b. Application of ash (*Fraxinus excelsior* L.) roots to determine erosion rates in mountain torrents. *Catena*, 72(2): 248-258.
- Hodge, R., Brasington, J., Richards, K., 2009. In situ characterization of grain-scale fluvial morphology using Terrestrial Laser Scanning. *Earth Surf. Process. Landf.*, 34 954-968.
- Hoey, T.B., Sutherland, A.J., 1991. Channel morphology and bedload pulses in braided rivers: a laboratory study. *Earth Surf. Process. Landf.*, 16(5): 447-462.
- Holmes, R.R.J., 2010. Measurement of bedload transport in sand-bed rivers: a look at two indirect sampling methods. In: Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D.G. (Eds.), *Bedload-surrogate monitoring technologies*. U.S. Geol. Surv. Sci. Investig. Rpt. 2010-5091.
- Howard, A.D., 2009. Badlands and gullying. In: Parsons, A.J., Abrahams, A.D. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Springer, New York, pp. 265-302.
- Howard, A.D., Selby, M.J., 2009. Rock slopes. In: Parsons, A.J., Abrahams, A.D. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Springer, New York, pp. 189-232.
- Hudson, N.W., 1993. Field measurement of soil erosion and runoff. *FAO soil bulletin*, 68, Rome, 147 pp.
- Hudson, N.W., 1997. Medición sobre el terreno de la erosión del suelo y de la escorrentía. *Boletín de Suelos de la FAO*, 68, Roma, 147 pp.
- Humphries, R., Venditti, J.G., Sklar, L.S., Wooster, J.K., 2012. Experimental evidence for the effect of hydrographs on sediment pulse dynamics in gravel-bedded rivers. *Water Resour. Res.*, 48(1): 1-15.
- INM, 2001. Guía resumida del clima en España 1971-2000. Centro de Publicaciones, Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente, Madrid, 257 pp.
- Iseya, F., Ikeda, H., 1987. Pulsation in bedload transport rates induced by a longitudinal sediment sorting; a flume study using sand and gravel mixtures. *Geogr. Ann., Ser. A, Phys. Geogr.*, 69(A): 15-27.
- ITGE, 1991a. Mapa Geológico de España 1:50.000 (Prádena, 458). Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- ITGE, 1991b. Mapa Geológico de España 1:50.000 (Turégano, 457). Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- ITGE, 2008a. Mapa Geológico de España 1:50.000 (Cantalejo, 430). Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- ITGE, 2008b. Mapa Geológico de España 1:50.000 (Sepúlveda, 431). Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- Karambiri, H., Ribolzi, O., Delhoume, J.P., Ducloux, J., Coudrain-Ribstein, A., Casenave, A., 2003. Importance of soil surface characteristics on water erosion in a small grazed Sahelian catchment. *Hydrol. Process.*, 17(8): 1495-1507.
- Kasanin-Grubin, M., Bryan, R., 2004. Lithological properties and weathering response on badland hillslopes. *Catena*, 70: 68-78.

- Keesstra, S.D., Bruijnzeel, L.A., van Huissteden, J., 2009. Meso-scale catchment sediment budgets: combining field surveys and modeling in the Dragonja catchment, southwest Slovenia. *Earth Surf. Process. Landf.*, 34(11): 1547-1561.
- Kirkby, M.J., Bull, L.J., 2000. Some factors controlling gully growth in fine-grained sediments: a model applied in southeast Spain. *Catena*, 40(2): 127-146.
- Kirkby, M.J., Bracken, L.J., 2009. Gully processes and gully dynamics. *Earth Surf. Process. Landf.*, 34(14): 1841-1851.
- Kosmas, C., Danalatos, N., Cammeraat, L.H., Chabart, M., Diamantopoulos, J., Farand, R., Gutierrez, L., Jacob, A., Marques, H., Martinez-Fernandez, J., Mizara, A., Moustakas, N., Nicolau, J.M., Oliveros, C., Pinna, G., Puddu, R., Puigdefabregas, J., Roxo, M., Simao, A., Stamou, G., Tomasi, N., Usai, D., Vacca, A., 1997. The effect of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. *Catena*, 29(1): 45-59.
- Lam, K.-C., 1977. Patterns and rates of slopewash on the badlands of Hong Kong. *Earth Surf. Process. Landf.*, 2: 319-332.
- LaMarche, V.C., 1968. Rates of slope degradation as determined from botanical evidence, White Mountains, California. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 352-I. U.S. Geol. Surv.
- Lancaster, S.T., Grant, G.E., 2003. You want me to predict what? In: Wilcock, P.R., Iverson, R.M. (Eds.), *Prediction in Geomorphology*. Geophysical Monograph 135. American Geophysical Union, pp. 1-10.
- Lane, S.N., Westaway, R.M., Murray Hicks, D., 2003. Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surf. Process. Landf.*, 28(3): 249-271.
- Laronne, J.B., Shen, H.W., 1982. The effect of erosion on solute pickup from Mancos Shale hillslopes, Colorado, U.S.A. *J. Hydrol.*, 59(1-2): 189-207.
- Laronne, J.B., Reid, I., 1993. Very high rates of bedload sediment transport by ephemeral desert rivers. *Nature*, 366(148-150).
- Laronne, J.B., Reid, I., Yitshak, Y., Frostick, L.E., 1994. The non-layering of gravel streambeds under ephemeral flood regimes. *J. Hydrol.*, 159(1-4): 353-363.
- Laronne, J.B., Wilhelm, R., 2001. Shifting stage-volume curves: predicting event sedimentation rate based on reservoir stratigraphy. In: Anthony, D., Ethridge, F., Harvey, M., Laronne, J.B., Mosley, M.P. (Eds.), *Applying Geomorphology to Environmental Management*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, pp. 33-54.
- Laronne, J.B., Alexandrov, Y., Bergman, N., Cohen, H., García, C., Habersack, H., Powell, D.M., Reid, I., 2003. The continuous monitoring of bedload flux in various fluvial environments. In: Bogen, J., Fregus, T., Walling, D.E. (Eds.), *Erosion and sediment transport measurement in rivers: Technological and Methodological Advances*. Int'l Assoc. Hydrol. Sci. Publ., pp. 134-145.
- Latrón, J., Gallart, F., 1995. Hydrological response of two nested small Mediterranean basins presenting various degradation states. *Phys. Chem. Earth*, 20(3-4): 369-374.
- Lee, H., Liu, J.G., 2001. Analysis of topographic decorrelation in SAR interferometry using ratio coherence imagery. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 39(2): 223-231.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., Miller, J.P., 1964. *Fluvial processes in geomorphology*. Books in Geology. W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- Leopold, L.B., Emmett, W.W., 1977. Bedload measurements, East Fork River, Wyoming. *Proc. Nat'l. Acad. Sci. U.S.A.*, 74: 2644-2648.
- Leopold, L.B., 1994. *A view of the river*. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, 298 pp.
- Lindquist, R.C., 1980. Slope processes and forms at Bryce Canyon National Park. Ph.D. Thesis, University of Utah, Utah, 132 pp.
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., Francke, T., 2009. Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: The River Isábena (Southern Pyrenees). *Geomorphology*, 109(3-4): 210-221.
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., 2011. In-channel sediment storage in a highly erodible catchment: the River Isábena (Ebro Basin, Southern Pyrenees). *Z. Geomorphol.*, 55(3): 365-382.
- López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., Francke, T., 2012. The sediment budget of a highly dynamic mesoscale catchment: the River Isábena. *Geomorphology*, 138(1): 12-28.
- Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Rovéra, G., Astrade, L., Berger, F., 2011. Mapping of erosion rates in marly badlands based on a coupling of anatomical changes in exposed roots with slope maps derived from LiDAR data. *Earth Surf. Process. Landf.*, 36(9): 1162-1171.
- Lucía, A., Vicente, F., Martín-Moreno, C., Martín-Duque, J.F., Sanz, M.A., De Andrés, C., Bodoque, J.M., 2008. Procesos geomorfológicos activos en cárcavas del borde del piedemonte norte de la Sierra de Guadarrama (Provincia de Segovia, España). *Bol. R. Soc. Hist. Nat., Secc. geol.*, 102(1-4): 47-69.
- Lucía, A., Laronne, J.B., Martín-Duque, J.F., Sanz, M.A., 2010. Geomorphic dynamics of gullies developed in sandy slopes of Central Spain. Barranca de los Pinos experimental catchment. In: Egozi, R., Lekach, J. (Eds.), *4th International Seminar on Small Catchments Dynamics: Connectivity in Time and Space*. IAHS, Israel, pp. 6-7.
- Lucía, A., Laronne, J.B., Martín-Duque, J.F., 2011. Geodynamic processes on sandy slope gullies in central Spain – field

- observations, methods and measurements in a singular system. *Geodin. Acta*, 24(2): 61-79.
- Malik, I., 2008. Dating of small gully formation and establishing erosion rates in old gullies under forest by means of anatomical changes in exposed tree roots (Southern Poland). *Geomorphology*, 93: 421-436.
- Malik, I., Matyja, M., 2008. Bank erosion history of a mountain stream determined by means of anatomical changes in exposed tree roots over the last 100 years (Bila Opava River - Czech Republic). *Geomorphology*, 98(1-2): 126-142.
- Mao, L., Comiti, F., Lenzi, M.A., 2010. Bedload dynamics in steep mountain rivers: insights from the Rio Cordon experimental station (Italian Alps). In: Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D.G. (Eds.), *Bedload-surrogate monitoring technologies*. U.S. Geol. Surv. Sci. Investig. Rpt. 2010-5091, pp. 253-265.
- Mao, L., 2012. The effect of hydrographs on bed load transport and bed sediment spatial arrangement. *J. Geophys. Res.*, 117(F3): F03024.
- Maquaire, O., Malet, J.P., Remaitre, A., Locat, J., Klotz, S., Guillon, J., 2003. Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding or gullyng? The case of the Barcelonnette Basin, South East France. *Eng. Geol.*, 70(1-2): 109-130.
- Marín, C., Desir, G., 2008. Procesos de formación de coladas de barro en Bardenas Reales (Navarra, España). In: Benavente, J., García, F.J. (Eds.), *Trabajos de geomorfología en España 2006-2008*. SEG, Cádiz, pp. 93-96.
- Märker, M., Moretti, S., Rodolfi, G., 2001. Assessment of water erosion processes and dynamics in semiarid regions of southern Africa (KwaZulu/Natal RSA; Swaziland) using the Erosion Response Units concept (ERU). *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 24: 71-83.
- Martín-Duque, J.F., 1997. La geomorfología en los estudios del medio físico y planificación territorial. Propuesta metodológica y aplicación a un sector del Sistema Central. Tesis doctoral Thesis, Universidad Complutense de Madrid, 364 pp.
- Martín-Duque, J.F., Pedraza, J., A., D., Sanz, M.A., Carrasco, R.M., 1998. A geomorphological design for the rehabilitation of an abandoned sand quarry in central Spain. *Landsc. Urban Plan.*, 42(1): 1-14.
- Martín-Duque, J.F., Sanz, M.A., Bodoque, J.M., Lucía, A., Martín- Moreno, C., 2010. Restoring earth surface processes through landform design. A 13 year monitoring of a geomorphic reclamation model for quarries on slopes. *Earth Surf. Process. Landf.*, 35: 531-548.
- Martín-Moreno, C., Martín-Duque, J.F., Nicolau, J.M., Sánchez, L., Ruiz, R., Sanz, M.A., Lucía, A., Zapico, I., 2008. A geomorphic approach for the ecological restoration of kaolin mines at the Upper Tagus Natural Park (Spain). In: Decler, K. (Ed.), 6th European conference on ecological restoration. Towards a sustainable future for European ecosystems. Providing restoration guidelines for Natura 2000 habitats and species. SER, Ghent, Belgium, pp. 1-4.
- Martínez-Casasnovas, J.A., Ramos, M.C., 2009. Erosión por cárcavas y barrancos en el área de viña del Alt Penedès-Anoia (NE España). *Cuad. Investig. Geogr.*, 35(2): 223-238.
- Martínez-Casasnovas, J.A., Ramos, M.C., García-Hernández, D., 2009. Effects of land-use changes in vegetation cover and sidewall erosion in a gully head of the Penedès region (northeast Spain). *Earth Surf. Process. Landf.*, 34(14): 1927-1937.
- Marzoff, I., Ries, J.B., Poesen, J., 2011. Short-term versus medium-term monitoring for detecting gully-erosion variability in a Mediterranean environment. *Earth Surf. Process. Landf.*, 36(12): 1604-1623.
- Mashriqui, H.S., Cruise, J.F., 1997. Sediment yield modeling by grouped response units. *J. Water Resour. Plan. Manage.*, 123(2): 95-104.
- Mathys, N., Brochot, S., Meunier, M., Richard, D., 2003. Erosion quantification in the small marly experimental catchments of Draix (Alpes de Haute Provence, France). Calibration of the ETC rainfall-runoff-erosion model. *Catena*, 50: 527-548.
- Mathys, N., Klotz, S., Esteves, M., Descroix, L., Lapetite, J.M., 2005. Runoff and erosion in the Black Marls of the French Alps: Observations and measurements at the plot scale. *Catena*, 63 (2005) 261-281.
- Matthcek, C., Breloer, H., 1992. Root cross-sections tell the load history. *Allg. Forst Jagdztg.*, 163(7-8): 142-145.
- McAuliffe, J.R., Scuderi, L.A., McFadden, L.D., 2006. Tree-ring record of hillslope erosion and valley floor dynamics: Landscape responses to climate variation during the last 400yr in the Colorado Plateau, northeastern Arizona. *Glob. Planet. Change*, 50(3-4): 184-201.
- McCarthy, G.T., 1938. The unit hydrograph and flood routing, Conference of North Atlantic Division, US Army Corps of Engineers. US Engineering Office, New London CT., Providence RI.
- Meyer-Peter, E., Müller, R., 1948. Formulas for bed-load transport, 2nd Meeting, IAHR. IAHR, Stockholm, Sweden, pp. 39-64.
- Milhous, R.T., 1973. Sediment transport in a gravel-bottomed stream. Unpublished PhD Thesis, Oregon State University, Corvallis, 232 pp.
- Mizuyama, T., Laronne, J.B., Nonaka, M., Sawada, T., Satofuka, Y., Matsuoka, M., Yamashita, S., Sako, Y., Tamaki, S., Watari, M., Yamaguchi, S., Tsuruta, K., 2010. Calibration of a passive acoustic bedload monitoring system in Japanese mountain rivers. In: Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D.G. (Eds.), *Bedload-surrogate monitoring technologies*. U.S.

- Geol. Surv. Sci. Investig. Rpt. 2010-5091, pp. 296-318.
- Moreno, F., 1989. Zonas kársticas en la vertiente N de la Sierra de Guadarrama. PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 773 pp.
- Nadal-Romero, E., 2008. Las áreas de cárcavas (badlands) como fuente de sedimento en cuencas de montaña: procesos de meteorización, erosión y transporte en margas del Pirineo Central. PhD Thesis, Universidad de Zaragoza, 434 pp.
- Nadal-Romero, E., Latrón, J., Martí-Bono, Regües, D., 2008a. Temporal distribution of suspended sediment transport in a humid Mediterranean badland area: The Araguás catchment, Central Pyrenees. *Geomorphology*, 97: 601–616.
- Nadal-Romero, E., Regües, D., Latrón, J., 2008b. Relationships among rainfall, runoff, and suspended sediment in a small catchment with badlands. *Catena*, 74: 127-136.
- Nadal-Romero, E., Martínez-Murillo, J.F., Venmaercke, M., Poesen, J., 2011. Scale-dependency of sediment yield from badland areas in Mediterranean environments. *Prog. Phys. Geogr.*, 35(3): 297-332.
- Nadal-Romero, E., Vicente-Serrano, S.M., Jimenez, I., 2012. Assessment of badland dynamics using multi-temporal Landsat imagery: An example from the Spanish Pre-Pyrenees. *Catena*, 96: 1-11.
- Nadal-Romero, E., Regües, D., Martí-Bono, C., Serrano-Muela, P., 2007. Badland dynamics in the Central Pyrenees: temporal and spatial patterns of weathering processes. *Earth Surf. Process. Landf.*, 32(6): 888-904.
- Nelson, P.A., Venditti, J.G., Dietrich, W.E., Kirchner, J.W., Ikeda, H., Iseya, F., Sklar, L.S., 2009. Response of bed surface patchiness to reductions in sediment supply. *J. Geophys. Res.*, 114(F2): F02005.
- Nicholas, A.P., 2000. Modelling bedload yield in braided gravel bed rivers. *Geomorphology*, 36(1–2): 89-106.
- Nichols, M.H., 2007. The Walnut Gulch experimental watershed - 50 years of watershed monitoring and research. In: Graaff, J., Cameron, J., Sombatpanit, S., Pieri, C., Woodhill, J. (Eds.), *Monitoring and Evaluation of Soil Conservation and Watershed Development Projects*. World Assoc. of Soil and Water Cons., Bangkok, pp. 496.
- Nichols, M.H., Stone, J.J., Nearing, M.A., 2008. Sediment database, Walnut Gulch Experimental Watershed, Arizona, United States. *Water Resour. Res.*, 44(5): W05S06.
- Okagbue, C.O., Ezechi, J.I., 1988. Geotechnical characteristics of soils susceptible to severe gullying in eastern Nigeria. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, 38: 111-119.
- Oostwoud Wijdenes, D.J., Ergenzinger, P., 1998. Erosion and sediment transport on steep marly hillslopes, Draix, Haute-Provence, France: an experimental field study. *Catena*, 33(3–4): 179-200.
- Osterkamp, W.R., Toy, T.J., 1997. Geomorphic considerations for erosion prediction. *Environ. geol.*, 29(3-4): 152-157.
- Osterkamp, W.R., Hupp, C.R., Stoffel, M., 2011. The interactions between vegetation and erosion: new directions for research at the interface of ecology and geomorphology. *Earth Surf. Process. Landf.*: 37(1): 23–36.
- Paola, C., 1996. Incoherent structures: turbulence as a metaphor for stream braiding. In: Ashworth, P.J., Bennet, S.J., Best, J.L., Mc Lelland, S.J. (Eds.). *John Wiley and sons.*, pp. 706-723.
- Parker, G., 1990. Surface-based bedload transport relation for gravel rivers. *J. Hydraul. Res.*, 28: 417–436.
- Parker, G., 2008. Transport of gravel and sediment mixtures. In: García, M.H. (Ed.), *Sedimentation Engineering: processes, measurements, modeling, and practice. Manual and Reports on Engineering Practice*. ASCE, Reston, Virginia, pp. 165-252.
- Pelfini, M., Santilli, M., 2006. Dendrogeomorphological analyses on exposed roots along two mountain hiking trails in the Central Italian Alps. *Geogr. ann., Ser. A, Phys. geogr.*, 88(3): 223-236.
- Pesci, A., Fabris, M., Conforti, D., Loddo, F., Baldi, P., Anzidei, M., 2007. Integration of ground-based laser scanner and aerial digital photogrammetry for topographic modelling of Vesuvio volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 162: 123-138.
- Peugeot, C., Esteves, M., Galle, S., Rajot, J., Vandervaere, J., 1997. Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *J. Hydrol.*, 188: 179-202.
- Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G., Valentin, C., 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena*, 50(2–4): 91-133.
- Poesen, J., 2011. Challenges in gully erosion research. *Landf. Anal.*, 17: 5-9.
- Poreh, M., Sagiv, A. and Seginer, I. 1970. Sediment sampling efficiency of slots. *Journal of the Hydraulics Division, Proc. Amer. Soc. Civil Eng.* 96: 2065–2078.
- Powell, D.M., Reid, I., Laronne, J.B., 1999. Hydraulic interpretation of cross-stream variations in bed-load transport. *J. Hydraul. Eng. Amer. Soc. Civil Eng.*, 125(12): 1243-1252.
- Powell, D.M., Reid, I., Laronne, J.B., 2001. Evolution of bed load grain size distribution with increasing flow strength and the effect of flow duration on the caliber of bed load sediment yield in ephemeral gravel bed rivers. *Water Resour. Res.*, 37(5): 1463-1474.
- Powell, D.M., Laronne, J.B., Reid, I., 2003. The dynamics of bedload sediment transport in low-order, upland, ephemeral gravel-bed rivers. *Adv. environ. monit. model.*, 1(2): 1-27.
- Powell, D.M., Laronne, J.B., Reid, I., Barzilay, R., 2012. The bed morphology of upland single-thread channels in semi-

- arid environments: evidence of repeating bedforms and their wider implications for gravel-bed rivers. *Earth Surf. Process. Landf.*, 37(7): 741-753.
- Quansah, C., 1981. The effect of soil type, slope, rain intensity and their interactions on splash detachment and transport. *J. Soil Sci.*, 32(2): 215-224.
- Recking, A., Frey, P., Paquier, A., Belleudy, P., 2009. An experimental investigation of mechanisms involved in bed load sheet production and migration. *J. Geophys. Res.*, 114: 13.
- Recking, A., 2010. A comparison between flume and field bed load transport data and consequences for surface-based bed load transport prediction. *Water Resour. Res.*, 46(3): W03518.
- Regüés, D., Pardini, G., Gallart, F., 1995. Regolith behaviour and physical weathering of clayey mudrock as dependent on seasonal weather conditions in a badland area at Vallcebre, Eastern Pyrenees. *Catena*, 25(1-4): 199-212.
- Regüés, D., Guàrdia, R., Gallart, F., 2000. Geomorphic agents versus vegetation spreading as causes of badland occurrence in a Mediterranean subhumid mountainous area. *Catena*, 40: 173-187.
- Regüés, D., Gallart, F., 2004. Seasonal patterns of runoff and erosion responses to simulated rainfall in a badland area in Mediterranean mountain conditions (Vallcebre, southeastern Pyrenees). *Earth Surf. Process. Landf.*, 29: 755-767.
- Regüés, D., Nadal-Romero, E., Latron, J., Martí-Bono, C., 2009. Producción y transporte de sedimento en cárcavas desarrolladas en la depresión interior altoaragonesa (cuenca de Araguás, Pirineo Central). *Cuad. Investig. Geogr.*, 35(2): 263-287.
- Reid, I., Layman, J.T., Frostick, L.E., 1980. The continuous measurement of bedload discharge. *J. Hydraul. Res.*, 18(3): 243-249.
- Reid, I., Powell, D.M., Laronne, J.B., 1996. Prediction of bedload transport by desert flash floods. *J. Hydraul. Eng.*, 122(3): 170-173.
- Reid, I., Laronne, J.B., Powell, D.M., 1998. Flash-flood and bedload dynamics of desert gravel-bed streams. *Hydrol. Process.*, 12: 543-557.
- Reid, L.M., Dewey, N.J., Lisle, T.E., Hilton, S., 2010. The incidence and role of gullies after logging in a coastal redwood forest. *Geomorphology*, 117(1-2): 155-169.
- Rennie, C.D., Villard, P.V., 2004. Site specificity of bedload measurement using an ADCP. *J. Geophys. Res.*, 109(F3): F03003.
- Rey Benayas, J.M., Martins, A., Nicolau, J.M., Schulz, J.J., 2007. Abandonment of agricultural land: an overview of drivers and consequences. *Perspectives Agriculture, Veterinary Sci., Nutr. Nat. Resour.*, 057(2): 1-14.
- Rice, S.P., Church, M., Wooldridge, C.L., Hickin, E.J., 2009. Morphology and evolution of bars in a wandering gravel-bed river; lower Fraser river, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 56(3): 709-736.
- Rice, S.P., Church, M., 2010. Grain-size sorting within river bars in relation to downstream fining along a wandering channel. *Sedimentology*, 57(1): 232-251.
- Rickenmann, D., McArdell, B.W., 2007. Continuous measurement of sediment transport in the Erlenbach stream using piezoelectric bedload impact sensors. *Earth Surf. Process. Landf.*, 32: 1362-1378.
- Rickenmann, D., Fritschi, B., 2010. Bedload transport measurements using piezoelectric impact sensors and geophones. In: Gray, J.R., Laronne, J.B., Marr, J.D.G. (Eds.), *Bedload-surrogate monitoring technologies*. U. S. Geol. Surv. Sci. Investig. Rpt. 2010-5091, pp. 407-423.
- Rigling, A., Brühlhardt, H., Bräker, O.U., Forster, T., Schweingruber, F.H., 2003. Irrigation effect on tree growth and vertical resin duct production of *P. sylvestris* L. on dry sites in the Central Alps, Switzerland. *For. Ecol. Manage.*, 175: 285-296.
- Rubiales, J.M., Bodoque, J.M., Ballesteros, J.A., Díez-Herrero, A., 2008. Response of *Pinus sylvestris* roots to sheet-erosion exposure: an anatomical approach. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8(2): 223-231.
- Sanz Herráiz, C., 1988. El relieve del Guadarrama oriental. *Consejería de Política Territorial, Comunidad de Madrid, Madrid*, 547 pp.
- Savi, S., Schneuwly-Bollschweiler, M., Bommer-Denns, B., Stoffel, M., Schlunegger, F., 2012. Geomorphic coupling between hillslopes and channels in the Swiss Alps. *Earth Surf. Process. Landf.*: DOI:10.1002/esp.3342.
- Schaank, E.M.H., 1937. Discusion d Smetana, J.: Appareil pour le jaugeage du débit solide entraîné sur le fond du cors d'eau, 1st Meet. Int. Ass. Hydraul. Struct. Res. Append., pp. 93-120.
- Schwab, M., Rieke-Zapp, D., Schneider, H., Liniger, M., Schlunegger, F., 2008. Landsliding and sediment flux in the Central Swiss Alps: A photogrammetric study of the Schimbrig landslide, Entlebuch. *Geomorphology*, 97(3-4): 392-406.
- Schweingruber, F.H., 1990. *Anatomie Europäischer Hölzer*, Haupt, Bern.
- Shields, A.F., 1936. Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. *Hydrodynamics Laboratory Publication*, 167. U.S. Dept. of Agriculture, Soil Conservation Service, Cooperative Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Sidorchuk, A., Marker, M., Moretti, S., Rodolfi, G., 2003. Gully erosion modelling and landscape response in the Mbuluzi River catchment of Swaziland. *Catena*, 50(2-4): 507-525.
- Sirvent, J., Desir, G., Gutierrez, M., Sancho, C., Benito, G., 1997. Erosion rates in badland areas recorded by collec-

- tors, erosion pins and profilometer techniques (Ebro Basin, NE-Spain). *Geomorphology*, 18: 61-75.
- Smart, G., Jaeggi, M., 1983. Sediment transport on steep slopes. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, 64, Zurich, 91-191 pp.
- Smith, H.G., 2008. Estimation of suspended sediment loads and delivery in an incised upland headwater catchment, south-eastern Australia. *Hydrol. Process.*, 22(16): 3135-3148.
- Soler, M., Latrón, J., Gallart, F., 2008. Relationships between suspended sediment concentrations and discharge in two small research basins in a mountainous Mediterranean area Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Geomorphology*, 98: 143-152.
- Sprent, P., Smeeton, N.C., 2001. *Applied Nonparametric Statistical Methods*, Chapman & Hall/CRC Boca Raton, London, New York, Washington, D.C.
- Stoffel, M., 2008. Dating past geomorphic processes with tangential rows of traumatic resin ducts. *Dendrochronologia*, 26(1): 53-60.
- Sweeney, M.R., Loope, D.B., 2001. Holocene dune-sourced alluvial fans in the Nebraska Sand Hills. *Geomorphology*, 38(1-2): 31-46.
- Thomas, M.F., 2001. Landscape sensitivity in time and space. An introduction. *Catena*, 42 (2-4): 83-98.
- Torri, D., Calzolari, C., Rodolfi, G., 2000. Badlands in changing environments: an introduction. *Catena*, 40(2): 119-125.
- Torri, D., Borselli, L., 2003. Equation for high-rate gully erosion. *Catena*, 50(2-4): 449-467.
- Tsakiri, M., Lichti, D., Pfeifer, N., 2006. Terrestrial laser scanning for deformation monitoring. In: Kahmen, H., Chrzanaxski, A. (Eds.), 3rd IAG / 12th FIG Symposium, Baden, pp. 10.
- Turowski, J.M., 2010. Probability distributions of bed load transport rates: A new derivation and comparison with field data. *Water Resour. Res.*, 46.
- Uchida, T., Ohte, N., Kimoto, A., Mizuyama, T., Changhua, L., 2000. Sediment yield on a devastated hill in southern China: effects of microbiotic crust on surface erosion process. *Geomorphology*, 32(1-2): 129-145.
- Uhlenbrook, S., 2003. An empirical approach for delineating spatial units with the same dominating runoff generation processes. *Phys. Chem. Earth*, 28(6-7): 297-303.
- Valentin, C., Poesen, J., Li, Y., 2005. Gully erosion: Impacts, factors and control. *Catena*, 63(2-3): 132-153.
- Van Rijn, L.C., 1984. Sediment transport. *J. Hydraul. Eng.*, 110(10,11,12): 1431-1754.
- Van Rijn, L.C., Gaweesh, M., 1992. A new total load sampler. *J. Hydraul. Eng.*, 118(12).
- Vandekerckhove, L., Muys, B., Poesen, J., De Weerd, B., Coppé, N., 2001. A method for dendrochronological assessment of medium-term gully erosion rates. *Catena*, 45(2): 123-161.
- Vandekerckhove, L., Poesen, J., Govers, G., 2003. Medium-term gully headcut retreat rates in Southeast Spain determined from aerial photographs and ground measurements. *Catena*, 50(2-4): 329-352.
- Védie, E., Costard, F., Font, M., Lagarde, J., 2008. Laboratory simulations of Martian gullies on sand dunes. *Geophys. Res. Lett.*, 35.
- Vegas, J., 2000. El patrimonio geológico de la provincia de Segovia: geodiversidad y geoconservación. Colección Naturaleza y Medio Ambiente. 26, Segovia, 69 pp.
- Vericat, D., Batalla, R.J., 2010. Sediment transport from continuous monitoring in a perennial Mediterranean stream. *Catena*, 82(2): 77-86.
- Verrecchia, E., Yair, A., Kidron, K., Verrecchia, K., 1995. Physical properties of the psammophile cryptogamic crust and their consequences to the water regime of sandy soils. Northwestern Negev desert , Israel. *J. Arid Environ.*, 29: 427-437.
- Vicente, F., 2008. Evolución geomorfológica en tiempos históricos recientes de cárcavas sobre arenas silíceas del borde del piedemonte norte del Guadarrama. Estudio a partir de fuentes documentales. Trabajo de Investigación Tutorizado Thesis, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Vicente, F., Lucía, A., Sanz-Santos, M.A., Martín-Moreno, C., Martín-Duque, J.F., 2008. Origen, evolución y dinámica actual de cárcavas del piedemonte norte del Guadarrama. Métodos de estudio y criterios para su gestión con bases ecológicas, CONAMA (Congreso Nacional del Medio Ambiente), Madrid, pp. 29.
- Vicente, F., Sanz, M.A., Lucía, A., Martín-Duque, J.F., 2009. Evolución geomorfológica en tiempos históricos recientes de cárcavas del borde del piedemonte norte del Guadarrama. Estudio a partir de fuentes documentales. *Bol. R. Soc. Hist. Nat., Secc. geol.*, 103(1-4): 49-64.
- Wells, S.G., Gutierrez, A.A., 1982. Quaternary evolution of badlands in the southeastern Colorado Plateau, USA. In: Yair, A., Bryan, R. (Eds.), *Badland Geomorphology and Piping*. Geobooks, Norwich, pp. 239-258.
- Wenske, D., Jen, C.H., Böse, M., Lin, J.C., 2011. Assessment of sediment delivery from successive erosion on stream-coupled hillslopes via a time series of topographic surveys in the central high mountain range of Taiwan. *Quat. Int.*, in press.
- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Sear, D.A., 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surf. Process. Landf.*, 35(2): 136-156.
- Whitaker, A.C., Potts, D.F., 2007. Analysis of flow competence in an alluvial gravel bed stream, Dupuyer Creek, Montana. *Water Resour. Res.*, 43(7): W07433.

- Whiting, P.J., Dietrich, W.E., Leopold, L.B., Drake, T.G., Shreve, R.L., 1988. Bedload sheets in heterogeneous sediment. *Geology*, 16(2): 105-108.
- Wiles, G.C., Calkin, P.E., Jacoby, G.C., 1996. Tree-ring analysis and Quaternary geology: Principles and recent applications. *Geomorphology*, 16(3): 259-272.
- Wilkerson, F.D., Schmid, G.L., 2003. Debris flows in Glacier National Park, Montana: geomorphology and hazards. *Geomorphology*, 55(1-4): 317-328.
- Williams, G.P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *J. Hydrol.*, 111: 89-106.
- Wong, M., Parker, G., 2006. Reanalysis and correction of bedload relation of Meyer-Peter and Müller using their own database. *J. Hydraul. Eng.*, 132(11): 1159-1168.
- WRB, I.W.G., 2007. World reference base for soil resources 2006, first update 2007. *World Soil Resources Reports*, 103. FAO, Rome.
- Yair, A., Bryan, R.B., Lavee, H., Schwanghart, W., Kuhn, N.J., 2013. The resilience of a badland area to climate change in an arid environment. *Catena*, 106(12-21).
- Young, R.W., Wray, R.A.L., Young, A.R.M., 2009. *Sandstone landforms*. Cambridge University Press, Cambridge.

Listado de tablas y figuras

Listado de tablas

Capítulo 1

Tabla 1 Ventajas e inconvenientes de métodos de medida directa de la erosión en cárcavas

Tabla 2 Referencias de cárcavas desarrolladas en arenas

Capítulo 3

Table 1 References on sandy gullies.

Table 2 Characteristics of HRUs.

Table 3 HRU runoff and sediment yields.

Capítulo 4

Table 1 Land properties that condition a homogeneous hydrological response in the studied HRU/ERU. (a) properties observed at all sampling points, (b) properties measured (with a hand penetrometer and ring infiltrometer) on a few representative points in order to describe the HRU/ERU more accurately, (c) properties measured at each sampling point to check that all samples were taken in the same unit.

Table 2 Characteristics of the studied HRU/ERU. n is the number of sample points.

Table 3 Two-sample comparison tests for homogeneous groups: N (non-exposed rings) and E (exposed rings) for each sample of wood analysed. The codes a and b are referred to the homogenous groups, whereas values in italic indicate that there is not a statistically significant difference at the 95.0% confidence level.

Table 4 Percentage of samples that, within the three main anatomical parameters considered as main indicators of root exposure, defined statistically significant differences between tree rings denoting exposure and those formed under the protection of the soil.

Table 5 Obtained erosion rates and values of the parameters taken into account at each sampled point.

Capítulo 5

Table 1 Summary of the monitored bedload-generating flow events (June 2009 - January 2010) in the Barranca de los Pinos.

Table 2 Summary of spatio-temporal variations in bedload flux based on monitored flow events in the Barranca de los Pinos (June 2009 - January 2010).

Capítulo 6

Tabla 6.1 Características de las laderas escaneadas

Tabla 6.2 Resolución de escaneo y de fichero ráster

Tabla 6.3 Tasas de rebajamiento y acumulación registradas en las laderas de alta pendiente

Tabla 6.4 Características de las HRU

Tabla 6.5 Valores P de la prueba U de Mann-Whitney para las distintas HRU

Tabla 6.6 Producción de escorrentía y sedimentos en las HRU

Tabla 6.7 Concentración de sedimentos en suspensión y en disolución en los dos primeros sifones

Tabla 6.8 Producción de sedimento en el canal de la Barranca de los Pinos

Tabla 6.9 Resumen de tasas de erosión de las distintas zonas de la cuenca

Tabla 6.10 Ventajas y desventajas de los métodos empleados

Listado de figuras

Capítulo 2

Fig. 2.1 Localización del área de estudio (zona enmarcada en la imagen derecha). Localización de la provincia de Segovia dentro de la Península Ibérica (imagen de la izquierda) y afloramientos de rocas cretácicas (en gris oscuro) dentro de la provincia de Segovia (imagen de la derecha).

Fig. 2.2 a) Ampliación del recuadro de la imagen derecha de la Fig. 2.1. Disposición de los afloramientos cretácicos en el entorno de Pedraza, donde forman mesetas y cuestas. Éstas tienen una montera de roca carbonática (tonos grises), mientras que las laderas disecadas por las cárcavas están formadas por arenas con intercalaciones de arcillas y gravas (colores negros). b) Corte geológico esquemático de la zona objeto de esta investigación, donde se observan las mesetas y cuestas desarrolladas sobre materiales sedimentarios de edad Cretácico. c) Detalle de una de las laderas y de la llanura aluvial cercana, donde se muestran los depósitos cuaternarios, como el coluvión carbonático que recubre las laderas no afectadas por fenómenos de acaravamiento, los conos aluviales que caracterizan al pie de las laderas, y los depósitos fluviales. Como puede observarse, el cauce de este curso fluvial, como la mayoría de los del entorno, se encuentra encajado en el basamento.

Fig. 2.3 Bloques diagramas de parte de la zona de estudio (municipio de Orejana) donde se pueden observar los relieves tabulares y la localización de las distintas poblaciones y elementos del paisaje (Díez y Martín-Duque, 2006, p. 218-219).

Fig. 2.4 Climograma de la zona de estudio elaborado con los datos de la estación meteorológica de Segovia entre los años 1971 y 2000 (INM, 2001).

Fig. 2.5 Curvas IDF (Intensidad-Duración-Frecuencia) elaboradas para el municipio de Orejana mediante la aplicación MAXIN (Salas y Fernández, 2007).

Fig. 2.6 Fotografía aérea de una de las mesetas con laderas acaravadas (a, fotografía de Justino Díez). Vista general de una de las laderas acaravadas, donde se observa la montera de rocas carbonáticas y las laderas donde las arenas quedan expuestas como consecuencia del proceso de acaravamiento; las laderas cubiertas por coluvión tienen un tono ocre, y cuentan con mayor densidad de cubierta vegetal (b).

Capítulo 3

Fig. 1 a) Location of the study area. The mesetas and cuestas are capped by limestone and dolostone rocks (grey colour). The hillslopes, dissected by gullies, are underlain by horizontally bedded silica sand deposits, with thin intercalations of clay and gravel (black colour). b) Draft of the geological profile of the area, where the mesetas and cuestas developed on sedimentary rocks can be seen. c) Zoom into the slope of one of the cuestas and its nearby alluvial plain, showing the Quaternary deposits, such as the carbonate colluvium covering the ungullied slopes, the alluvial cone at the slope toe and fluvial deposits.

- Fig. 2 a) Oblique aerial view of gullies (Pedraza region) developed on sandy sediments on the slopes of a small mesa; note the high vegetation cover in the surroundings. b) View of the Barranca de los Pinos gullied catchment (divide in white line), located in one end of a narrow mesa covered with dense vegetation of holm oak and savin juniper. The steeper foreground is outside the catchment. The less steep (mid-photo) corresponds with the interior of the Barranca, colonized with pine stands of *Pinus pinaster*. The main channel drains this area to the right of the image. The lined slopes of the background are in part (central area) capped by limestones and dolostone. Most of the gullied area is underlain by sands. The rest of the gullied surface is covered by limestone-dolostone colluvium. c) Erosive activity of some of the steep sandy slopes (scars of small falls are seen and also perennial inner rills), their variegated beauty and the resultant, non-cohesive availability of eroded material. d) The gullied main channel draining the Barranca de los Pinos. Headcut retreat is limited by these roots and by organic debris (background) and monitored from a fixed stake (pointed with an arrow).
- Fig. 3 Landform map. Units described: (1) high gradient slopes; (2) low gradient slopes; (3) channels. Location of pluviograph, sampling points, scanned areas, benchmarks for the repeat photographs of the high gradient slopes, microplots and knickpoint.
- Fig. 4 Methods (a) Terrestrial Laser Scanner (TLS), in the background is the capped headwall of the Barranca de los Pinos gully; (a') detail of the twin target; (b) HRU monitored with three replicas of micro plots; (c) equipment installed at the outlet of the catchment to monitor water, bedload, suspended sediment and solutes.
- Fig. 5 Bedload sampler scheme where it can be observed: a) channel bed and flow direction ; b) metal lid covering the sampler; c) slot in the lid where the bedload enters into the sampler; d) concrete box; e) pneumatic pillow connected to a f) pressure transducer; g) pressure transducer that measures the water depth; both pressure transducers are connected to a h) datalogger; i) metal box held by the pneumatic pillow where the j) sediment is accumulated; k) lateral window in the metal box, which allows a sedimentological analysis of the bedload; l) the channel is ephemeral, so that the sampler is maintained filled with water up to the maximum, because it starts to monitor bedload when it is completely full with water.
- Fig 6 Landforms that denote active geomorphic processes within the studied sandy gullies.
- Fig. 7 Results obtained with the TLS in two headwall zones, (a) with caprock, calculated erosion rate of 6.6 mm yr^{-1} and (b) without caprock, calculated erosion rate of 28 mm yr^{-1} . The erosion is represented light grey.
- Fig. 8 Runoff and sediment yield produced in the six monitored Hydrological Response Units (HRUs): (1) ungullied slope covered by thick colluvium; (2) exposed Segovia sands; (3) thin limestone-dolostone colluvial deposits covering Segovia sands; (4) exposed Carabias sands; (5) thin limestone-dolostone colluvial deposits covering Carabias sands; (6) exposed sands under pine canopy covered by dead pine needles.
- Fig. 9 Linear retreat of the nickpoint in the channel measured from April 2009 to September 2010.
- Fig. 10 Bedload flux and water discharge at the outlet of the Barranca de los Pinos Catchment during the 9 October 2010 flow event. The contemporaneous rainfall record is also shown.
- Fig. 11 Idealization of the studied sandy gullies, showing (a) their main three different zones and (b) their landscape elements and active geomorphic processes acting at each zone and landscape element.

Capítulo 4

- Fig. 1 Location and geologic setting of the study area.
- Fig. 2 Effects of different active geomorphic processes on vegetation at the three zones of a typical sand slope gully in the area studied, showing the framework for this dendrogeomorphological analysis. The scheme also shows the HRU/ERU studied, highlighted with dotted polygons, over the exposed sands. It consists of bare sandy exposed hillsides with slopes between 15° and 35° . The main active process that takes place in this HRU/ERU is sheet erosion, which produces root exposure. The second picture from above shows one hillslope with exposed tree roots due to sheet erosion.
- Fig. 3 Microscopic image of one of the samples analyzed. A) Cross-section of an exposed root of *P. pinaster*. B) Area within the EW considered for the anatomical analysis.

-
- Fig. 4 Scanned image of a sample in which the radii where ring widths were measured are marked.
- Fig. 5 Growth ring series for one of the samples analyzed. The sudden increase in width measurements is as a result of exposure.
- Fig. 6 Box plot showing changes of EE tracheids in the lumen area as a result of exposure. The first year of exposure is year zero. Negative X values refer to non-exposed tree-rings. In contrast, positive values are linked to exposed tree-rings.
- Fig. 7 Plot showing an example of changes in latewood and growth rings as a response to exposure.
- Fig. 8 Lag in the anatomical signal denoting the first year of exposure based on the consideration of two parameters: percentage of LW and lumen area of EE tracheids.
- Fig. 9 Annual daily maximum precipitation time series for the study site.
- Fig. 10 Chart relating erosion rates and years of exposure of the exposed roots. Erosion rates inside the square are those used in the statistical analysis. The separation of the erosion rates in two populations was verified using the Mann-Whitney' non parametric test. The result obtained defined a p-value < 0.05, indicating statistically significant differences between the medians of the two groups with a 95% confidence level.

Capítulo 5

- Fig.1 Location of the study area. The mesas and cuestras are capped by limestone and dolostone (grey). The hillslopes, dissected by gullies, are underlain by horizontally-bedded silica sand deposits, with thin intercalations of clay and gravel (black).
- Fig. 2 Upstream view showing the two Reid-type bedload samplers in the Barranca de los Pinos.
- Fig. 3 Flow event when bedload flux varied with water depth – 08/12/2010, event 23, right sampler (a). Flow event when bedload flux varied temporally while water depth remained essentially stable – 19/01/2010, event 6 left sampler (b). Flow event when bedload flux varied temporally in a wave-like manner during quasi-constant increase in water depth – 15/01/2010, event 5, left sampler (c).
- Fig. 4 Scatter graph of bedload flux vs. shear stress for all bedload flux data in both samplers (a); example of event (08/12/2010, event 23, right sampler) when bedload flux is coherent with shear stress; $r^2 = 0.74$ (b).
- Fig. 5 D_{50} and D_{90} vs $\tau - \tau_c$ (shear stress minus the critical shear stress) in both samplers and averaged for 5 $N\ m^{-2}$ bins. The critical shear stress was calculated using the Meyer – Peter and Müller (1948) non-dimensional critical shear stress (0.047).
- Fig. 6 Example of clockwise hysteresis (direction of arrows) during event 19 (11/10/2010). LS= left sampler; RS= right sampler.
- Fig. 7 Example of bedload-generating flow event 10 (16/03/2010) when considerable spatial variation in bedload flux occurs. Water is initially very shallow, supplying bedload only to the right sampler. Overcoming a threshold in water depth, bedload is thereafter also transported on the left side of the channel.
- Fig. 8 Detail of the miniature braided pattern of the Barranca channel soon after a bedload-generating flow event occurred (a); detail of the coarser bars and finer-grained anabranches (b); high resolution DEM (0.4 x 0.4 mm) of a channel reach after detrending the longitudinal slope (c), showing the braided pattern, the individual bedforms (complex bars with chutes developing on top of them anabranches surrounding them), and the location of cross sectional profiles along the braidplain dominated by bars and anabranches (marked with arrows) (d).
- Fig. 9 Texture of various riverbed units, with differences of one order of magnitude in the texture of anabranch and bar surfaces (a). Grain size distributions of bedload samples (thin light grey); the bold dashed black line represents the average anabranch subsurface and the bold black line the bar surface. Bedload texture is on average well represented by the average anabranch subsurface. Individual bedload samples are considerably finer-grained than the subsurface and few others considerably coarser, approaching that of the surface of bars. Time-weighted mean GSD of bedload (RS= right sampler; LS= left sampler), is almost identical to the average channel GSD (b).

Fig. 10 Ratio of calculated/measured 10-min averaged bedload flux (i_B) in both samplers.

Fig. 11 Temporal variation of bedload flux (right-sampler) and water depth during events when monitoring duration exceeded 100 min.

Fig. 12 Evaluating the presence of a dominant frequency of bedload flux waves based on Fourier analysis of bedload data for events when monitoring duration exceeded 100 min; water depth signal (a) and bedload flux signal (b).

Capítulo 6

Fig. 6.1 Fotografías de los distintos sectores de laderas de elevada pendiente que han sido monitorizados desde el 2009. Los números corresponden a las tipologías de ladera definidas en el texto y en la Tabla 6.1.

Fig. 6.2 Comparación por pares de los modelos digitales de elevación elaborados para la zonas 1 y 2a en los tres intervalos de tiempo estudiados. El polígono incluye la zona analizada. En colores azules se ha expresado la erosión (rebajamiento) y en rojos la sedimentación (acumulación). Se observa que existen mayores diferencias entre los años 2009 y 2010 que entre el 2010 y 2011. En la zona 1 se aprecia que las mayores diferencias se producen de manera lineal a lo largo de la ladera, debiéndose posiblemente al encajamiento de los regueros permanentes existentes en la zona. No se ha observado ninguna caída de rocas en la montera. En la zona 2a se puede ver la caída de un gran bloque producida a finales de diciembre-principios de enero. En ambas zonas no se ha podido llevar a cabo un buen análisis de la zona de depósito, aunque sí que se detecta el depósito del bloque caído en la zona 2a y la consecuente erosión del mismo.

Fig. 6.3 Comparación por pares de los modelos digitales de elevación elaborados para la zona 2b en los tres intervalos de tiempo estudiados. El polígono incluye la zona analizada. En colores azules se ha expresado la erosión y en rojos la sedimentación. Entre los años 2009 y 2010 se observa un retranqueo generalizado más o menos uniforme de hasta 15 cm motivado por caídas de delgadas capas de material. El material erosionado se deposita en las zonas cóncavas al pie del talud. El año siguiente la erosión en la pared es menos intensa, y por el contrario se observa que el depósito previo es erosionado por una serie de regueros.

Fig. 6.4 Comparación por pares de los modelos digitales de elevación elaborados para la zona 3a en los tres intervalos de tiempo estudiados. Toda la zona fue analizada. En colores azules se ha expresado la erosión y en rojos la sedimentación. En esta zona ambos periodos son bastante activos, sin embargo durante el primer año se observa una erosión generalizada en las laderas que incluso rellena el fondo de algunos regueros; también se observan los depósitos al pie de la ladera. En el año siguiente la erosión es más intensa en el fondo de los regueros. Durante los dos años de registro se puede ver que la erosión es intensa en prácticamente toda la ladera y siendo menor en algunas de las pequeñas divisorias entre los regueros.

Fig. 6.5 Comparación por pares de los modelos digitales de elevación elaborados para las zonas 3b y 4 en los tres intervalos de tiempo estudiados. Los polígonos incluyen las zonas analizadas. En colores azules se ha expresado la erosión y en rojos los depósitos. En la zona 3b, especialmente durante el primer año, se observan caídas de tierra localizadas (con diferencias mayores de 25 cm), así como zonas en las que se produce un retranqueo generalizado producido por pequeñas caídas de tierra similar a lo observado en la zona 2b. Existe un buen registro del depósito, que supera los 30 cm. Al igual que ocurría en la zona 2, parte de estos depósitos son erosionados durante el segundo año en forma de regueros. En la zona 4, cubierta por coluvión, se observa un aumento de volumen con respecto al primer escaneo. Sin embargo, este fenómeno no se debe a una "sedimentación" sino a que las zonas con mayor contenido arcilloso y con pedregosidad, debido a procesos de hielo-deshielo, sufrían un hinchamiento que ha quedado registrado entre los dos primeros escaneos. Este fenómeno es más visible durante el primer año, ya que el intervalo de tiempo comprendido entre los dos escaneos incluye los meses más fríos y no incluye el periodo estival.

Fig. 6.6 Tasas de erosión medidas en las distintas laderas a lo largo de los tres intervalos monitorizados. Como se puede observar de manera gráfica, el primer año fue el más activo, y las cabeceras de las cárcavas con arenas expuestas (2) son las que muestran las mayores tasas de erosión, influyendo de manera importante la longitud de la ladera, que propicia mayores tasas de erosión. Las laderas con montera (1) no presentan un elevado retranqueo, sin embargo, dada su elevada longitud y pendiente presentan tasas de erosión en función del área bastante elevadas. Por último, las laderas próximas a los canales (3) presentan tasas de erosión nada desdeñables y similares en los dos sectores; sin embargo, son mayores en la ladera de

pendiente constante. La ladera menos activa en términos de erosión monitorizada es la recubierta por coluvión.

Fig. 6.7 Relación de las tasas de erosión con la pendiente y la longitud de la ladera, para las distintas tipologías de ladera de elevada pendiente.

Fig. 6.8 Imagen microparcelas de una réplica en las distintas unidades de respuesta hidrológica homogéneas (HRU) tras el evento del 20 de septiembre de 2010, correspondiente a dos años de periodo de retorno. (1) laderas no acaravadas cubiertas por un espeso coluvión (2) arenas de Segovia expuestas; (3) arenas de Segovia cubiertas por un depósito superficial y reciente de coluvión; (4) arenas de Carabias expuestas; (5) arenas de Carabias cubiertas por un depósito superficial y reciente de coluvión; (6) arenas expuestas cubiertas por hojarasca (agujas de pinos). Puede observarse la diferente cantidad de sedimentos producidos en el mismo en las distintas HRU.

Fig. 6.9 Producción de sedimentos y escorrentía en seis unidades de respuesta hidrológica homogénea (HRU) monitorizadas: (1) laderas no acaravadas cubiertas por un espeso coluvión (2) arenas de Segovia expuestas; (3) arenas de Segovia cubiertas por un depósito de poco espesor de coluvión carbonático removilizado; (4) arenas de Carabias expuestas; (5) arenas de Carabias; (6) arenas expuestas cubiertas por hojarasca (agujas de pinos).

Fig. 6.10 Aforador Parshall en el que se puede observar a la izquierda el pocillo tranquilizador y y a la derecha la barra que sujeta los muestreadores tipo sifón (a) y detalle de los muestreadores tipo sifón (b).

Fig. 6.11 Imagen del TIN del canal de la Barranca de los Pinos con las 30 secciones utilizadas para elaborar la sección promedio requerida en el modelo de Bertoldi et al. (2009). La flecha blanca indica la dirección de flujo y las dos líneas gruesas negras indican la posición de los dos muestreadores de carga de fondo. La escala de grises representa las alturas del TIN y la escala en blanco expresa las distancias horizontales.

Fig. 6.12 Resultado de la aplicación en la Barranca de los Pinos del modelo de (Bertoldi et al., 2009), que permite inferir la anchura media de un canal trenzado a partir de un caudal medido.

Fig. 6.13 Mapa de las distintas HRU en las laderas de baja pendiente y de las tipologías de ladera de alta pendiente presentes en la Barranca de los Pinos. HRUs: (1) laderas no acaravadas cubiertas por un espeso coluvión (2) arenas de Segovia expuestas; (3) arenas de Segovia cubiertas por un depósito superficial y reciente de coluvión; (4) arenas de Carabias expuestas; (5) arenas de Carabias cubiertas por un depósito superficial y reciente de coluvión; (6) arenas expuestas cubiertas por hojarasca (agujas de pinos) (7) montera de roca carbonática. Tipologías de ladera de alta pendiente (1) cabeceras con montera rocosa; (2a) cabeceras sin montera rocosa con arenas de mayor longitud; (2b) cabeceras sin montera rocosa con arenas de menor longitud; (3a) laderas próximas al colector con arenas expuestas con ruptura en la pendiente; (3b) laderas próximas al colector con arenas expuestas con pendiente uniforme; (4) laderas cubiertas por coluvión.

Anexos

En esta última sección, se muestran otros trabajos que se han llevado a cabo durante el transcurso de la tesis en forma de colaboraciones con diversos investigadores y estudiantes de doctorado. En primer lugar, se incluyen los resúmenes de tres artículos científicos que no forman parte de la tesis, pero ilustran las colaboraciones llevadas a cabo durante este proceso formativo, que sin duda, han servido para complementar la formación adquirida. Finalmente, se muestra el Curriculum Vitae del doctorando haciendo hincapié en el resto de publicaciones derivadas durante este proceso y en las presentaciones de los resultados parciales en congresos nacionales e internacionales.

Restoring earth surface processes through landform design. A 13-year monitoring of a geomorphic reclamation model for quarries on slopes

Resumen del siguiente artículo:

Martín-Duque, J.F., Sanz, M.A., Bodoque, J.M., Lucía, A., Martín-Moreno, C., 2010. Restoring earth surface processes through landform design. A 13 year monitoring of a geomorphic reclamation model for quarries on slopes. *Earth Surf. Process. Landf.*, 35: 531-548.

Abstract

The application of geomorphic principles to land reclamation after surface mining has been reported in the literature since the mid-1990s, mostly from Australia, Canada and the USA. This paper discusses the reclamation problems of contour mining and quarries on slopes, where steep gradients are prone to both mass movement and water erosion. To address these problems simultaneously, a geomorphic model for reclaiming surface mined slopes is described. Called the 'highwall–trench–concave slope' model, it was first applied in the 1995 reclamation of a quarry on a slope (La Revilla) in Central Spain.

The geomorphic model does not reproduce the original topography, but has two very different sectors and objectives: (i) the highwall–trench sector allows the former quarry face to evolve naturally by erosion, accommodating fallen debris by means of a trench constructed at the toe of the highwall; (ii) the concave-slope base sector, mimicking the landforms of the surrounding undisturbed landscape, promotes soil formation and the establishment of self-sustaining, functional ecosystems in the area protected from sedimentation by the trench. The model improves upon simple topographic reconstruction, because it rebuilds the surficial geology architecture and facilitates re-establishment of equilibrium slopes through the management and control of geomorphic processes.

Thirteen years of monitoring of the geomorphic and edaphic evolution of La Revilla reclaimed quarry confirms that the area is functioning as intended: the highwall is backwasting and material is accumulating at the trench, permitting the recovery of soils and vegetation on the concave slope. However, the trench is filling faster than planned, which may lead to run-off and sedimentation on the concave slope once the trench is full. The lesson learned for other scenarios is that the model works well in a two dimensional scheme, but requires a three-dimensional drainage management, breaking the reclaimed area into several watersheds with stream channels.

Keywords: geomorphic reclamation; landform design; quarry reclamation; hillslope evolution of reclaimed mines; Segovia province (Central Spain)

Dendrogeomorphology in badlands: Methods, case studies and prospects

Resumen del siguiente artículo:

Ballesteros-Cánovas, J.A., Bodoque, J. M., Lucía, A., Martín-Duque, J. F., Díez-Herrero, A., Ruiz-Villanueva, V., Rubiales, J. M., Genova, M. Dendrogeomorphology in badlands: Methods, case studies and prospects. *Catena*, 106: 113-122.

Abstract

Soil and vegetation are interacting factors controlling erosion. Soil degradation processes may affect the normal tree and shrub development and inversely, vegetation can modulate the velocity and intensity of soil development or denudation. A dendrogeomorphological approach can be used to study these interactions, allowing to obtain a date and estimate mean or specific erosion rates. This is especially useful in an unrecorded badlands and gullied environments, where the scarce vegetation may be the only proxy available to quantify the different geomorphic processes which have occurred. This paper provides a fundamental review of the dendrogeomorphological methodology applied to erosion measurement in badlands. Focusing on the response of the vegetation to the geomorphic processes, this paper: (a) describes the methodology developed to estimate erosion rates with exposed roots; (b) shows new advances through case studies; and finally, (c) discusses future lines of research to reduce methodological uncertainties and for making dendrogeomorphology more widely applicable.

Keywords: Tree-ring, Dendrogeomorphology, Badlands, Gully erosion, Sheet erosion

Flow recession as a driver to the morpho-texture of braided streams

Resumen del siguiente artículo:

Storz-Peretz, Y., Laronne, J.B., Surian, N., Lucía, A. Flow recession as a driver to the morpho-texture of braided streams. *Geomorphology* (enviado).

Abstract

Braiding, a common fluvial pattern in different climates, has been widely studied yet scarcely in drylands, where rivers have bare catchments, rapid flow recession and unarmored channel beds. These conditions are responsible for very high bedload discharges, thereby increasing the likelihood for braiding. Our main objective is to compare the morpho-texture of braided streams governed by different hydrological regimes in arid and humid climates.

Measurements were conducted in wadis Ze'elim and Rahaf in the SE hyper-arid Israel and in three humid braided systems, La-Bléone River in Haute Provence (France), the Saisera Torrent and the Cimoliana Torrent in NE Italy. Terrestrial Laser Scanning was used to scan braid cells (bars, anabranches and chutes) extracting high resolution Digital Elevation Models. Wet braid cells in humid environments were surveyed by electronic theodolite. Roughness and the upper tail of grain size distributions were derived from the scanned point clouds or from Wolman sampling.

We demonstrate that anabranches are commonly finer-grained than the bars in dryland systems, contrary to the humid braided systems. In both climates chutes are similar or coarser-grained than the bars which they dissect, in accordance with their steeper gradients due to the considerable relief between bar and anabranches. The Saisera's morpho-texture is similar to that of the dryland braided channels, despite the very humid environment in which it is located.

The hydrograph shape, specifically the duration of flow recession, typical of a climate but not confined to it, determines the morpho-texture of the braided streams and the textural differentiation between a depositional bar and the adjacent anabranches. However, the morpho-texture of chutes and bars results from local erosional processes and is not solely determined by flow recession. This new morpho-texture model enables the identification of primary depositional and erosional braiding processes.

Keywords: gravel-bed rivers, morpho-texture, braid cell, hydrograph, recession, Terrestrial Laser Scanning

Curriculum Vitae

Current position

Research assistant in the Free University of Bolzano from February 2012.

Project: Towards a reliable inundation mapping in South Tyrol (TRUMPS)

Supervisor: Francesco Comiti (Free University of Bolzano)

Education

Degree in Geology (five years degree), Complutense University of Madrid (2006). Specialized in Environmental Geology and Hydrogeology*

Diploma of Advanced Studies (2008) within the PhD program: Hydrogeology, geomorphology and soil sciences. Applications in environmental and risk management, Complutense University of Madrid*

** These are equivalent to a degree in Geology and a Master according to the Bologna agreements*

1. Research projects

- The importance of tillage erosion in forest management following wildfires (Integrated Action Spain-Portugal) 2006-2007.
- Study of processes, erosion rates and sediment transport in gullies located in the North Piedmont of Guadarrama Mountains. Effects in the environment and human activities (CGL2006-07207). 01/10/2006-30/09/2009
- Establish of hydrogeomorphologic criteria to improve the ecological restoration and environmental integration in open mining (CGL2009-14508-C02-01). 01/01/2010-31/12/2010
- Improvement of ecologic and economic efficiency of mining reclamation by geomorphologic reconstruction that favours the hydric control (CGL2010-21754-C02-01, subprogram BTE). 01/01/2011- 31/12/2013
- Restoration and conservation of Madrid ecosystems. Answer to a Global Change (REMEDINAL 2) (S2009AMB-1783) 2010-2013
- Ecological and landscape restoration in kaolin mines in the Upper Tagus Natural Park. Research contract with Caobar Company. 2009-2011
- Towards a reliable inundation mapping in South Tyrol (TRUMPS). 2011-2013

2 Publications

2.1. Peer-reviewed journals

- Lucía, A., Vicente, F., Martín-Moreno, C., Martín-Duque, J.F., Sanz, M.A., De Andrés, C. & Bodoque, J.M., 2008. Active geomorphic processes in gullies located at the North Piedmont of Guadarrama Mountains (Segovia province, Spain). Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica), 102 (1-4), pp. 47-69.

(in Spanish)

- Vicente, F., Sanz, M.A., Lucía, A. & Martín-Duque, J.F., 2009. Geomorphic evolution on historical time in gullies located at the North Piedmont of Guadarrama Mountains. Study by documentary sources *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, 103 (1-4), pp. 49-64. (in Spanish)
- Martín-Duque, J.F., Sanz, M.A., Bodoque, J.M., Lucía, A. & Martín- Moreno, C., 2010. Restoring earth surface processes through landform design. A 13 year monitoring of a geomorphic reclamation model for quarries on slopes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, pp. 531-548
- Bodoque, J.M., Lucía, A., Ballesteros, J.A., Martín-Duque, J.F., Rubiales, J.M., Genova, M., 2011. Measuring medium-term sheet erosion in gullies from trees: A case study using dendrogeomorphological analysis of exposed pine roots in central Iberia, *Geomorphology*, 134, pp. 417-425
- Lucía, A., Laronne, J.B., Martín-Duque, J.F., 2011. Geodynamic processes on sandy slope gullies in central Spain – field observations, methods and measurements in a singular system. *Geodinamica Acta*, 24, pp. 61-79
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Bodoque, J. M., Lucía, A., Martín-Duque, J. F., Díez-Herrero, A., Ruiz-Villanueva, V., Rubiales, J. M., Genova, M., Dendrogeomorphology in badlands: Methods, case studies and prospects. *Catena*, 106, pp. 113-122

2.2. Other publications

- García-Quintana, A., Abad, M.P., Aguilar, M., Alcalá, L., Barrera, I., Cebrián, M., Fernández De Villalta, M.C., García Hidalgo, J.F., Giménez, R., Godfrey, A.E., González-Martín, J.A., Lucía, A., Martín-Duque, J.F., Martín-Loeches, M., Quijada, E., Rodríguez-Borreguero, J.M., Ruiz López De La Coba, R. & Solís, A., 2006. The role of geo-sciences and landscapes in the management of natural parks of Guadalajara (central Spain): In search of suitable applications. In Martín-Duque, J.F., Brebbia, C.A., Emmanouloudis, D.E. & Mander, U. eds. *Geo-environment and landscape evolution*. Southampton, United Kingdom: WIT Press, 317-328
- De Alba, S., Barbero, F., Lucía, A., Guerrero, G., Talavera, M., Martín, C., 2007. Soil redistribution and erosion by tillage: Remodelling agricultural landscapes, European Geosciences Union 2007. *Geophysical Research Abstracts*, Viena, pp. 11324
- Lucía, A., Sanz, M.A., Vicente, F., Martín- Moreno, C., Martín-Duque, J.F., Bodoque, J.M., Pedraza, J. & López, N., 2007. A proposal to study gully erosion on silica sand and arkose slopes in central Spain. In Casalí, J. & Giménez, R. eds. *Progress in gully erosion research*. Pamplona: Universidad Pública de Navarra, pp. 72-73
- Martín-Moreno, C., Martín-Duque, J.F., Lucía, A., Nicolau, J.M. & Zapico, I., 2008. Off-site hydrological impacts of kaolin mines on the Upper Tagus river Natural Park (Spain), Final COST 634 International Conference "On-and Off-site Environmental Impacts of Runoff and Erosion", Aveiro, Portugal, pp. 92
- Lucía, A., Vicente, F., Martín-Moreno, C., Martín-Duque, J.F., Sanz, M.A., De Andrés, C. & Bodoque, J., 2008. Reconnaissance methods to monitor active geomorphic processes in gullies located at the North Piedmont of Guadarrama Mountains. In Benavente, J. & Gómez, F. eds. *Trabajos de geomorfología en España, 2006-2008*. Cádiz, Spain: SEG, pp. 113-116. (in Spanish)
- Martín-Duque, J.F., Nicolau, J.M., Martín-Moreno, C., Sánchez, L., Ruiz-López De La Cova, R., Sanz, M.A. & Lucía, A., 2008. Geomorphology and management in the Upper Tagus Natural Park (1) Determining factors and geomorphic criteria for ecological restoration of caolin mines. In Benavente, J. & Gómez, F. eds. *Trabajos de*

geomorfología en España. Cádiz, Spain: SEG, pp. 459-462. (in Spanish)

- Martín-Moreno, C., Zapico, I., Nicolau, J.M., Martín-Duque, J.F., Lucía, A. & Sanz, M.A., 2008b. Geomorphology and management in the Upper Tagus Natural Park (2). Estimation of sediment yield in Peñalén Stream watershed by RUSLE 1.06. In Benavente, J. & Gómez, F. eds. *Trabajos de geomorfología en España*. Cádiz, Spain: SEG, pp. 463-466. (in Spanish)
- Martín-Moreno, C., Martín-Duque, J.F., Nicolau, J.M., Sánchez, L., Ruiz, R., Sanz, M.A., Lucía, A. & Zapico, I., 2008a. A geomorphic approach for the ecological restoration of kaolin mines at the upper tagus natural park (Spain). In Decler, K. ed. *6th European conference on ecological restoration. Towards a sustainable future for European ecosystems. Providing restoration guidelines for Natura 2000 habitats and species*. Ghent, Belgium: SER, 1-4
- Martínez-Pascual, S., Lucía, A., Vicente, F., Martín-Duque, J.F., Anfuso, G. & Martín-Moreno, C., 2009. Tasas de transporte de carga de fondo arenosa en cárcavas mediante trazadores fluorescentes. In Herrero-Barrero, T., Jiménez-Madrid, A., Ballesteros-Cánovas, J.A., Chamizo-Borreguero, M. & Álvarez-Areces, E. eds. *II jornadas de investigadores en formación en ciencias de la tierra. Libro de actas*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, pp. 88-100
- Sanz, M.A., Martín-Duque, J.F., Martín-Moreno, C., Lucía, A., Nicolau, J.M., Pedraza, J., Sánchez, L., Ruiz, R. & García, A., 2008. Silica sand slope gullying and mining in central Spain: Erosion processes and geomorphic reclamation of contour mining. In Mander, U., Brebbia, C.A. & Martín-Duque, J.F. eds. *Geo-environment and landscape evolution III*. Southampton, United Kingdom: Wessex Institute of Technology (WIT Press), pp. 3-14
- Lucía, A., Martínez Pascual, S., Vicente, F., Martín Duque, J.F., Anfuso, G. & Martín Moreno, C. 2010. Tracking sediment movement at gullies' channels by tracers. In *Human Impact on Gully Erosion. Book of abstracts*. Wojciech Zglobicki (ed). Visegra Found. Lublin, Polonia. pp. 62-64
- Lucía, A., Martín Duque, J.F., Laronne, J. & Sanz, M.A. 2010. Geomorphic dynamics of gullies developed in Sandy slopes of Central Spain. In *Human Impact on Gully Erosion. Book of abstracts*. Wojciech Zglobicki (ed). Lublin, Polonia. Visegra Found. pp. 65-67
- Lucía, A., Martín Duque, J.F. & Laronne, J. 2010. Seguimiento del transporte de sedimentos en un canal efímero de fondo arenoso. La estación experimental de la Barranca de los Pinos. In *Avances de la Geomorfología en España, 2008-2010*. Xavier Úbeda, Damiá Vericat y Ramón Batalla (eds). SEG. Solsona, Spain. pp. 251-254
- Bodoque, J. M., Ballesteros-Cánovas, J.A., Lucía, A., Martín-Duque, J.F., Rubiales, J.M. & Génova, M. 2010. Estimación de tasas de erosión hídrica laminar en el interior de cárcavas arenosas mediante dendrogeomorfología. In *Avances de la Geomorfología en España, 2008-2010*. Xavier Úbeda, Damiá Vericat y Ramón Batalla (eds). SEG. Solsona, Spain. pp. 487-490
- Lucía, A., Martín Duque, J.F., Laronne, J. & Sanz Santos, M.A. 2010. Geomorphic dynamics of gullies developed in sandy slopes of Central Spain. Barranca de los Pinos experimental catchment. In *4th International Seminar on Small Catchments Dynamics: Connectivity in Time and Space. Book of Abstracts and Fieldtrip Guide*. Roey Egozy and Judith Lekach (eds) IAHS. Israel. pp. 6-7
- Bodoque, J.M., Ballesteros, J.A., Lucía, A., Martín-Duque, J.F., Rubiales, J.M. & Genova, M. 2011. Applying dendrogeomorphological analysis for measuring medium-term sheet erosion: a case study of sand slope gullies at central Iberia, EGU General Assembly 2011. *Geophysical Research Abstracts*, Viena, pp. 8823.
- Martín-Duque, J.F., De Alba, S., Alcazar, M., Barbero, F., Cermeño, I., Lucía, A. & Martín-Moreno, C., 2011, Transformación del Territorio y Cambio Global, in (CSIC-UCM), I.d.G.I., ed., 1ª Reunión Científica Instituto de

Geociencias IGEO (CSIC-UCM): Madrid, pp. 75-77.

- Lucía, A., Comiti, F., Borga, M., Cavalli, M. & Marchi, L. 2013. Large wood recruitment and transport during a severe flash flood in North-western Italy. European Geosciences Union 2013. Geophysical Research Abstracts, Viena, Vol. 15, pp. 861.
- Marchi, L., Boni, G., Cavalli, M., Comiti, F., Crema, S., Lucía, A., Marra, F. & Zocatelli, D. 2013. The flash flood of October 2011 on the Magra River basin (Italy): rainstorm characterisation and flood response analysis. European Geosciences Union 2013. Geophysical Research Abstracts, Viena, Vol. 15, pp.11125.

Oral Presentations:

- Lucía, A., Vicente, F., Martín-Moreno, C., Martín-Duque, J.F., Sanz, M.A., De Andrés, C. & Bodoque, J., 2008. Reconnaissance methods to monitor active geomorphic processes in gullies located at the North Piedmont of Guadarrama Mountains. . XI Congreso Nacional de Geomorfología. Cádiz, Spain. 14-19/09
- Lucía, A., Martín-Duque, J.F., Laronne, J.B., Sanz-Santos, M.A., de Andrés, C., Ballesteros, J., Bodoque, J., Martín-Moreno, C. , & Martínez-Pascual, S. 2009. Métodos de estudio de la dinámica geomorfológica en cárcavas desarrolladas sobre laderas arenosas. II Jornadas de investigadores en formación en Ciencias de la Tierra. Madrid, Spain. 10-13/11
- Lucía, A., Martín Duque, J.F. & Laronne, J. 2010. Seguimiento del transporte de sedimentos en un canal efímero de fondo arenoso. La estación experimental de la Barranca de los Pinos. XI Congreso Nacional de Geomorfología. Solsona, Spain. 20-24/09
- Lucía, A., Martín Duque, J.F. y Laronne, J. & Sanz Santos, M.A. 2010. Geomorphic dynamics of gullies developed in sandy slopes of Central Spain. Barranca de los Pinos experimental catchment. 4th International Seminar on Small Catchments Dynamics: Connectivity in Time and Space. Israel. 22-25 /11
- Lucía, A., Comiti, F., Borga, M., Cavalli, M. & Marchi, L. 2013. Large wood recruitment and transport during a severe flash flood in North-western Italy. European Geosciences Union 2013. Viena, 8-12 /04

Previous fellowships

- Cooperation fellowship in the department of Geodynamics, Faculty of Geology. Granted by the Spanish Science and Education Ministry (December 2005 to June 2006)
- Argo fellowship in IDAD, Aveiro University, Portugal. Granted by the General Foundation of Salamanca University (January to April 2007)
- Predoctoral fellowship from Complutense University of Madrid (2007-2011)

Teaching experience

- Teaching assistance at the university for the duration of 120 hours during the courses 2009-2010 and 2010-2011 in the subjects: Environmental Impact Evaluation and land management (MSc in Geology) and Physical environment: relief design and construction (MSc in Ecological Restoration)
- Teaching to high school professors a course entitled: The landscape of Segovia province as a resource for teach-

ing sciences. During 53 hours in the course 2007-2008

Fieldwork experience

- Hired as self employed from October to December of 2006 in the framework of the research project: Tillage erosion and redistribution of the soil. Validation of a 3D simulation model for the analysis of the cumulative long term effect and implications about desertification in the Mediterranean landscapes, project directed by Saturnino de Alba Alonso and financed by Madrid Regional Government. In this project I worked with Total Station and differential GPS
- Topographical surveys with total station*, rainfall simulations and cleaning of runoff and sediment microplots and fences within the framework of the research project 1 (epigraph "research activity")
- My thesis is developed in the framework of the project 2 (epigraph "research activity"), I installed different techniques in the field to monitor geomorphic activity such as two automatic slot bedload samplers (Reid-type), runoff and sediment microplots, two totalized sediment traps, and erosion pins, moreover, I made all the monitoring of these techniques. Altogether I carried out topographical surveys with Total Station, differential GPS and Terrestrial Laser Scanner
- Within the framework of the projects 3, 4 and 6 (epigraph "research activity") I collaborated in the fieldwork by cleaning sediment fences installed in an experimental spoil heap and I did a Terrestrial Laser Scanner survey on it. Moreover I collaborated in the installation and topographical surveys (with Total Station*) of a totalized sediment trap at the outlet of a gully.

Received courses

- The RUSLE, an improvement and review of the USLE. 5 hours. Polytechnic University. Madrid, 18th of January, 2008
- Hydrology in forested catchments: Scientific and management challenges. 30 hours. Salamanca University. La Alberca (Salamanca), 07th -11th of July, 2008
- Course on sediment transport: Measuring, modelling and management. 20 hours. Centre Tecnològic Forestal de Catalunya, Solsona (Lleida) 31st of March - 2nd of April 2009
- Application of techniques of Terrestrial Laser Scanner (TLS) to monitoring active geomorphic processes. 40 hours. Complutense University of Madrid. Madrid 12th-16th of April 2010

Stays abroad

- Stay at Cemagref –Grenoble (France). Granted by Complutense University of Madrid (February to May 2011). Responsible of the stay: Alain Recking

Languages

- Spanish (mother tongue)
- English (advanced level)
- Italian (intermediate level)
- Portuguese (basic level)

Las zonas acarcavadas o badlands se encuentran entre las de mayor erosión a nivel mundial. Estas morfologías suelen estar asociadas con materiales finos (arcillas, limos y margas), aunque también aparecen sobre arenas poco consolidadas. Pese a que se han llevado a cabo numerosos estudios acerca de estas morfologías, los trabajos centrados en cárcavas desarrolladas sobre arenas son muy escasos, en especial si se comparan con los existentes sobre otras litologías. Las cárcavas originadas en arenas son comunes en el centro-este de la Península Ibérica, allí donde afloran formaciones de arenas “en facies Utrillas”; estas morfologías parecen estar vinculadas a un origen antrópico, y su elevada producción de sedimentos genera efectos no deseados sobre tierras agrícolas o carreteras, además de alteraciones en cauces fluviales próximos.

El presente trabajo incluye las primeras investigaciones geomorfológicas detalladas en este tipo de formas del terreno en ambientes mediterráneos. Los objetivos han sido identificar y comprender los procesos geomorfológicos más relevantes en una serie de cárcavas desarrolladas sobre laderas arenosas en la comarca de Pedraza (provincia de Segovia),

