

DATOS CUANTITATIVOS DE LOS PROCESOS GEOMORFICOS FLUVIALES ACTUALES EN LA CUENCA DE LA RIERA DE FUIROSOS (MONTNEGRE, MACIZO LITORAL CATALAN)

María Sala*

RESUMEN

Presentamos en este trabajo los resultados de la medición a lo largo de cuatro años de la actividad geomórfica fluvial de una pequeña cuenca de las Cadénas Costeras Catalanas. Esta actividad es, en un grado elevado, el proceso modelador más efectivo de la cuenca. Sin embargo su acción varía de forma notable tanto en el espacio como en el tiempo; en el primer caso ello es debido a las características geomórficas de la sección estudiada; en el segundo a causa de las características de los acontecimientos meteorológicos. Las tasas de erosión del banco o margen aluvial son aquí mas altas que en las regiones templadas y más bajas que en las semi-áridas, pero concuerdan con las que pueden esperarse en relación al tamaño de la cuenca. Por el contrario, la frecuencia de los procesos efectivos parece inferior a la de los climas templados y superior a la de los lugares semi-áridos. Los procesos efectivos observados han sido de una magnitud y una frecuencia que pueden considerarse normales para esta área climática.

SUMMARY

QUANTITATIVE DATA ABOUT PRESENT FLUVIAL GEOMORPHIC PROCESSES IN RIERA DE FUIROSOS CATCHMENT.

In this work, are exposed the results of four years measurements of fluvial geomorphic activity in a little catchment. This activity is the most effective process in the evolution of the basin. Nevertheless, its action varies notably as much in the space as in the time; in the first case, this is due to the geomorphic properties of the studied section; in the second, it is due, to the characteristics of meteorological events.

* Departamento de Geografía. Universidad de Barcelona

Here the erosion rates of stream bank are higher than in the temperate countries, and lower than in the semi-arid zone, but they are within the expected rates. The observed effective processes have been the standard for this climatic area.

Es poco todavía lo que se sabe sobre los procesos geomórficos actuales en la Península Ibérica, su tipo, magnitud e importancia relativa, ya que gran parte de los trabajos de geomorfología han estado tradicionalmente centrados en la descripción de las formas del relieve y en el estudio de la evolución cronológica o climática de las mismas. *Nuestro objetivo* es el de realizar una modesta contribución en la labor de recoger datos cuantitativos de la dinámica geomórfica que puedan ser, en un futuro, útiles para llegar a un mejor entendimiento de la evolución del paisaje de esta área mediterránea sub-húmeda que se extiende por el noroeste de la costa mediterránea.

La geomorfología fluvial tiene sus orígenes en los trabajos teóricos y cuantitativos realizados por el ingeniero americano HORTON (1945) y posteriormente asimilados en geomorfología por la escuela creada en la Universidad de Columbia por STRAHLER (1952). El paso siguiente se debe a los discípulos de Strahler que ampliaron sus trabajos de medición de las formas del relieve sobre el mapa al estudio de las formas y de los procesos que las engendran con mediciones realizadas en el campo (SCHUMM, 1956). Pero es a partir de la publicación del texto de LEOPOLD, WOLMAN y MILLER (1964) cuando la geomorfología fluvial adquiere un lugar destacado dentro del campo de la geomorfología por el gran avance teórico que llevan a cabo al incorporar conceptos de física y de hidrología y por darles validez mediante la medición repetida en el tiempo y en el espacio de la actividad morfológica de las aguas fluviales.

La obtención de datos cuantitativos de diferentes medios climáticos mediante el uso de instrumentos de campo sencillos es una línea de investigación que ha sido tradicionalmente recomendada por la Unión Geográfica Internacional (LEOPOLD y TRICART, dir. 1967; JAHN y STARKEL, dir. 1972; SLAYMAKER, RAPP y DUNNE, dir. 1978; STARKEL, KOTARBA y GILEWSKA, dir. 1979; SLAYMAKER, DUNNE y RAPP, dir. 1980; OKUDA, SLAYMAKER y DUNNE, dir. 1981) y por la U.N.E.S.C.O.-F.A.O.

(MILLER y LEOPOLD, 1973; DUNNE, 1977), y han sido muchos los investigadores que desde los años sesenta han trabajado en la obtención de datos cuantitativos que les permitiesen establecer un balance de los procesos que actúan en una cuenca fluvial (RAPP, 1960; LEOPOLD et al. 1966; SLAYMAKER, 1972; SCHICK, 1977; DIETRICH y DUNNE, 1978).

En este artículo, que no es sino un avance del trabajo que estamos llevando a cabo en las Cadenas Costeras Catalanas, en un intento de seguir la línea de investigación arriba mencionada, tratamos de realizar una estimación de la magnitud, frecuencia y efectividad de los procesos fluviales, los cuales no habían sido todavía evaluados en detalle en la cuenca, pero que presentan un grado de magnitud y efectividad significativamente mayores que los procesos de vertientes ya evaluados (Sala y Salvador, 1980; Sala, 1981).

Los métodos de medición utilizados, consisten en la realización periódica en el campo de secciones transversales del canal fluvial en dos sectores morfológicamente distintos, y así comparar los cambios que han tenido lugar en el canal a lo largo de un año y antes y después de una determinada crecida, el valor relativo de la cual se deduce del valor del hidrógrafo de una estación de aforo cercana y de la cuantía de la precipitación que ha ocasionado la crecida. En cuanto a la granulometría de los materiales de la terraza, se ha realizado por el método internacional (Robinson) mediante la utilización de tamices, decantación y muestreos con pipeta en el caso de los materiales fijos de la parte superior, y por medio de la medición en el campo del eje *b* de 100 muestras en un metro cuadrado para los materiales gruesos del lecho y de la parte inferior de la terraza.

Rasgos generales de la cuenca de Fuirosos

La riera de Fuirosos es uno de los afluentes de la margen derecha del río Tordera en su paso por la depresión del Vallés, a unos cincuenta kilómetros al norte de Barcelona. Tiene una cuenca de 16,6 Km² y está situada en el macizo del Montnegre, en la mitad norte de las Cadenas Costeras Catalanas (Fig. 1). El desnivel de la cuenca está entre los 750 metros de altura máxima y los 80 metros en su desembocadura.

La roca predominante que constituye el sustrato es el granito,

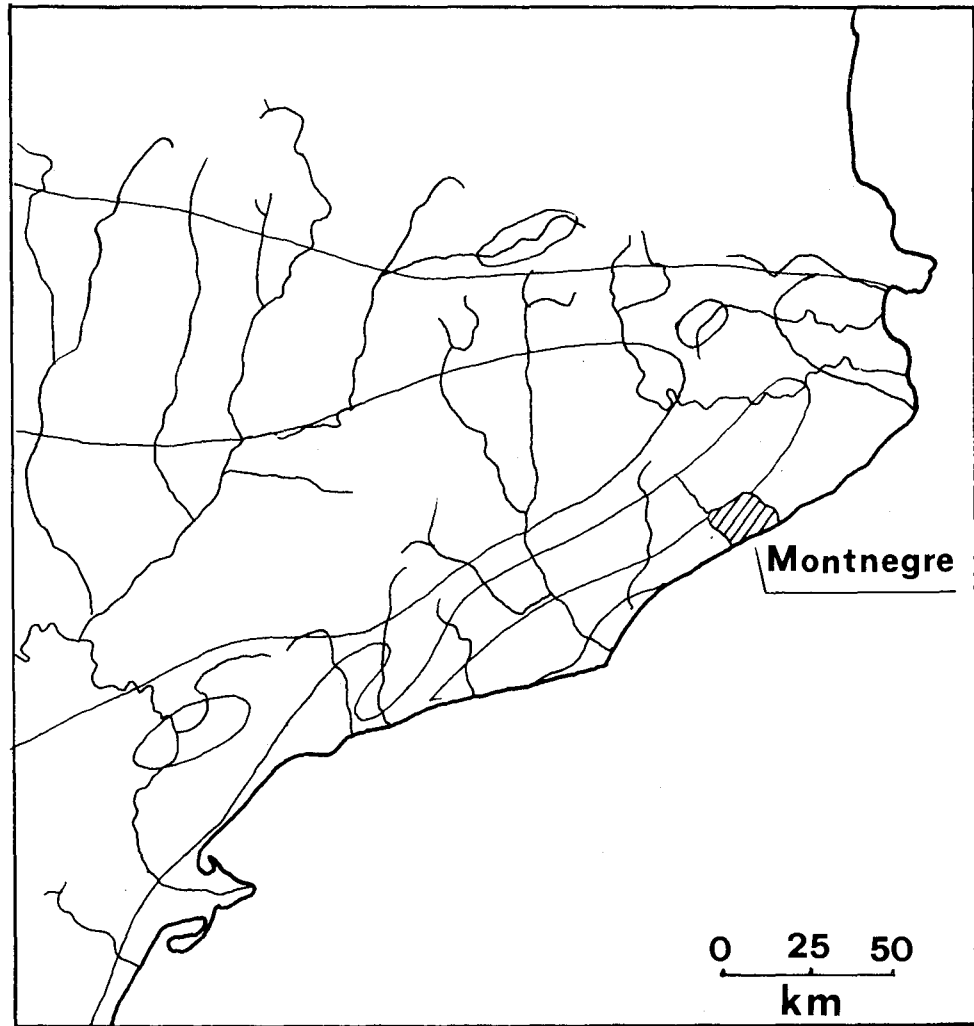


Fig. 1 Situación del área de estudio.

con la excepción de la cabecera del valle en donde se encuentra una banda de filitas. Ambas rocas se presentan muy meteorizadas y han sufrido varios procesos de movilización (Sala 1978) que han dado a las vertientes abundante material superficial transportable al fondo del valle.

La cuenca está profundamente disecada por la incisión, la cual en muchos casos llega casi al interfluvio. Existe una marcada diferencia entre el drenaje permanente o casi permanente y la disección. Así en el primer caso sólo encontramos dos afluentes al curso principal y una densidad de drenaje de $0,59 \text{ Km.Km}^{-2}$, mientras que si miramos la densidad de incisión encontramos un curso de 5° orden con 548 valles de primer orden y una densidad de drenaje de $25,00 \text{ Km.Km}^{-2}$. La circulación permanente se mantiene con aguas muy bajas, especialmente en verano, y puede llegar a desaparecer en años de gran sequía estival como en el caso de 1981, en que dejó de haber circulación superficial hasta el mes de octubre.

Climáticamente estamos en un área templada, con temperaturas medias que oscilan en altitud de $12,0$ a $15,4$ °C. La precipitación media anual oscila con la altitud de 1000 a 775 mm. y los períodos húmedos son primavera y otoño, siendo octubre el mes más lluvioso por término medio, si bien pueden aparecer precipitaciones torrenciales aisladas que producen notables crecidas fluviales en los meses de enero, mayo, septiembre o noviembre. La mayor parte del agua proviene de lluvias intensas y de poca duración, por lo que aunque el total anual pueda parecer alto hay que tener presente que se recoge en unos pocos días del año (aproximadamente 70) y muchas veces en unas pocas horas de estos días. Los valores medios en el área para la intensidad más alta en 24 horas con un período de recurrencia de tres años es de 81,7 mm. en cinco años 95,9 mm., en diez años 113,7 mm. y en veinticinco años 136,3 mm. (Martín Vide, comunicación personal).

La cuenca se halla, en su conjunto, bien recubierta de vegetación, con predominio de una formación mediterránea típica, el alcornocal, que se halla asentado principalmente en las laderas graníticas. En la cabecera de la cuenca se halla un bosque mixto con predominio de castaños. Junto a estos bosques, se encuentran pequeños manchones de bosque claro, de maquia, de brolla, o de plantación de eucaliptus, todo ello en función de la explotación forestal y en algún caso de la ocurrencia de incendios. Por tanto es de esperar que las características generales de la escorrentía en las vertientes estará

dominada por el carácter atenuado que le confiere la existencia de un recubrimiento vegetal y con él, de la existencia de un suelo, el cual, aun siendo poco o muy poco desarrollado, actúa como absorbente de gran parte del agua de precipitación, agua que llega subterránea o subsuperficialmente con determinado retardo al canal fluvial y permite así una circulación fluvial permanente o casi permanente.

Características de la llanura aluvial del sector estudiado

La llanura aluvial de la riera de Fuirosos tiene un carácter discontinuo a lo largo del eje fluvial y se encuentran en ella una terraza aluvial bien desarrollada y la presencia de restos de un segundo nivel más alto. La anchura máxima del fondo del valle cubierto por depósitos aluviales es de 200 metros, si bien en el trozo estudiado, la anchura es de 120 metros, de los cuales 63 pertenecen a la llanura aluvial actual. Los aluviones a través de los cuales circula el curso de agua son en su mayor parte guijarros (tabla 1). El banco tiene una estructura mixta, con los 20-30 cm. superiores compuestos por materiales finos, y la parte inferior por materiales gruesos similares a los del lecho (tablas 1 y 2). Esta estructura compuesta del banco aluvial es responsable de que exista entre ambos una resistencia diferente a la erosión debida a la mayor cohesividad de la parte superior del banco comparada al carácter suelto de la parte inferior, lo cual favorece el proceso de socavamiento (Thorne y Tovey 1981; Imeson y Jungerius 1977). La litología de los materiales de la parte inferior del banco y del lecho consiste en un 52% de filitas nodulosas, un 28% de granito, un 13% de filitas y un 7% de cuarzo y otros materiales de filón.

El lugar de observación está situado a la salida de la cuenca, donde se han controlado desde 1977 dos secciones de carácter geomórfico distinto (figura 2). La sección A está ubicada en un segmento fluvial prácticamente recto y la sección B, 200 metros más abajo que la anterior, está situada en una curva de meandro. Se han realizado varios perfiles transversales de ambas secciones, dos en 1977, antes y después de una crecida, uno en 1980 y otros dos en 1981.

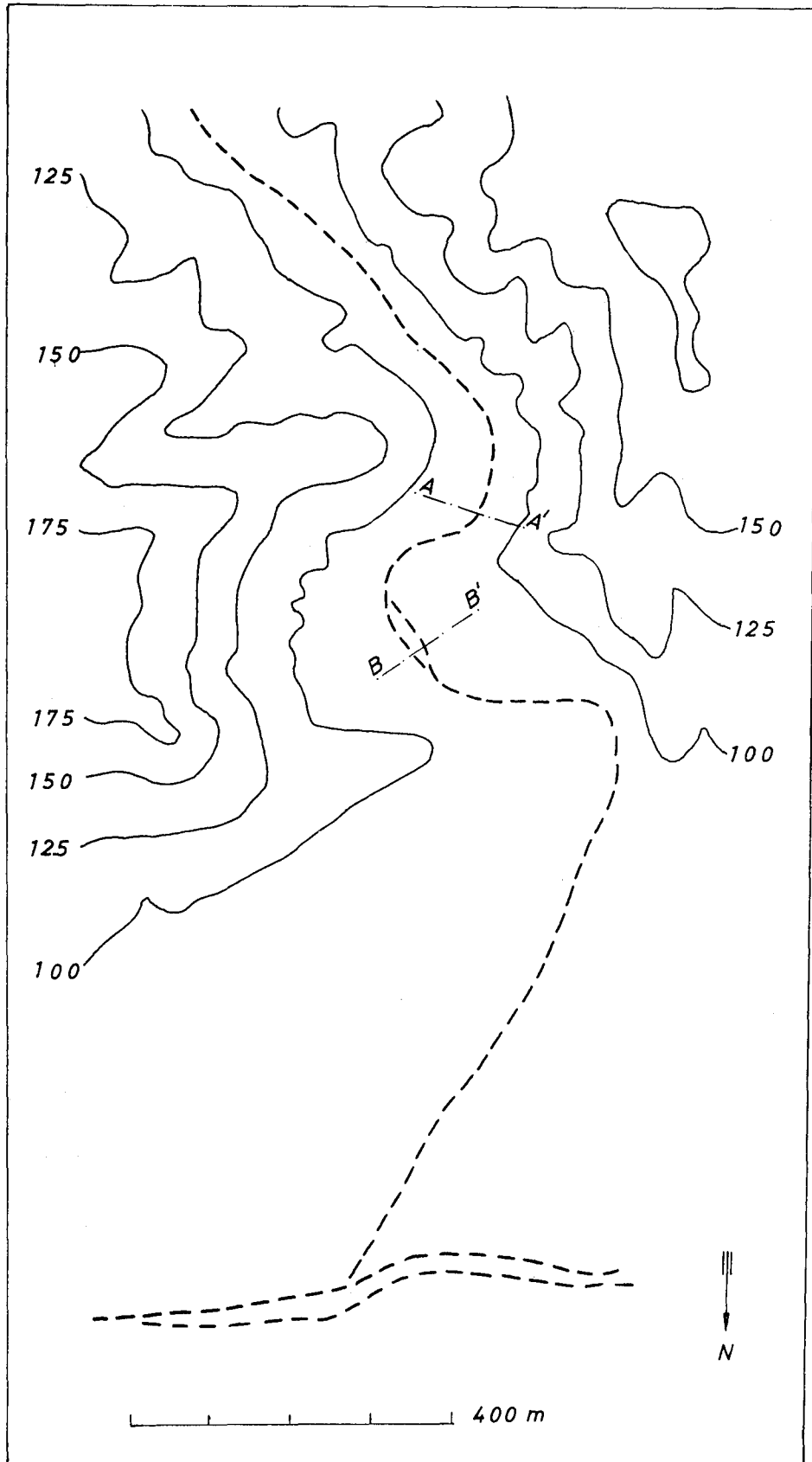


Fig. 2 Situación de las secciones en las que se han trazado perfiles transversales sucesivos a lo largo de 5 años.

Evolución del sector A

En la sección A (fig. 3) el canal tiene una anchura de 13,5 m. en la parte superior del banco y una profundidad máxima de 1,7 m. El primer perfil transversal pone de manifiesto la convexidad de la margen derecha, la concavidad de la margen izquierda y una barra central pequeña, la cual era en su mayor parte arenosa; la corriente de agua está situada al pie del margen izquierdo. El segundo perfil fue realizado un mes más tarde, después de la caída de abundantes lluvias que produjeron un caudal de agua que superó la cabida del lecho. La erosión del banco después de este suceso fue de 0,5 m. de retroceso de la parte superior, más 0,6 m. de socavamiento basal. Debido a que el perfil se realizó poco después de la crecida, el lecho muestra una forma plana y una erosión de 0,3 m., características que es de suponer desaparecieron al terminar la circulación de agua en todo lo ancho del lecho. El siguiente perfil es de mayo de 1980 y realizado en fase de estiaje. En este caso la erosión de la parte superior del banco es de 0,2 m. y el proceso de socavamiento alcanza los 0,7 m.; la forma del lecho es marcadamente disimétrica, con una acumulación en barra lateral (*point bar*) y un pequeño muro de contención natural cercano al banco izquierdo. El último perfil es de septiembre de 1981 y en él se observan pocos cambios en relación a las condiciones anteriores, cambios que consisten sólo en una acumulación de 0,7 m. bajo el banco socavado y un retroceso de 0,2 m. en la parte superior del mismo banco izquierdo (fig. 3 y 4).

Si hacemos un balance de las tasas de erosión en esta sección vemos que ha tenido lugar una erosión de 1,1 m. a causa de una sola crecida, mientras que la supervisión realizada tres años más tarde arroja solamente una tasa de 0,6 m./año, y la realizada al cabo de cuatro años del primer perfil reduce esta tasa a 0,5 m./año.

Si nos fijamos en la acumulación de materiales en la barra lateral (*point bar*) podemos observar que el volumen de materiales erosionados en la margen izquierda es aproximadamente el mismo que el de materiales acumulados en la barra (aproximadamente 1,8 y 1,7 m³ respectivamente). El canal, dentro de la precisión que se obtiene en este tipo de medición) parece haber incrementado ligeramente su área, al mismo tiempo que muestra claramente una tendencia hacia la forma trapezoidal en lugar de la rectangular inicial.

PROCESOS GEOMORFICOS FLUVIALES

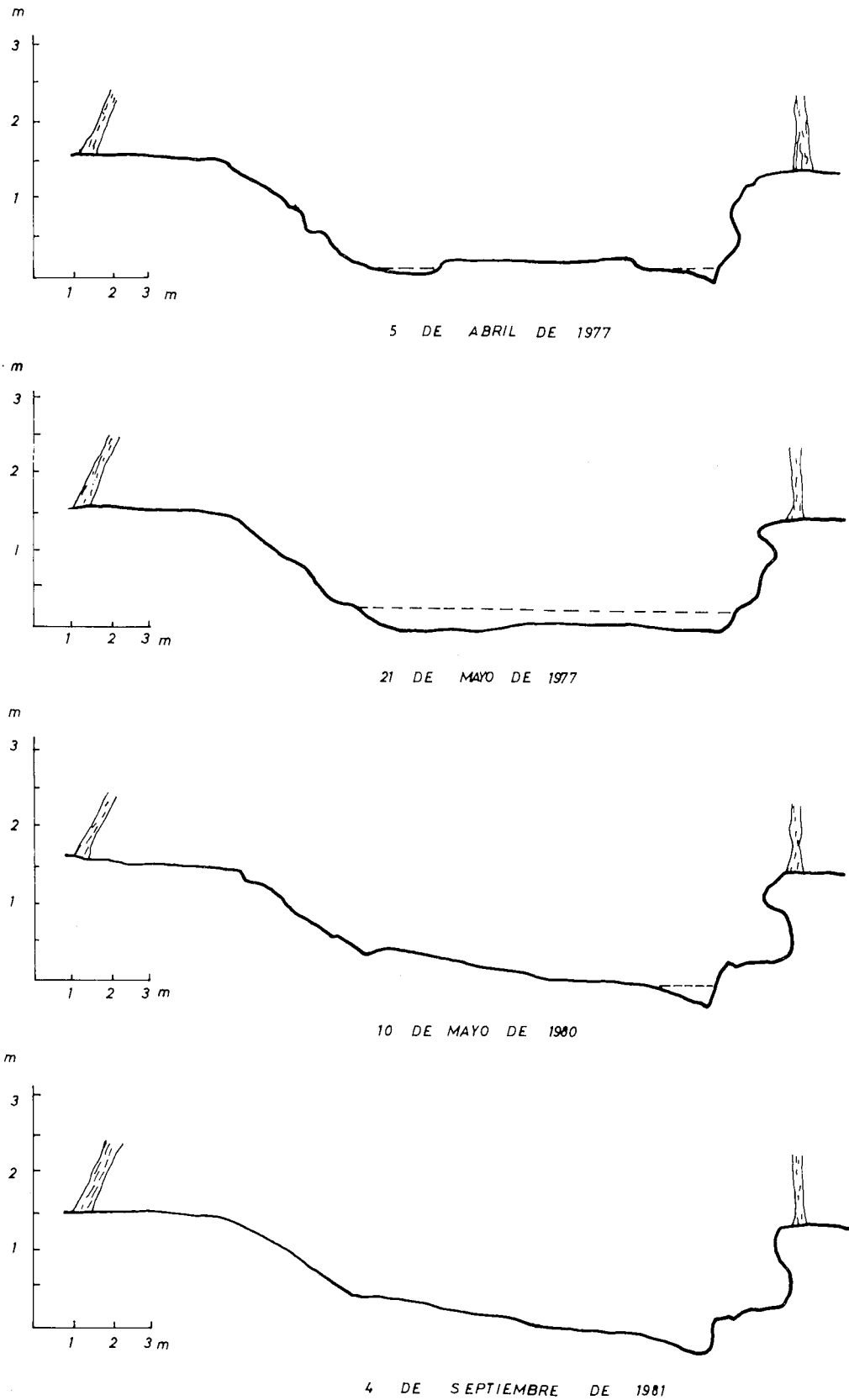


Fig. 3 Perfiles transversales sucesivos en la sección A.

Evolución del sector B

Esta sección (fig. 5) está situada aproximadamente en el eje de un meandro y tiene una barra central bien desarrollada que mide 14 m. de ancho. El lecho tiene una anchura máxima de 28,5 m. y una profundidad máxima de 0,7 m. De los dos canales a ambos lados de la barra sólo el derecho, el cual mide 16,6 m. de ancho, mantiene el flujo de agua después del máximo de la crecida. El primer perfil muestra la disimetría del lecho, con sus dos canales de dimensión diferente, y la existencia de vegetación en la barra central y en el lecho cercano al banco izquierdo; este banco está cortado en una terraza y se eleva a mayor nivel que el banco derecho. La segunda supervisión se realizó después de la crecida de mayo del mismo año 1977, como en la sección anterior. Desgraciadamente, puesto que no previmos la magnitud de los procesos erosivos (como por otra parte parece que nunca se prevé mientras no se han realizado mediciones), nos encontramos con el hecho de que el punto fijo establecido en la margen derecha para el trazado del perfil, un pino de 40 cm. de diámetro y a 1,5 m. de distancia del margen del banco, había sido arrancado por las aguas de crecida y depositado aproximadamente 5 m. aguas abajo de su lugar de origen. La erosión durante este acontecimiento se pudo estimar en 2-3 m. No se realizaron observaciones en 1980 a la espera de situar de nuevo el punto fijo perdido. El siguiente perfil es de septiembre de 1981 y en él se advierte una erosión del banco derecho de 4,2 m., un acrecentamiento vertical de la barra central de 0,4 m., y la práctica desaparición del canal lateral izquierdo debido a una acumulación de alrededor de 0,3 m. en su lecho. Si bien la crecida de 1977 produjo una erosión del banco de más de 2 metros, la media de cuatro años se reduce a 1,0 m/año. Como en la sección anterior, parece haber un balance entre el material erosionado en la margen y el acumulado en la barra central y en el canal izquierdo, así como un ligero incremento del área del canal. Hay que tener presente que a lo largo del meandro, aun cuando el perfil no lo refleje, existe un marcado proceso de socavamiento basal, algunas veces de más de un metro de profundidad, debajo del sistema de raíces de los árboles.

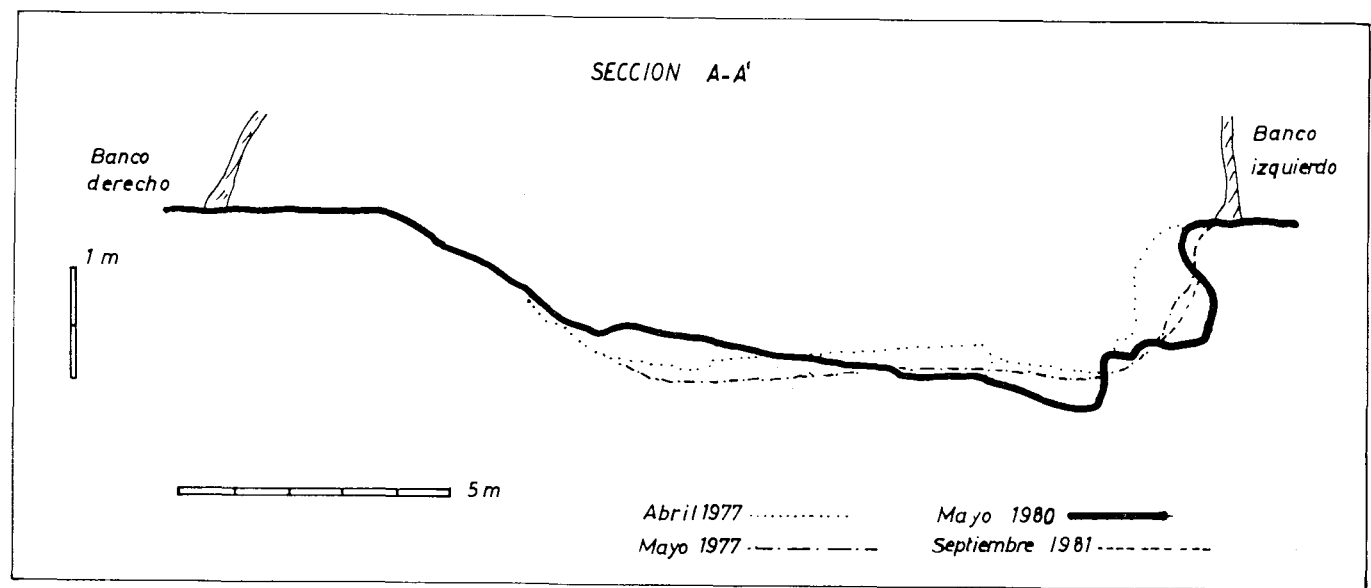


Fig. 4 Superposición de los perfiles transversales sucesivos en la sección A.

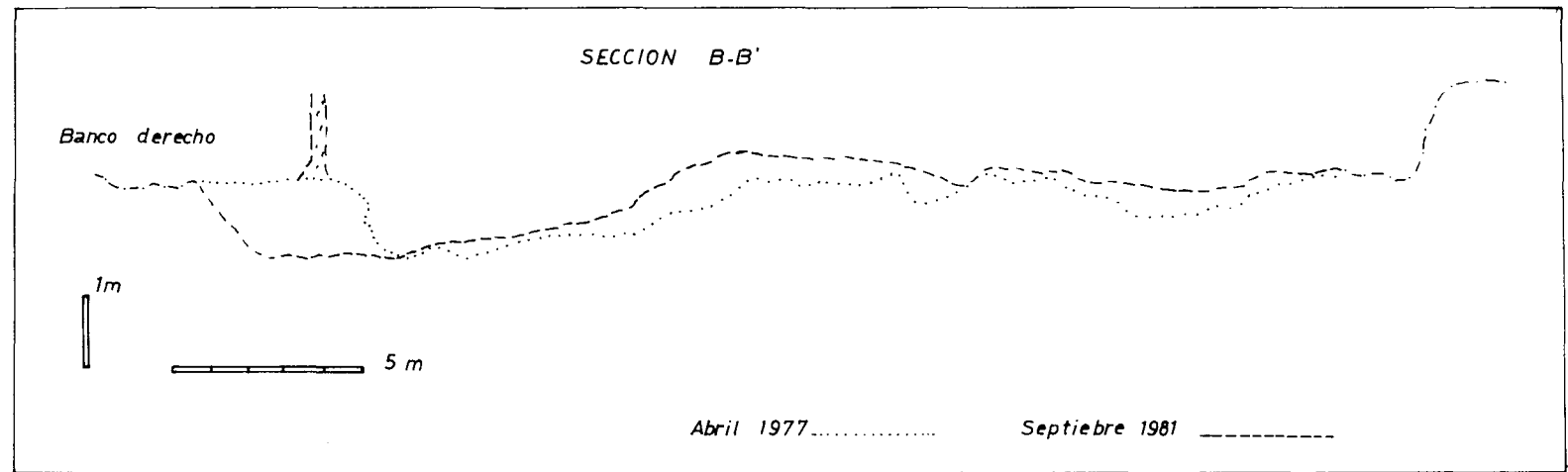


Fig. 5 Superposición de perfiles transversales sucesivos en la sección B.

Discusión

A falta de datos hidrológicos directos de la riera de Fuirosos, hemos buscado los datos de la cercana estación de aforo del Tordera en Sant Celoni, la cual tiene una cuenca de 125 Km² y está a 8 Km. del sector estudiado de Fuirosos. En esta estación los últimos registros anuales muestran dos importantes crecidas en 1977, una en enero, esto es, antes de que empezaran nuestras observaciones en Fuirosos, con 71 m³/s de crecida máxima, y una segunda en mayo con valores máximos de 47 m³/s. En 1978 no se registraron crecidas, pero en enero de 1979 hubo una con un máximo de 61 m³/s. En 1980 y 1981 tampoco hubo crecidas, habiendo sido este último año extremadamente seco puesto que los únicos flujos de agua máximos registrados fueron de 9 m³/s y de 13 m³/s en abril y junio respectivamente.

El cuadro hidrológico de la crecida de enero de 1977 viene acompañado del pluviograma relativo a la misma, por lo que se puede observar que el tiempo de retardo entre el inicio de la lluvia y el máximo de crecida es de 15 horas, que entre éste y el máximo de precipitación es de 8 horas, y que el descenso a condiciones de flujo de agua bajo se realiza en unas 60 horas. Esta crecida, si la consideramos en relación a la precipitación que la produjo, ha de considerarse con un intervalo de recurrencia de tres años.

Los datos de precipitación relacionados con la crecida se han recogido de las estaciones de Sant Celoni y de Breda, esta última a 3,5 Km. de distancia del área de estudio. En enero de 1977 en Sant Celoni cayeron un total de 97 mm. de agua en dos días con una intensidad de 87 mm/24-horas y en Breda un total de 73,4 mm. con una intensidad de 69,2 mm/24-horas. La precipitación de mayo de 1977 en Sant Celoni fue de 96,0 mm. en tres días con un máximo de 35,3 mm/24-horas y en Breda fue de 79,7 mm. en dos días con un máximo de 44,2 mm/24-horas. En enero de 1979 Sant Celoni recibió 170,0 mm. en cuatro días con 66 mm/24-horas de intensidad máxima mientras que Breda recibía 147,1 mm. también en cuatro días y con 50,5 mm./24-horas de intensidad máxima. Las características de la precipitación de los dos últimos eventos son considerados normales para esta área. Sólo la intensidad de enero de 1977 en Sant Celoni es ligeramente superior a las condiciones medias anuales. De todo ello podemos inferir que las condiciones hidrológicas en Fuirosos durante el período de nuestras observa-

ciones no han sido de carácter excepcional para este medio ambiente.

La geometría hidráulica en el estadio bankful en Fuirosos en el sector estudiado se ha evaluado en 12,6 m. de ancho y 0,5 m. de profundidad; el gradiente del lecho en los doscientos metros estudiados es de 0,014 y el coeficiente de rugosidad de Manning se ha estimado en 0,040. Esto nos da una velocidad de 1,87 m/s, una descarga local de 11,83 m³/s y una descarga media de 0,712 m³ .s⁻¹ Km⁻² para el conjunto de la cuenca. En la cuenca del Tordera en Sant Celoni la descarga media oscila entre 0,488 y 0,576 m³ .s⁻¹ Km⁻², lo cual es una diferencia normal comparada con los valores en Fuirosos ya que es sabido que las cuencas más grandes contribuyen menos agua por unidad de área que las cuencas pequeñas (DUNNE y LEOPOLD, 1978).

En la pequeña área del canal estudiado, las tasas de erosión del banco en base a cuatro años de observaciones varían entre 0,5 m/año en el sector rectilínea y 1,0 m/año en el meandro, mientras que la erosión debida a un solo acontecimiento de crecida va desde una erosión de 1,1 m. en el sector rectilíneo a 2-3 m. en el meandro. Estos datos de Fuirosos se ajustan bien a los datos proporcionados por Hooke (1980) en su comparación de los datos publicados sobre erosión de bancos y el área de las cuencas, pero las tasas en Fuirosos son altas si las comparamos con los datos de erosión para un solo evento fluvial de crecida en un tramo de un río de Devon.

Las diferencias de erosión del banco entre secciones de un mismo río muy cercanas una a la otra son un hecho generalmente establecido (Leopold, 1973; Hooke 1980). En Fuirosos, la sección B está situada en un sector altamente erosivo ya que se localiza precisamente algo aguas abajo del apex de un meandro, y por ello su tasa de erosión más elevada es consistente con su posición geomórfica. La sección A está en un sector de poca erosión por coincidir en un segmento casi recto del curso fluvial.

En ambos lugares la erosión en un banco se ve compensada por la depositación, bien en una barra central o lateral, bien en un canal secundario, y en ningún caso la depositación por encima del banco es significativa ni se observa un incremento en la altura del banco. Por tanto la actividad fluvial de la riera de Fuirosos parece estar en una condición de equilibrio en relación a su medio ambiente climático (Leopold, Wolman y Miller, 1964).

Los datos proporcionados por los perfiles transversales sucesivos muestran que los cambios morfológicos efectivos en los bancos y en el lecho han tenido lugar durante acontecimientos hidrológicos que puede esperarse se repitan aproximadamente cada dos años. Parece entonces que los procesos que han modelado este paisaje fluvial tienen un carácter normal (Wolman y Miller, 1960) dentro de este clima mediterráneo sub-húmedo, aunque el trabajo geomórfico ocurra menos a menudo y más intensamente que en medios templados (Hooke, 1980) y más a menudo y con menor intensidad que en medios semi-áridos (Thornes, 1976). La tendencia general del régimen fluvial de Fuirosos es el de un curso de agua estacional intermitente típico de las cuencas de tamaño pequeño o medio de una región sub-húmeda (Tricart, 1969), e intermedia entre los cursos perennes de las regiones húmedas y los cursos efímeros de las tierras semi-áridas.

La discontinuidad en el espacio y en el tiempo de los procesos de erosión en general (Tricart, 1962) y de los procesos fluviales en particular (Tricart, 1959; Leopold, Wolman y Miller, 1964) se pone en evidencia no sólo a través de los datos de campo y de los datos pluviométricos, sino también por el hecho de que si las tasas observadas de desplazamiento del canal fuesen continuas, la anchura del valle actual debería ser mucho mayor que la que encontramos en el presente.

Conclusiones

Entre los procesos observados en la cuenca de Fuirosos desde 1977, la actividad fluvial tiene una efectividad notablemente más alta que la de los procesos de vertiente, incluso si se tiene en cuenta que afectan a un área muy reducida de la misma. Los procesos fluviales han demostrado ser efectivos pero discontinuos, tanto en el tiempo como en el espacio, con valores medios de erosión del banco que oscilan entre 0,5 a 1,0 m/año y con valores máximos de 1,1 y 2-3 m. para una sola crecida. A pesar de estas tasas de erosión el canal mantiene su equilibrio por medio de la depositación de materiales en el banco opuesto al que sufre el proceso de erosión. Los acontecimientos meteorológicos y fluviales que han tenido lugar durante el período de estudio pueden considerarse como normales en un medio mediterráneo sub-húmedo, pero lo cierto es que se necesitan

más datos para confirmar estos resultados iniciales y para establecer la magnitud y efectividad del trabajo geomórfico durante acontecimientos externos.

Agradecimientos

Estoy sumamente reconocida al Dr. Moshe Inbar de la Universidad de Haifa por las mediciones de geometría hidráulica y de composición granulométrica del lecho y parte inferior del banco realizadas en Fuirosos durante el curso de campo que él dirigió en Barcelona en octubre de 1981, así como sus útiles sugerencias en el planteamiento de este artículo. También agradezco en sumo grado a Ferrán Salvador, la ayuda prestada en el trabajo de campo y en el trazado de perfiles desde el inicio de esta investigación, y a Miquel Vilaseca su ayuda en el campo y en el dibujo final de las figuras. La visita del Dr. Inbar a Barcelona ha sido posible gracias a una ayuda de la Comisión Interdepartamental de investigación e Innovación Tecnológica de la Generalidad de Cataluña (C.I.R.I.T.).

BIBLIOGRAFIA

- DIETRICH, W.E. & T., DUNNE, 1978: Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Z. Geomorph. Suppl.* 29, 191-206.
- DUNNE, T., 1977: Evaluation of erosion conditions and trends; in *Guidelines for watershed management, FAO Conservation Guide 1*, 53-63 (ed. S.H. Kunkle), FAO, Rome.
- DUNNE, T. & L.B., LEOPOLD, 1978: *Water in Environmental Planning*, Freeman, San Francisco.
- HOOKE, J.M., 1980: Magnitude and distribution of rates of river bank erosion. *Earth Surface Processes*, 5, 143-157.
- HORTON, R.E., 1945: Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 56, 275-370.
- IMESON, A.C. & P.D. JUNGRIUS, 1977: The widening of valley incisions by soil fall in a forested Keuper area, Luxembourg. *Earth Surface Processes*, 2, 141-152.
- JAHN, A. & L. STARKEL ed., 1972: *Geographia Polonica*, Special issue for the 22nd International Geographical Congress. Commission on Present-day geomorphological processes. Montreal-Vancouver.
- LEOPOLD, L.B., 1973: River channel with time: an example. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 1845-1860.
- LEOPOLD, L.B., W.W. EEMETT & R.W. MYRICK, 1966: Channel and hillslope processes in a semi-arid area, New Mexico. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 325-G.
- LEOPOLD, L.B. & J. TRICART, ed., 1967: Field methods for the study of slope and fluvial processes. *Rev. Geomorph. Dyn.* 4.
- LEOPOLD, L.B., M.G. WOLMAN & J.P. MILLER, 1964: *Fluvial processes in Geomorphology*, Freeman, San Francisco.
- MILLER, J.P. & L.B. LEOPOLD, 1973: Simple measurements of morphological changes in river channels and hill slopes; in *Changes in climate*, UNESCO, 421-427.
- IKUDA, S.O. SLAYMAKER y T. DUNNE (ed), 1981: *Proceedings of the Third Meeting of the IGU Commission on Field Experiments in Geomorphology*; Japanese Geomorphological Union.

- RAPP, A., 1960: Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geogr. Annlr*, 42, 65-200.
- SALA, M., 1978: Présence de formes et formations périglaciaires dans le massif du Montnegre. *Act. Coll. Périgl. Médit.*, Strasbourg, 161-167.
- SALA, M., 1981: Geomorphic processes in a small Mediterranean drainage basin (Catalan Ranges). *Trans. Japanese Geomorph. Union* 2-2, 239-252.
- SALA, M. & F. SALVADOR, 1980: Mediciones de reptación y lavado superficial en la cuenca de la riera de Fuirosos (Montnegre, Macizo litoral catalán). Métodos y resultados. *Revista de Geografía*, XIV, 17-25.
- SCHICK, A., 1977: A tentative sediment budget for an extremely arid watershed in the Southern Negev; in D.O. DOEHRING (ed): "Geomorphology in Arid Regions". *Proc. 8th Geomorph. Symp.*, Binghamton, 139-163.
- SCHUMM, S.A., 1956: The evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 67.
- SLAYMAKER, H.O., 1972: Patterns of present sub-aerial erosion and landforms in mid-Wales. *Trans. Inst. British Geogr.*, 55, 47-68.
- SLAYMAKER, O., A. RAPP & T. DUNNE (ed), 1978: Field Instrumentation and Geomorphological Problems. *Z. Geomorph. Sppl.* 29.
- SLAYMAKER, O., T. DUNNE & A. RAPP (ed.), 1980: Geomorphic experiments on hillslopes. *Z. Geomorph. Sppl.* 35.
- STARKEL, L., A. KOTARBA & S. GILEWSKA (ed), 1979: Proceedings of the 2nd Meeting of the I.G.U. Commission on Field Experiments in Geomorphology. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, XIII.
- STRAHLER, A.N., 1952: Dynamic basis of geomorphology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 63, 923-938.
- THORNE, C.R. & N.K. TOVEY, 1981: Stability of composite river banks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, 469-484.
- THORNES, J., 1976: Semi-arid erosional systems: Case studies from Spain. London School of Economics, Department of Geography, *Occasional Paper* 7.
- TRICART, J., 1959: L'évolution du lit du Guil au cours de la crue de juin 1957: *Bull. de la Section de Géographie Comité Trav. Hist. et Scient. Min. Ed. Nat.* LXXII, 169-403.
- TRICART, J., 1962: Les discontinuités dans les phénomènes d'érosion *Bull A.I.H.S.*, 59, 233-243.
- TRICART, J., 1969: *Le modelé des régions sèches*. S.D.E.S., Paris.
- WOLMAN, M.G. & J.P. MILLER, 1960: Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *J. Geol.*, 68, 54-74.

TABLA 1. Materiales del lecho y de la parte inferior del banco

arena > 2 mm	guijarro 2-64 mm	guijón 64-256 mm.
3%	77%	20%

TABLA 2.a. Composición granulométrica de los materiales de la parte superior del banco obtenida por tamizado

guijarro mm > 5	gránulo mm 2-5	arena gruesa mm 0,5-2	arena mm 0,2-0,5	arena fina mm 0,05-0,2	limo y arcilla mm < 0,05
%	%	%	%	%	%
1,09	1,69	14,80	38,80	36,98	6,64

TABLA 2.b. Composición granulométrica de los materiales de la parte superior del banco obtenida por tamizado, decantación y muestreo con pipeta

arena > 0,2 mm	arena fina 0,05-0,2 mm	limo 0,02-0,05 mm	arcilla < 0,02 mm
%	%	%	%
69,96	32,55	2,5	10,0