

AJUSTES FLUVIALES DERIVADOS DE CAMBIOS DE USOS DEL SUELO EN EL PIRINEO ARAGONES

R. MARTINEZ CASTROVIEJO (1), A. GOMEZ VILLAR (2)
& J. M. GARCIA-RUIZ (1)

(1) Instituto Pirenaico de Ecología, C.S.I.C., Zaragoza

(2) Departamento de Geografía. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño

Resumen. Se estudia la evolución experimentada por diferentes sistemas fluviales del Pirineo Aragonés y se relaciona con los cambios de uso del suelo. Hasta mediados del siglo XX gran parte de los ríos pirenaicos poseían cauces muy inestables, con modelos trenzados caracterizados por la movilidad de las estructuras sedimentarias, el predominio de la carga gruesa y la ausencia de vegetación. En los últimos años se ha producido una notable estabilización, con incisión del cauce en sus propios sedimentos y tendencia a la formación de un canal único. Esta evolución -que los autores atribuyen parcialmente al abandono de tierras agrícolas y a las repoblaciones forestales- indica la existencia de un desequilibrio debido a que los cambios experimentados por la cuenca controlan mejor la producción de sedimentos que la de escorrentía.

Palabras clave: Dinámica fluvial, conos de deyección, ríos torrenciales, repoblación forestal, producción de sedimentos, Pirineos.

Abstract. The evolution undergone by different fluvial systems in the Pyrenees is studied in relation to land-use changes. Up to the middle of the 20th Century most of the Pyrenean rivers had very unstable channels, with braided patterns characterized by the mobility of the sedimentary structures, the predominance of coarse bed load and the absence of plant cover on the alluvial plain. In the last years a remarkable stabilization gave rise, with channel cutting its own sediments. This evolution -imputed partially by the authors to farmland abandonment and to afforestations- points out the existence of a current unbalance between sediment yield and runoff, being the first one best controlled by the present characteristics of the basin.

Key words: Fluvial dynamics, alluvial fans, torrential rivers, afforestation, sediment yield, Pyrenees.

1. Introducción

Es bien conocido el hecho de que el modelo y la dinámica de un canal fluvial están fuertemente controlados por el régimen de caudal -especialmente por las crecidas de baja frecuencia- y por el volumen y tamaño de los sedimentos. Cada río tiende a establecer un equilibrio con la dinámica hidrológica y geomorfológica de las laderas, de manera que cuando dicha dinámica cambia el canal fluvial se ajusta a las nuevas condiciones hidromorfológicas hasta que se alcanza un nuevo equilibrio en el que la pendiente, la

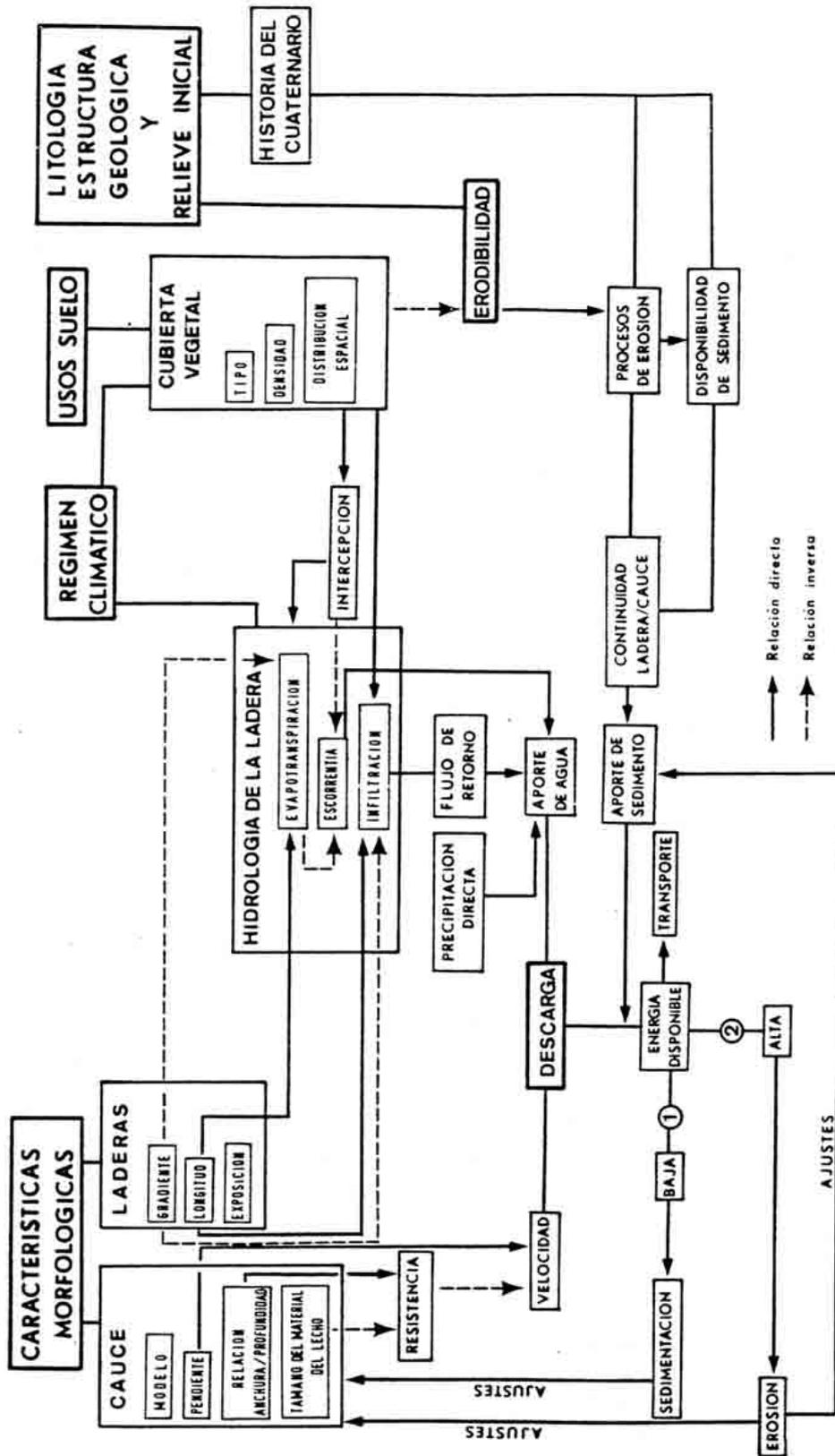


Fig. 1. Interrelaciones que se establecen en un sistema fluvial

anchura y la profundidad sean las más adecuadas para movilizar el caudal y los sedimentos con la máxima eficacia (ver, entre otros, Leopold *et al.*, 1964; Schumm, 1977).

La mayoría de las características de la cuenca son relativamente estables a largo plazo. Ese es el caso de las pendientes, la litología y las precipitaciones, aunque estas últimas pueden verse afectadas por ritmos naturales de diferente longitud de onda. Por el contrario, la vegetación y los usos del suelo pueden cambiar rápidamente en función de objetivos de los grupos humanos. Esto es muy importante porque la vegetación es uno de los factores que mejor controlan la producción de escorrentía y sedimentos en las laderas, como demuestra la Fig. 1, pues afecta por un lado a la erodibilidad y a los procesos de erosión y, por otro, a la intercepción, evapotranspiración, infiltración y procesos de generación de escorrentía.

En los Pirineos la deforestación y la intensificación de las actividades humanas son seguramente responsables de la inestabilidad que caracteriza a muchos ríos: avenidas frecuentes y gran volumen de sedimentos movilizados; los canales adoptan modelos trenzados y cambian frecuentemente de posición, las barras sedimentarias evolucionan con rapidez y la vegetación está casi totalmente ausente en la llanura aluvial.

Sin embargo, en los últimos años han tenido lugar cambios importantes: la mayor parte de las laderas ya no se cultivan y ha aumentado la densidad de la cubierta vegetal. Además, extensas superficies se han repoblado con coníferas, con el fin, no sólo de producir más madera, sino también de controlar la producción de sedimento en las laderas y de incrementar la infiltración. En las páginas siguientes se estudian las consecuencias de tales cambios sobre la dinámica fluvial, especialmente los ajustes vinculados al abandono de tierras agrícolas y a la reforestación.

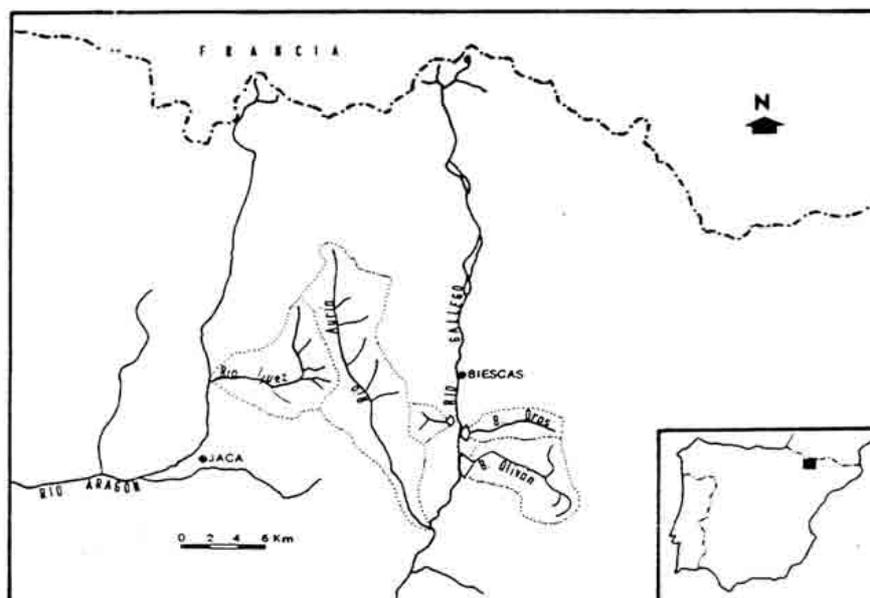


Fig 2. Area de estudio

2. Area de Estudio

El estudio se ha llevado a cabo en el Pirineo Central español, en la banda de flysch eoceno, al Sur de las Sierras Interiores (Fig. 2). Margas y areniscas alternan en estratos muy delgados, fuertemente plegados y fallados por la tectónica alpina. La altitud oscila entre 900 y 2000 m s.n.m. y el relieve se caracteriza por laderas regularizadas y suaves divisorias, alargadas y estrechas, que descienden progresivamente de Norte a Sur.

La débil cohesión del sustrato rocoso favorece el desencadenamiento de procesos de erosión muy activos: movimientos en masa de diferente envergadura (*debris flows*, *slumps*, soliflucción por encima de 1700 m), incisiones de torrentes, cabeceras muy activas, erosión difusa en la mayor parte de las laderas deforestadas (García-Ruiz & Puigdefábregas, 1982; García-Ruiz *et al.*, 1990).

El clima es submediterráneo, algo continentalizado en las laderas más bajas. La precipitación media oscila entre 900 mm en los fondos de valle y 2000 mm en las divisorias (García-Ruiz & Puigdefábregas, 1982). La estación húmeda se prolonga de noviembre a mayo, con una corta sequía en verano. Las lluvias más intensas se registran en otoño.

Por encima de 1700 m s.n.m. las laderas están cubiertas por comunidades herbáceas, consumidas por el ganado en verano. Entre 1300 y 1700 m dominan los bosques de *Pinus silvestris* y *Fagus sylvatica*, mientras que por debajo de 1300-1400 m los bosques densos son relegados a las exposiciones umbrías, estando las solanas ocupadas por campos abandonados, matorrales submediterráneos y pequeños robledales de *Quercus gr. faginea*.

En este ambiente se han estudiado dos de los ríos torrenciales más representativos: el río Ijuez (14 Km de largo, 46 Km² de superficie de cuenca) y el río Aurín (25 Km de largo y 88 Km² de superficie), ambos integrados en cuencas con una geomorfología muy activa y afectada por importantes cambios de uso del suelo. De igual forma se han estudiado los efectos de tales cambios en tres conos de deyección de la llanura aluvial del río Gállego (conos de Escuer, Orós y Oliván). La construcción de estos conos se explica por la fuerte pendiente longitudinal en el tramo final de los torrentes, erosionando depósitos glaciolacustres y atravesando morrenas laterales que constituyen la fuente principal de sedimentos (Barrere, 1966; Serrano, 1991).

3. Material y Métodos

Se han analizado las características granulométricas de los sedimentos actuales y antiguos de los ríos Ijuez y Aurín, desde la cabecera a la desembocadura. En cada punto de muestreo se han seleccionado 100 cantos -siguiendo el método de Wolman (1954)- para medir los ejes longitudinal (a) y transversal (b) y el espesor (c), junto con el radio menor de rodamiento (r). Estos parámetros permiten obtener los diferentes índices morfométricos de Cailleux & Tricart (1963). El tamaño medio de los cantos se refiere en todos los casos al eje (b). Estos datos informan sobre la dinámica histórica y actual de los ríos Ijuez y Aurín.

El efecto de las repoblaciones forestales sobre la dinámica fluvial se ha estudiado por medio de una comparación entre cauces de cuencas repobladas y no repobladas (llamadas también cuencas testigo). Se seleccionaron 25 cuencas repobladas, con una superficie entre 4 y 10 Km², y 17 cuencas testigo, todas ellas muy próximas entre sí. En García-Ruiz & Ortigosa (1988) puede consultarse el método de campo aplicado, destinado a comparar el porcentaje de cubierta vegetal, suelo desnudo, gravas, material fino y sustrato rocoso en el cauce de cuencas repobladas y no repobladas. Igualmente, se obtuvo información sobre el porcentaje de vegetación en los taludes inmediatos al cauce, así como la proporción ocupada por diferentes microambientes geomorfológicos.

En los conos de deyección se tomó información sobre la superficie ocupada por los sectores más activos y por los diferentes usos del suelo, a partir de fotografías aéreas de 1956 y 1987. Igualmente, se hizo un estudio sobre la distribución de las principales comunidades vegetales como base para interpretar la organización espacial de la dinámica hidrológica y sedimentológica de los conos de deyección.

4. Algunos datos sobre el funcionamiento histórico de cuencas torrenciales en el Pirineo central

Numerosas referencias indirectas dan información sobre la torrencialidad histórica de muchos ríos pirenaicos. Las fotografías aéreas de principios y mediados del siglo XX revelan el predominio de canales inestables. El río Cinca, por ejemplo, uno de los afluentes más importantes del Ebro, se caracterizaba en 1929 por un lecho muy amplio cerca de Aínsa, con varios canales que cambiaban de trazado después de cada avenida. Los canales individualizaban barras, carentes casi por completo de vegetación, con evolución muy rápida de forma y tamaño. Las fotografías aéreas sugieren que, en aquel momento, las fuentes de sedimentos eran muy activas, que las crecidas eran frecuentes y violentas y que el lecho era un sistema en renovación permanente, con una gran capacidad para transportar sedimentos. A conclusiones similares llegaron Rubio & Hernández (1990) en el río Ara.

Los ríos Ijuez y Aurín, a otra escala, no eran muy diferentes. En 1956, en el momento en que tienen lugar los grandes cambios de uso del suelo, eran ríos extremadamente torrenciales. La llanura aluvial -de unos 200 m de anchura- estaba ocupada por una gran acumulación de sedimentos gruesos, sin estructuras sedimentarias bien definidas. La vegetación estaba ausente, indicando la inestabilidad del sistema, y los

sedimentos finos eran rápidamente desplazados fuera de la cuenca. En la cabecera, la llegada de materiales al canal se producía por medio de coladas de piedras decamétricas y era evidente que el río carecía de competencia para arrastrar los sedimentos llegados desde las laderas: ese desequilibrio entre capacidad de producción de sedimentos en las laderas y capacidad del río para movilizar esos sedimentos se expresaba geomorfológicamente con la formación de grandes acumulaciones caóticas y heterométricas de bloques y gravas en algunos lugares de la cabecera. Martínez Castroviejo & García-Ruiz (1990) estudiaron uno de estos depósitos en la cabecera del río Ijuez y confirmaron que la movilización de sedimentos por el río es extremadamente lenta, por lo que el perfil longitudinal en ese tramo alcanza el 16% de pendiente.

Es importante tener en cuenta que hasta 1956 las cuencas de los ríos Ijuez y Aurín fueron intensamente explotadas. En gran parte los bosques de cabecera habían sido eliminados para ampliar la superficie de los pastos de verano. Esta sustitución implicó un descenso altitudinal de la banda de procesos periglaciares, especialmente la soliflucción, y la erosión de los suelos localizados en laderas de más de 25-30° por medio de deslizamientos traslacionales o planares (García-Ruiz *et al.*, 1990; García-Ruiz & Puigdefábregas, 1984; García-Ruiz & Del Barrio, 1990). Igualmente, las áreas localizadas entre 1000 y 1400 m fueron deforestadas y transformadas en campos de cereales, en parte afectadas por coladas de piedras y cabeceras activas de barrancos. Las orillas de los ríos -en un flysch muy margoso, fácilmente erosionable- sufrían los efectos de avenidas, de manera que el socavamiento basal activaba la caída directa y masiva de sedimentos en el canal. Así, desde la cabecera a la desembocadura toda la cuenca producía grandes cantidades de sedimentos que el río no era capaz de transportar. La consecuencia es un modelo fluvial caracterizado por la inestabilidad, la ausencia de vegetación en el lecho, la tendencia a la agradación, la fuerte pendiente longitudinal, la división del caudal en varios canales poco jerarquizados, el predominio de los sedimentos gruesos y la frecuente ocurrencia de avenidas violentas, las únicas capaces de facilitar el transporte de bloques y gravas.

La construcción de este tipo de llanuras aluviales tuvo lugar seguramente a lo largo de varios siglos, aunque algunos momentos históricos parecen especialmente favorables. Así, durante los siglos X y XI se produjo la deforestación del límite superior del bosque, coincidiendo con un momento favorable para la expansión de la ganadería trashumante, como ha demostrado Montserrat (1992) por medio de análisis polínicos y sedimentológicos en pequeños lagos de alta montaña, en los que la sedimentación detrítica aumenta bruscamente, prueba de una evidente reactivación de los procesos erosivos. Muy probablemente el siglo XIX se caracterizó también por un aumento de la erosión, coincidiendo con el máximo demográfico en los Pirineos. La necesidad de alimentar a un mayor número de habitantes forzó la expansión de la superficie cultivada, ocupando laderas pendientes e inestables, a veces practicando una agricultura nómada poco productiva (Lasanta, 1988). Los efectos de esas deforestaciones han sido muy grandes en el Delta del Ebro, que experimentó importantes avances hacia el mar durante la Edad Media y a finales del siglo XIX. En Maldonado (1972) puede seguirse el aumento histórico de tamaño del Delta del Ebro. Fácilmente puede deducirse que si una mayor contribución de sedimentos finos llegaba al Delta, se producía un mayor volumen de sedimentos en la montaña, cuyos ríos retenían las partículas más gruesas, precisamente las responsables de la morfología torrencial de las llanuras aluviales.

Uno de los ejemplos más espectaculares de producción de sedimentos es el de la cabecera del valle de Borau, a finales de la Edad Media. El Monasterio de San Adrián de Sasave, construido en el siglo XI, se localizaba a orillas del río Ligüerre y tuvo una intensa actividad cultural y eclesiástica. Sin embargo, varios movimientos en masa de gran tamaño desplazaron un enorme volumen de materiales heterométricos, que llegaron a enterrar totalmente al Monasterio y a todas sus dependencias. Desde finales del siglo XV se perdieron todas las noticias de su existencia hasta que en los años cincuenta del siglo XX fue intuida su presencia bajo un gran depósito de derrubios y posteriormente exhumando, como muestra la Foto 2. La gran acumulación de materiales -entre los que predominan los sedimentos gruesos- ocupa todo el fondo del valle, desbordando sus orillas, y tiene una pendiente longitudinal del 16%.

A mediados del siglo XX la mayoría de los conos de deyección más importantes de los Pirineos apenas eran funcionales. Pero algunos de ellos poseían una actividad parcial. La Fig. 3 muestra que los conos de Escuer, Orós y Oliván tenían un sector cultivado, otro inactivo desde hacía tiempo -colonizado por matorrales e incluso árboles-, otro inactivo desde hacía pocos siglos, con sauces, y otro directamente afectado por las avenidas, sin vegetación y con canales trenzados. De los tres conos estudiados, el de Escuer tenía un sector inestable de notables dimensiones (29.6 % en total, frente al 9.2 % en Orós y el 9.8 % en Oliván). No sabemos, sin embargo, si esa inestabilidad correspondía a los últimos momentos

de la actividad holocena o si era resultado de la reactivación producida por la gestión humana en las cuencas.

El modelo tradicional de funcionamiento de los ríos pirenaicos se caracterizaba, pues, por el predominio de los sedimentos gruesos -incluso bloques- la ausencia o la inestabilidad de estructuras sedimentarias y la ausencia de vegetación, como consecuencia de la importante producción de sedimentos en las laderas y de la torrencialidad. Tales factores estaban controlados por la debilidad del sustrato rocoso y por la intensa deforestación ligada a las actividades agropecuarias.

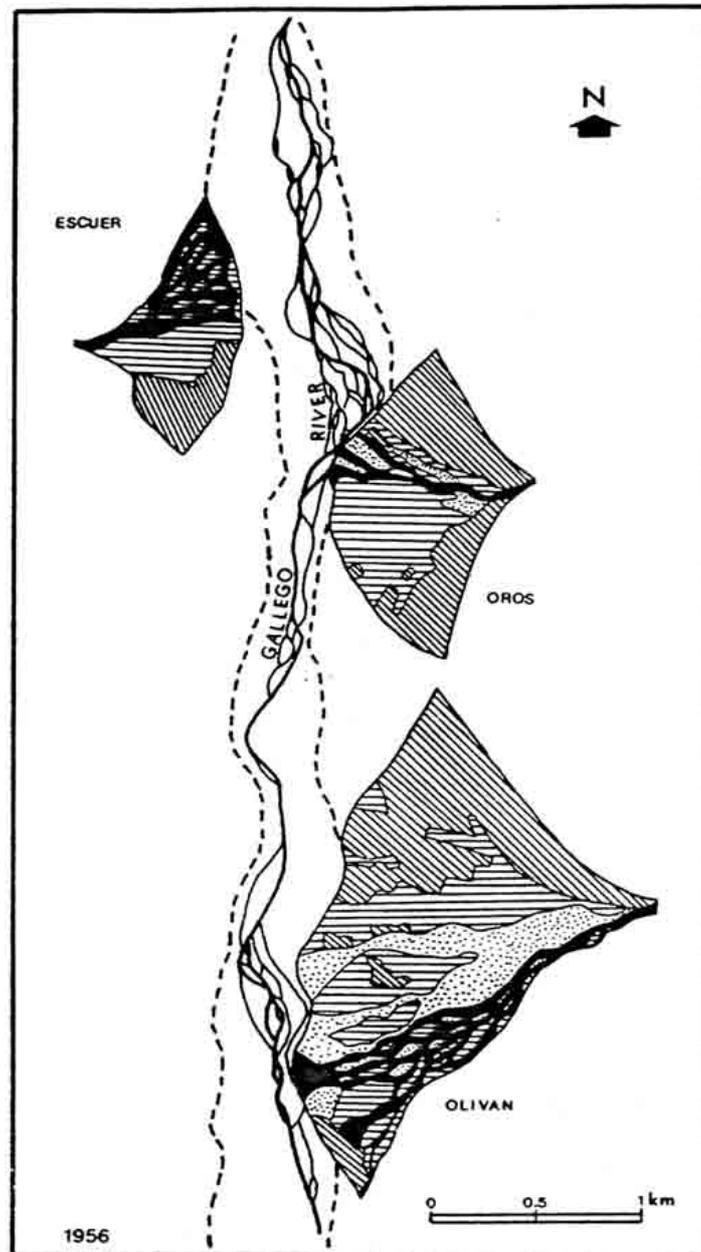


Fig. 3. Diferentes áreas de cada cono aluvial en 1956 (la misma leyenda que la Fig. 6)

5. Cambios en la dinámica fluvial durante el siglo XX

Durante el siglo XX los cambios de uso del suelo han dado lugar a cambios en las comunidades vegetales e, indirectamente, en la capacidad de infiltración y en la producción de sedimentos. Desde finales del siglo XIX las tierras agrícolas más pendientes fueron abandonadas y colonizadas por comunidades herbáceas y matorrales que alcanzan gran densidad 30 ó 40 años después del abandono. Este proceso representa teóricamente un progresivo descenso de la erosión, si la sucesión vegetal no se ve interrumpida, como han demostrado Ruiz-Flaño *et al.*, (1991) en campos abandonados de los Pirineos Centrales. En los valles de Ijuez y Aurín el proceso de abandono de tierras ha afectado a toda la superficie cultivada y todos los pueblos (nueve en total) se encuentran ya despoblados. Es cierto que, debido a la gestión ganadera después del abandono, algunas parcelas se hallan intensamente deterioradas, pero la escorrentía superficial sólo es capaz de evacuar materiales finos; las piedras se mueven con mucha dificultad en los campos abandonados (Ruiz Flaño & García-Ruiz, 1990) debido a la escasa organización de la red de regueros incluso después de muchos años de abandono. Este hecho sugiere que, en general, el abandono de tierras representa un descenso en la producción de sedimentos y que, cuando hay erosión, las parcelas abandonadas son una buena fuente de sedimento grueso.

Paralelamente ha tenido lugar un importante proceso de reforestación con *Pinus silvestris* y *Pinus nigra* (ver Ortigosa *et al.*, 1990). En el valle del Ijuez se han repoblado 1012 Ha y en el del Aurín, 870 Ha, principalmente entre 1955 y 1965. Los resultados han sido muy heterogéneos, ya que los árboles se han plantado en diferentes condiciones topográficas (ver García-Ruiz & Ortigosa, 1992). Por ello, una evaluación global de tales resultados sólo es posible a escala de cuenca. Con ese fin, se han estudiado varias características de los canales, tanto en cuencas repobladas como testigos. La tabla 1 muestra los resultados del Análisis de Varianza (ANOVA), incluyendo sólo los que poseen un nivel de significación superior al 95%. Los canales de las cuencas repobladas cuentan con el mayor porcentaje de cubierta vegetal (79,7%), con el promedio más bajo de suelo desnudo (20.9%) y de gravas en superficie (23.8%) y con las mayores proporciones de sedimento fino (60.9%). El Análisis de Varianza muestra también que las orillas de los ríos de cuencas repobladas tienen un mayor cubrimiento vegetal, mayor proporción de áreas sin erosión y la menor proporción de erosión difusa severa (García-Ruiz & Ortigosa, 1988).

Todos los resultados en canales y orillas apuntan en la misma dirección: en general, la actividad geomorfológica e hidrológica disminuye notablemente en las cuencas repobladas. Así, la vegetación en los lechos indica una menor frecuencia e intensidad de crecidas. La mayor presencia de sedimentos finos evidencia indirectamente un descenso de la energía disponible, incapaz de mover sedimentos gruesos hacia los canales. Puede afirmarse, pues, que las fuentes de sedimentos son, en general, menos activas que antes de la repoblación. Este es un principio generalmente aceptado, pues Binns (1979) demostró en Gran Bretaña que, a medida que los árboles crecen, la escorrentía se reduce, con picos de crecida menores que los producidos en cuencas de pastos.

Existen numerosas evidencias -a diferentes escalas- sobre los cambios de dinámica experimentados por los sistemas fluviales pirenaicos a consecuencia de los cambios de vegetación y de usos del suelo. Los ríos principales muestran un notable descenso de actividad: Así, los ríos Cinca y Ara han estabilizado en gran medida sus estructuras sedimentarias, que permanecen casi sin cambios de tamaño y posición durante los últimos treinta años. La mayoría de las barras están cubiertas de vegetación y se encuentran en diferentes estadios de la sucesión vegetal, algunas de ellas densamente colonizadas por árboles o con comunidades muy complejas de matorral. Sobre las barras, la creciente rugosidad da lugar a sedimentación de finos (arenas). Las áreas no colonizadas corresponden a la cabeza de algunas barras, constituida básicamente por sedimentos muy gruesos, y a pequeñas estructuras sedimentarias recientes, unidas a barras antiguas, pero su presencia es marginal debido a su reducida superficie. En todo caso parece evidente que los mayores signos de inestabilidad se deben a los trabajos de canalización, realizados en los años ochenta, durante los cuales se han removido con maquinaria grandes cantidades de sedimentos del lecho. Esta evolución, bien estudiada en los ríos Cinca y Ara (Rubio & Hernández, 1990) demuestra una menor capacidad para transportar sedimentos desde la cabecera y desde las laderas, y una menor energía para construir nuevas estructuras sedimentarias. Este fenómeno sugiere que las avenidas son menos violentas y que la producción de sedimentos ha disminuido, una conclusión que no puede atribuirse al efecto de embalses de aguas arriba, que no existen en los ríos Cinca y Ara, ni a un posible cambio en la intensidad de las precipitaciones. Estas últimas han registrado algunos eventos de gran intensidad en los

Tabla 1

A) Análisis de Varianza de los cauces en cuencas repobladas y cuencas testigo considerando diversas características como factores (en cuencas de orden 2)

Categorías	% de vegetación (1)	% de suelo desnudo (2)	% de gravas (3)	% de finos (4)	% de sustrato en cauce (5)
Cauce en cuencas repobladas	79.7	20.9	23.8	60.9	10.5
Cauce en cuencas testigo	42.0	72.6	56.3	32.1	22.5

B) Análisis de Varianza de los taludes de cauces en cuencas repobladas y cuencas testigo, considerando diversas características como factores

Categorías	% de vegetación (6)	% de incisiones en regueros (7)	% de erosión muy moderada (8)
Taludes en cuencas repobladas	93.75	1.25	77.50
Taludes en cuenca testigo	74.60	7.10	65.70

Niveles de significación: (1) 0.19; (2) 0.08; (3) 0.07; (4) 0.05; (5) 0.05; (6) 0.17; (7) 0.08; (8) 0.16

Fuente: García-Ruiz & Ortigosa (1988)

últimos treinta años, especialmente en noviembre de 1966 y de 1982 (García-Ruiz *et al.*, 1983; Puigdefábregas & Martí, 1983).

En ríos torrenciales de tamaño medio -ríos Ijuez y Aurín- se aprecian también cambios importantes. Una comparación entre las fotografías aéreas de 1956 y 1983 muestra una mayor colonización vegetal, aunque raras veces en comunidades densas: los sedimentos gruesos ocupan todavía el fondo de valle, pero no hay signos de renovación de material. El estudio de las fotos aéreas sugiere que se ha producido una marcada estabilización y que, en buena parte, la llegada de nuevos sedimentos desde las laderas se ha bloqueado.

Sobre el terreno se aprecia que los ríos Ijuez y Aurín están sometidos a procesos de degradación, incidiendo el canal hasta una profundidad de 2 metros, dejando a ambas orillas pequeños niveles de terraza muy recientes. El antiguo modelo trenzado, característico de los ríos torrenciales con elevada carga de fondo, se sustituye ahora por un modelo de canal confinado. Este proceso no es exclusivo del canal principal, sino también de los afluentes más importantes, con capacidad para desarrollar su propia llanura aluvial. La incisión es similar a la producida aguas abajo de presas de retención de sedimentos, como consecuencia del excedente de energía de que dispone el río al ver reducida bruscamente su carga sedimentaria (García-Ruiz & Puigdefábregas, 1985; Martínez Castroviejo *et al.*, 1990).

Los nuevos niveles de terraza son fácilmente colonizados por la vegetación, porque quedan cada vez más por encima del nivel de avenidas. Además dicha vegetación es más mediterránea, incluyendo boj y pinos, ya que el nivel freático está más profundo y las plantas sufren fuertes stresses hídricos y térmicos.

Es evidente que ha tenido lugar un descenso en la producción de sedimentos. Con el fin de comprender cuál es la reacción de los ríos ante este hecho, debe tenerse en cuenta que la energía disponible por los ríos no ha experimentado cambios notables. El muestreo granulométrico de los sedimentos antiguos a lo largo del cauce confirma que su tamaño medio es similar al de los sedimentos transportados actualmente (ver Fig. 4). La única diferencia es el mayor coeficiente de variación de los sedimentos antiguos, indicando una mayor heterometría, debida en algunos casos a la meteorización *in situ* y en otros casos a la deposición de sedimentos en suspensión durante el tramo descendente de la curva del hidrograma.

Una comparación entre los índices de aplanamiento de depósitos de diferente edad confirma también que la capacidad de transporte de los ríos Ijuez y Aurín no ha cambiado considerablemente en las últimas décadas. La Fig. 5 a y b muestra la evolución del índice de aplanamiento desde la cabecera en depósitos actuales y antiguos. Las curvas de ambas tendencias se ajustan prácticamente a la misma ecuación, lo que determina índices iguales para distancias similares desde las cabeceras.

La Fig. 5 c muestra la integración de los índices morfométricos de depósitos actuales y antiguos en el río Aurín. Ambas nubes de puntos encajan entre ellas, demostrando que los patrones que gobiernan el rodamiento en décadas pasadas son los mismos que actúan hoy día.

Si la energía disponible en el río no ha cambiado sustancialmente y si el volumen de sedimentos que llega al cauce ha disminuido mucho, es evidente que se ha creado un desequilibrio. Este último es responsable de la actual degradación o incisión del canal, ya que el río usa su exceso de energía para erosionar sus propios depósitos, que ahora se han convertido en la principal fuente de sedimentos. Es decir, el río se ajusta a las nuevas condiciones de exceso de energía tomando sedimento del único lugar posible: su propio lecho. Todo ello sugiere que, aunque el aumento de cubierta vegetal en la cuenca implica tanto un descenso en la producción de sedimento como una disminución de los picos de crecida, el efecto sobre la primera es mayor que sobre los segundos, especialmente durante las precipitaciones duraderas y de gran intensidad. Es decir, la colonización de las antiguas áreas cultivadas y abandonadas y la repoblación forestal probablemente implican una reducción drástica del volumen de sedimentos transportados hacia el cauce y una reducción menos significativa de la escorrentía, quizás porque las áreas más productoras de escorrentía no coinciden estrictamente en el espacio con las áreas productoras de sedimentos. Si las repoblaciones han afectado fundamentalmente a estas últimas y no tanto a las primeras (sería el caso, por ejemplo, de los pastos supraforestales) es lógico que ese desequilibrio exista.

En conos de deyección la tendencia observada es muy similar. Los modelos trenzados desaparecen y son sustituidos por un canal único, incidiendo en los depósitos del cono. Pero quizás el efecto más importante es la contracción superficial de las áreas más inestables, sometidas hasta tiempos recientes a avenidas frecuentes. La Fig. 6 muestra que los tres conos estudiados limitan su área activa a una estrecha franja en uno de los bordes del abanico. La reducción más drástica corresponde al cono de deyección de Escuer, donde al área activa se ha reducido al 2.69 % de la superficie total, frente al 29.6 % de 1956 (Gómez Villar & Martínez Castroviejo, 1991).

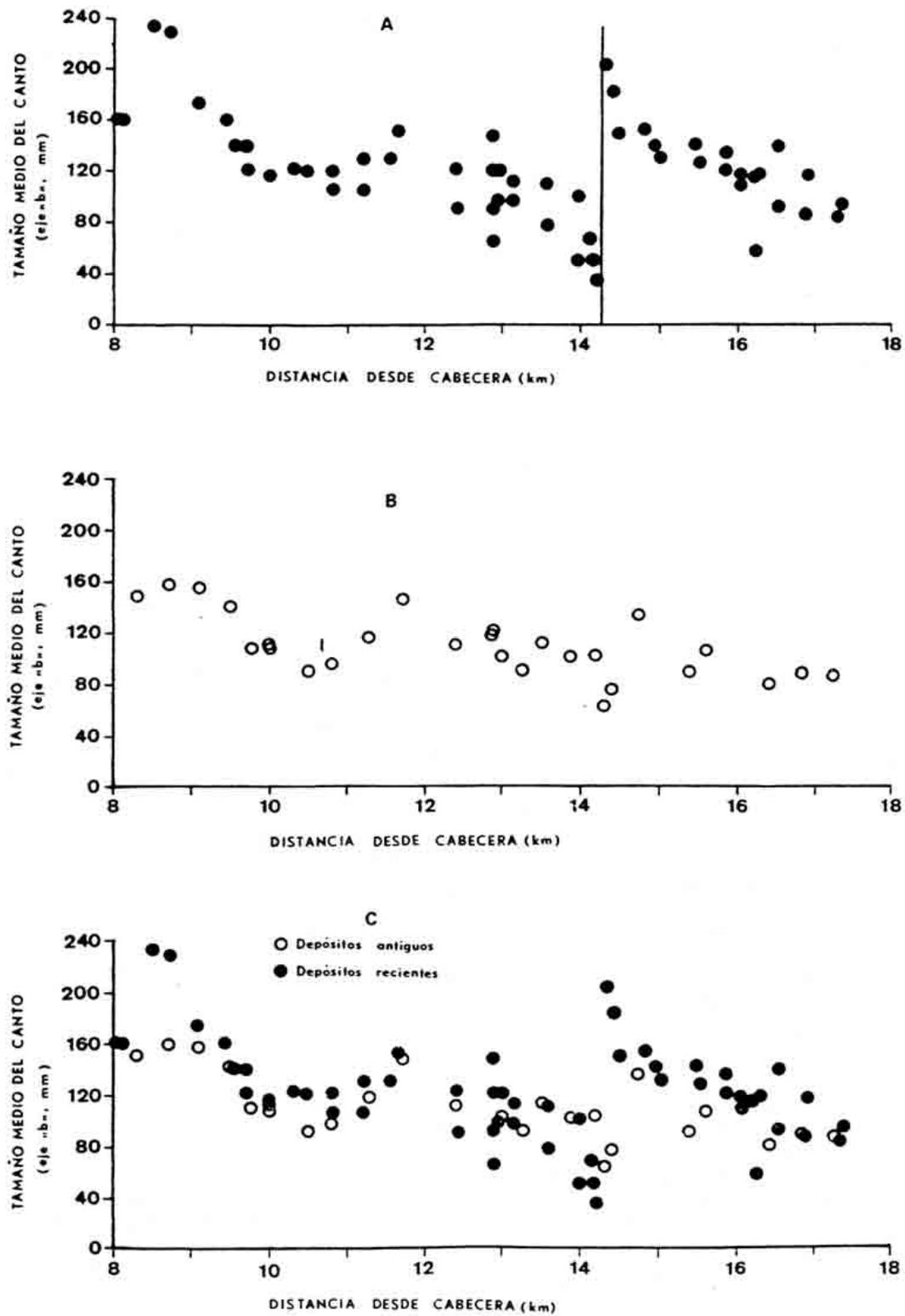


Fig. 4. Evolución del tamaño medio de los cantos en el río Aurín. A. Depósitos recientes; B. Depósitos antiguos; C. Sistema total

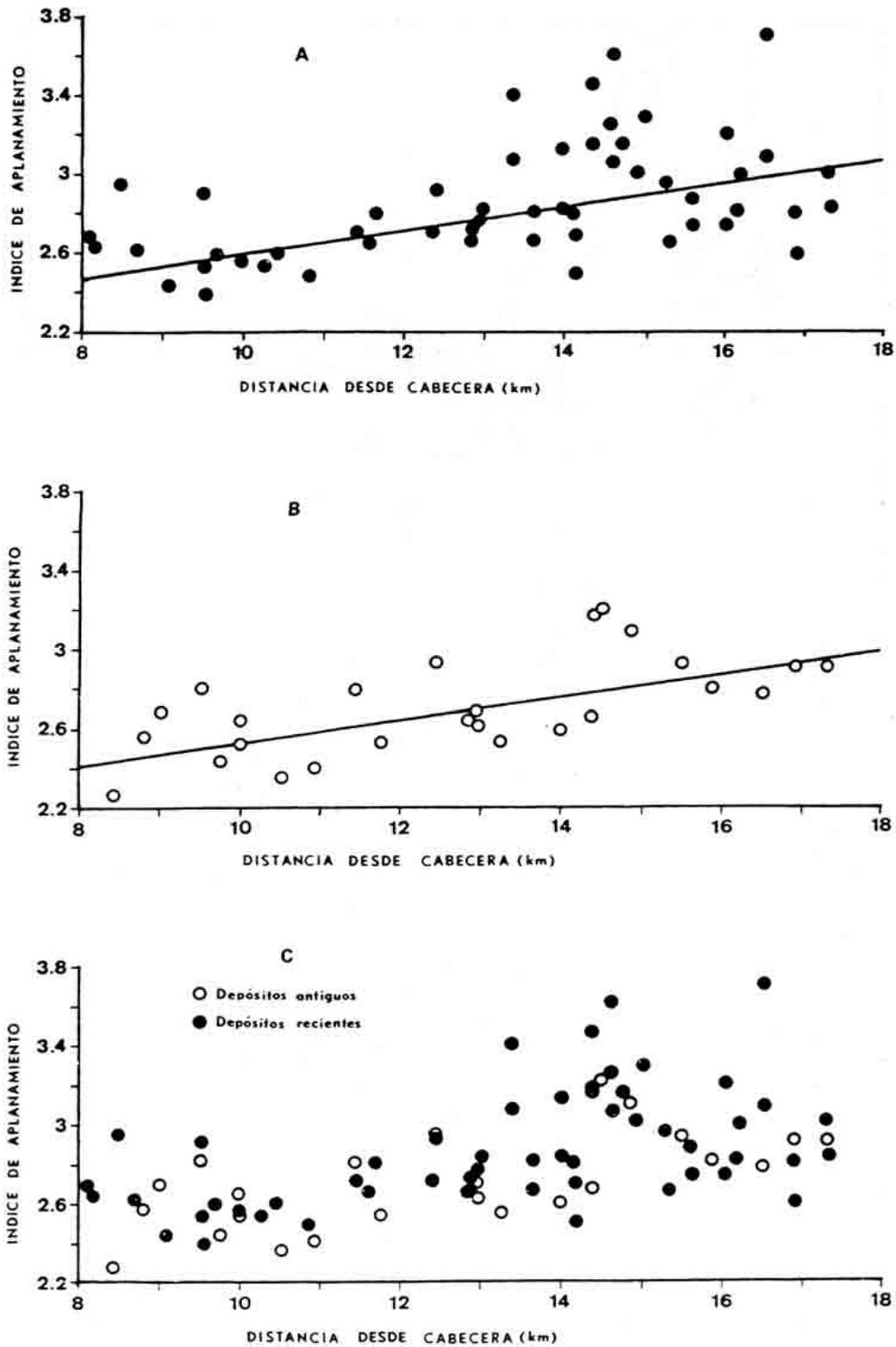


Fig 5. Evolución del índice de aplanamiento de los cantos en el río Aurín. A. Depósitos recientes; B. Depósitos antiguos; C. Sistema total

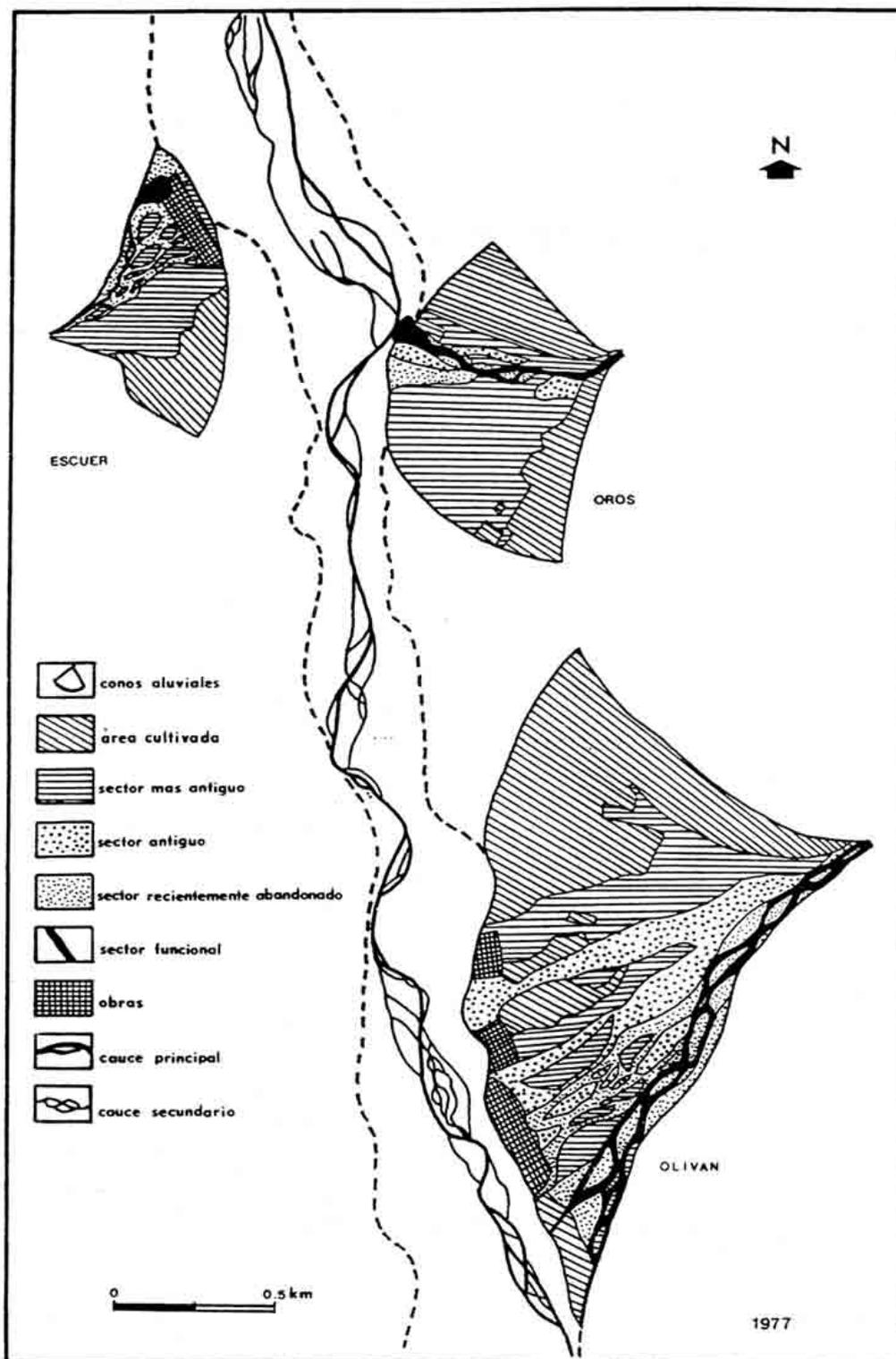


Fig. 6. Diferentes áreas de cada cono aluvial en 1977

6. Conclusiones

Los ríos pirenaicos se definen hasta tiempos recientes por su torrencialidad, con canales trenzados muy inestables, predominio de sedimentos gruesos y casi total ausencia de vegetación en el lecho. Estas características reflejan la importancia de la producción de sedimentos en las laderas, por medio de movimientos en masa y de cabeceras muy activas de torrentes. Unos cauces tan dinámicos han sido seguramente el resultado de la conjunción de dos grupos de factores: Por un lado, un sustrato rocoso muy propenso al desencadenamiento de movimientos en masa y a la producción de grandes volúmenes de sedimentos heterométricos, especialmente en las proximidades de los cauces; y, por otro, la intensa actividad humana, con fuerte presión ganadera y agrícola en laderas pendientes, ambas responsables de la deforestación de gran parte del territorio y, por lo tanto, de la reactivación geomorfológica de las laderas. Es probable, no obstante, que a esta reactivación haya contribuido el recrudescimiento climático de la Pequeña Edad del Hielo, con aumento del volumen de precipitaciones y mayor frecuencia de eventos extraordinarios.

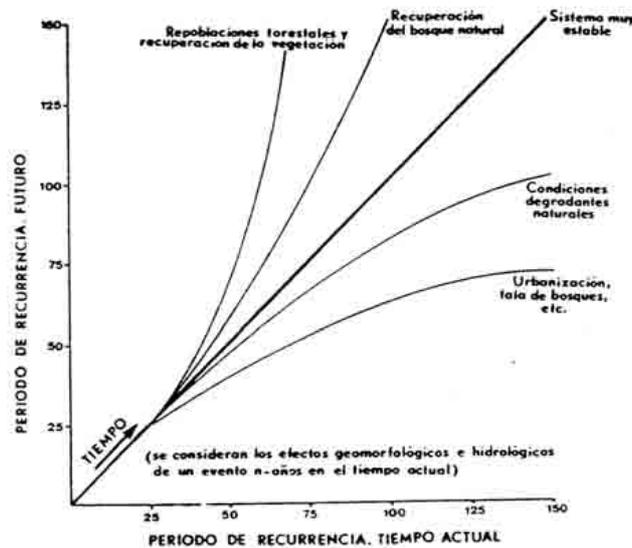


Fig. 7. Predicción teórica de la evolución de un sistema fluvial bajo diferentes condiciones

En los últimos treinta años la dinámica fluvial parece haber cambiado profundamente. La vegetación cubre muchas de las estructuras sedimentarias y un único canal sustituye al primitivo modelo trenzado, encajándose hasta 2 metros en la llanura aluvial. A nuestro modo de ver este cambio solo puede explicarse por un cambio en la estructura y densidad de la vegetación debido a la evolución de los usos del suelo. El abandono de tierras favoreció la expansión del matorral y, en los peores casos, cuando los campos abandonados se han erosionado, las piedras se han desplazado con dificultad. Además, como consecuencia del abandono, el Patrimonio forestal del Estado, antecedente de ICONA, realizaron una extensa campaña de repoblación. La comparación del comportamiento del canal entre cuencas repobladas y cuencas testigo ha demostrado que las primeras tienen una actividad mucho más moderada, reduciendo la energía disponible y el tamaño del sedimento. Todo ello sugiere que las cuencas tienen una menor capacidad para producir sedimentos y para generar tantas crecidas como antes. La respuesta del río se refleja en una serie de ajustes basado en la toma de sedimentos de su propio lecho, incidiendo en él y disminuyendo su pendiente longitudinal. Por ello da lugar a pequeños niveles de terraza que quedan cada vez más por encima de las avenidas más frecuentes, lo que propicia la expansión de matorrales submediterráneos. En conos de deyección se observa una reducción espacial de las áreas más inestables. La figura 7 muestra la evolución teórica de un sistema fluvial bajo diferentes condiciones de cuenca. En ella puede comprobarse que la repoblación forestal reduce los efectos hidrológicos y geomorfológicos de una misma precipitación.

Las observaciones efectuadas en los ríos estudiados inducen a pensar que la incisión del cauce en sus propios sedimentos tiene lugar sin ningún cambio apreciable en el tamaño de los materiales transportados. De ahí puede deducirse que no se debe a un aumento general de la energía fluvial, no prevista por otra parte debido a los trabajos de reforestación. El carácter no uniforme, desde una perspectiva espacial, de la producción de sedimentos y de escorrentía en la cuenca puede contribuir a comprender el proceso causante de la actual incisión. Quizás la repoblación forestal se ha realizado en áreas con gran producción de sedimentos, mientras otras áreas -capaces de generar buena parte de la escorrentía de la cuenca, como, por ejemplo, los pastos supraforestales- siguen funcionando hidromorfológicamente como hace décadas o siglos. Esto daría lugar a un desequilibrio -con exceso de energía- que se compensa con la movilización de los sedimentos del fondo del valle y la incisión del canal en su propio lecho.

Otra posibilidad para explicar el desequilibrio en el balance energético fluvial es que -al menos con ocasión de eventos pluviométricos e hidrológicos excepcionales- la reducción de sedimentos producidos por las zonas repobladas sea más drástica que la producción de escorrentía. En ese caso el mecanismo que da lugar al proceso de incisión sería el mismo que el señalado más arriba, aunque se trata sólo de una suposición -en todo caso sobre un problema importantísimo- que necesita una investigación específica.

Referencias bibliográficas

- Barrere, P.** (1966): La morphologie quaternaire dans la region de Biescas et de Sabiñánigo (Haut Aragón). *Bull. Ass. Franc. Etud. Quat.*, 2: 83-93.
- Binns, W. O.** (1979): The hydrological impact of afforestation in Great Britain. In: *Man's impact on the hydrological cycle in the United Kingdom* (G.E. Hollis, edr), Geo-Book, pp. 55-70, Norwich.
- Cailleux, A. & Tricart, J.** (1963): *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Tome I. Centre de Documentation Universitaire, 369 pp., Paris.
- García-Ruiz, J.M. & Puigdefábregas, J.** (1982): Formas de erosión en el flysch eoceno surpirenaico. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 8: 85-128.
- García-Ruiz, J.M., Puigdefábregas, J. & Martín Ranz, M.C.** (1983): Diferencias espaciales en la respuesta hidrológica a las precipitaciones torrenciales de noviembre de 1982 en el Pirineo Central. *Estudios Geográficos*, 170-171: 291-310.
- García-Ruiz, J.M. & Puigdefábregas, J.** (1984): Inestabilidad de laderas en el Pirineo Aragonés: tipos de movimientos y su distribución geográfica. *Jornadas sobre Inestabilidad de Laderas en el Pirineo*, 141-152, Barcelona.
- García-Ruiz, J.M. & Puigdefábregas, J.** (1985): Efectos de la construcción de pequeñas presas en cauces anastomosados del Pirineo Central. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 11: 91-102.
- García-Ruiz, J.M. & Ortigosa, L.** (1988): Algunos efectos geomorfológicos de las repoblaciones forestales: Cambios en la dinámica de cauces en pequeñas cuencas del Pirineo Central español. *Cuaternario y Geomorfología*, 2: 33-41.
- García-Ruiz, J.M., Alvera, B., Del Barrio, G. & Puigdefábregas, J.** (1990): Geomorphic processes above timberline in the Spanish Pyrenees. *Mountain Research and Development*, 10(3): 201-214.
- García-Ruiz, J. M. & Del Barrio, G.** (1990): Effects geomorphologiques des activités humaines dans les milieux supraforestiers des Pyrénées espagnoles. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud Ouest*, 61(2): 255-270.
- García-Ruiz, J.M. & Ortigosa, L.** (1992): Some geomorphological effects of afforestation techniques in the Central Spanish Pyrenees. *Geoökolo Plus*, 3: 37-44.
- Gómez Villar, A. & Martínez Castroviejo, R.** (1991): Channel degradation as a response to erosion control works: A case study. In *Soil erosion studies in Spain* (M. Sala, J.L. Rubio & J.M. García Ruiz, eds.), Geoforma Ediciones, pp. 109-122, Logroño.
- Lasanta, T.** (1988): The process of desertion of cultivated areas in the Central Spanish Pyrenees. *Pirineos*, 132: 15-36.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. & Miller, J.P.** (1964): *Fluvial processes in Geomorphology*. Freeman, 521 pp., San Francisco.
- Maldonado, A.** (1972): El Delta del Ebro. Estudio sedimentológico y estratigráfico. *Boletín de Estratigrafía*, 1: 1-474.

- Marti, C. & Puigdefábregas, J.** (1983): Consecuencias geomorfológicas de las lluvias de noviembre de 1982 en las cabeceras de algunos valles pirenaicos. *Estudios Geográficos*, 170-171: 275-290.
- Martínez Castroviejo, R. & García-Ruiz, J.M.** (1990): Coladas de piedras (*debris flows*) y dinámica fluvial en ríos torrenciales del Pirineo Central: el caso del río Ijuez. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 16: 55-72.
- Martínez Castroviejo, R., Inbar, M., Gómez Villar, A. & García-Ruiz, J.M.** (1990): Cambios en el cauce aguas abajo de una presa de retención de sedimentos. *I Reunión Nacional de Geomorfología*, pp., 457-468, Teruel.
- Montserrat, J.** (1992): *Evolución glaciaria y postglaciaria del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: Estudio palinológico*. Instituto Pirenaico de Ecología, 147 pp., Zaragoza.
- Ortigosa, L., García-Ruiz, J.M. & Gil, E.** (1990): Land reclamation by reforestation in the Central Pyrenees. *Mountain Research and Development*, 10(3): 281-288.
- Rubio, V. & Hernández, C.** (1990): La evolución reciente del cauce del río Ara. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 16: 109-122.
- Ruiz Flaño, P. & García-Ruiz, J.M.** (1990); Some remarks on rill evolution in abandoned fields. In: *Interaction between agricultural systems and soil conservation in the Mediterranean belt*, European Society for Soil Conservation, Oerías.
- Ruiz Flaño, P., Lasanta, T., García-Ruiz, J.M. & Ortigosa, L.** (1991): The diversity of sediment yield from abandoned fields of the Central Spanish Pyrenees. *I.A.H.S. Publ.*, 203: 103-110.
- Serrano, E.** (1991): *Geomorfología glaciaria de las montañas y valles de Panticosa y la Ribera de Biescas (Pirineo Aragonés)*. Tesis Doctoral, Universidad Autónoma de Madrid, 940 pp., Madrid.
- Schumm, S.A.** (1977): *The fluvial system*. John Wiley, 338 pp., New York.
- Wolman, M.G.** (1954): A method of sampling coarse river-bed material. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 35: 951-956.