Capítulo

9

Geomorfología Fluvial II

CONTENIDO

9.1. Sedimentación fluvial
9.2. Llanuras de inundación
9.3. Abanicos aluviales
9.4. Terrazas fluviales
9.5. Inundaciones
9.6. Riesgo de inundaciones
9.7. Prevención y mitigación de las inundaciones

9.1 Sedimentación fluvial

El material que un río arranca y transporta se deposita aguas abajo, tanto a lo largo de los valles, como en piedemontes y llanuras costeras. El análisis de los depósitos puede indicar velocidades, condiciones y dinámica de los procesos que operan en el momento de su sedimentación (Morisawa, 1985). Los sedimentos fluviales se depositan fundamentalmente en: a) discontinuidades topográficas creadas por fallas, abombamientos corticales, sobreexcavación glaciar, abrasión marina, etc. Bajo estas condiciones se originan, entre otras formas, los abanicos aluviales. b) Rellenos de valle que reflejan un conjunto de procesos complejos que dan lugar a llanuras de inundación y terrazas. c) Depósitos marginales, que son el resultado de la sedimentación en aguas estancadas en las que disminuye la velocidad de transporte, como los deltas y depósitos de playa (Chorley *et al.*, 1984). Estos últimos serán analizados en el Capítulo 11 de Geomorfología Litoral. Aunque una gran parte del material erosionado llega finalmente a la desembocadura, otra fracción se deposita temporalmente en su recorrido. Durante el transporte cada partícula tiene una velocidad de «caída», que representa el umbral de sedimentación para la partícula. Si la velocidad de la corriente es menor que la velocidad de caída, la partícula se depositará.

Los depósitos aluviales tienen importancia económica, como fuentes de agua subterránea y también como suministro de áridos para la construcción. Algunos aluviones contienen minerales pesados, diamantes y oro que se explotan activamente en ríos y terrazas de numerosos lugares del mundo. Los antiguos depósitos de playa y delta son con frecuencia fuentes de petróleo y gas natural (Chorley *et al.*, 1984).

9.2 Llanuras de inundación

Una llanura de inundación es la superficie aluvial adyacente a un curso fluvial y que frecuentemente suele inundarse. Están constituidas por depósitos que los ríos movilizan por excavación de los canales o por migración lateral. Algunos investigadores señalan que en los ríos trenzados no tienen un buen desarrollo las llanuras de inundación, debido a la continua deriva de los canales, en contraste con las llanuras de un único canal sinuoso que emigra lentamente dentro de una llanura aluvial estabilizada. Esta suposición no es correcta, ya que el desarrollo de llanuras de inundación es independiente del sistema de canales (Bridge, 2003).

Los sedimentos depositados por los ríos han sido clasificados de diferentes maneras. Una gran parte de los geomorfólogos diferencian entre depósitos de acreción vertical y depósitos de acreción lateral (Mackin, 1937; Fisk, 1947; Leopold y Wolman, 1957). La **acreción lateral** se produce por la deriva lateral de los canales y la **acreción vertical** tiene lugar por sedimentación vertical y crecimiento hacia arriba por deposición de partículas en suspensión. Esta clasificación es muy simple y a veces no es fácil distinguir ambos tipos de depósitos.

Leopold *et al.* (1964) diferencian ocho tipos de subambientes en una llanura de inundación y Happ *et al.* (1940) distinguen seis tipos de sedimentos aluviales. La Figura 9.1 ilustra esquemáticamente la geometría de las llanuras de inundación (Allen, 1964, 1970). Se pueden distinguir dos tipos básicos de depósitos fluviales: depósitos de canal y de desbordamiento (*channel overbank deposits*) (Marzo, 1989). Los primeros, comprenden los depósitos de fondo de canal (*channel lag*) y los de barra de meandro (*point-bar deposits*), se generan principalmente por acreción lateral y se sitúan bajo los segundos, que se originan por acreción vertical y están representados por los depósitos de diques naturales (*levees*), de llanura de inundación (*floodplain*) y de lóbulos de derrame (*crevasse-splay*). Otro tipo de depósito son los de relleno de canal abandonado (*channel fill deposits*), que tiene características intermedias entre los dos anteriores.

En los **depósitos de fondo de canal** los sedimentos gruesos se localizan en la base de los canales, que a su vez están rellenos por arenas y arcillas. Se acumulan como cuerpos lenticulares en las partes más profundas del canal. No forman capas de gran espesor y son siempre discontinuos.

Las **barras de meandro** constituyen los rasgos geomorfológicos más característicos de los meandros y son la principal sedimentación en los canales meandriformes. La forma y el tamaño de las barras varían con las dimensiones del río (Reineck y Singh, 1975). En cursos pequeños son formas deposicionales que buzan hacia el canal sobre los lados convexos de los meandros y están constituidas por

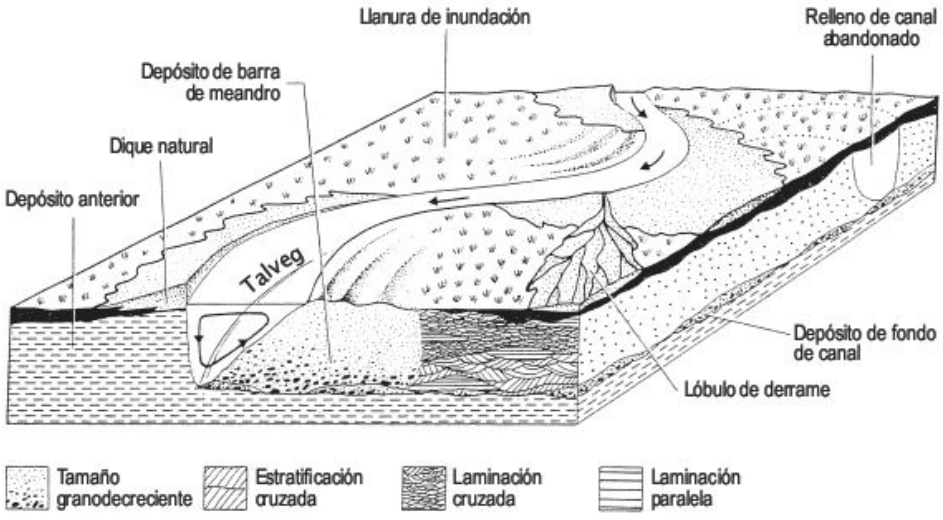


FIGURA 9.1 Esquema de la llanura de inundación para un curso meandriforme (Allen, 1964, 1970).

sedimentos gruesos. En los grandes ríos están formados por **cordones de meandros** (*scroll bars*) que alternan con ciénagas que son depresiones alargadas (*swales*) y son canales en los que se produce sedimentación durante la inundación (Sunborg, 1956; Ollero, 1996) (Fig. 9.2.). Las barras suelen ser varios metros más altas que las ciénagas y éstas están rellenas por sedimentos finos estratificados. Por lo general, las barras de meandro son discontinuas, de naturaleza lenticular, y se originan por la migración lateral de un río meandriforme durante la inundación y los cordones de meandro se generan por sucesivas inundaciones (Collison, 1996; Miall, 1996).

En la Figura 9.3 las secciones transversales indican que el canal se movió lateralmente a una distancia igual o algo mayor que la anchura del canal y, a su vez, tiene lugar la sedimentación de las barras de meandro, conservándose la anchura del canal aproximadamente constante. Las secciones medidas durante un periodo de ocho años señalan que el volumen neto de erosión fue igual al de sedimentación. En el punto de máxima curvatura la erosión fue débilmente superior a la sedimentación; aguas abajo de este punto la sedimentación es mayor que la erosión (Leopold *et al.*, 1964).

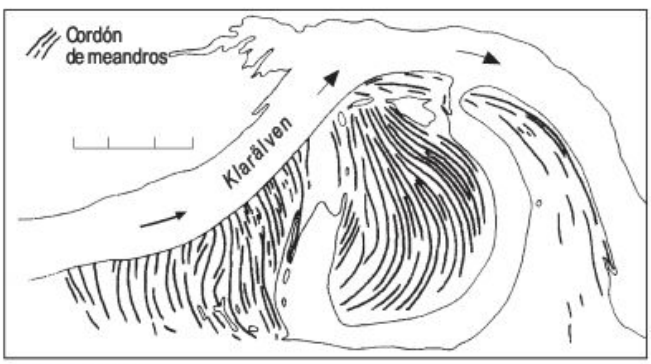


FIGURA 9.2 Morfología de cordones de meandro en el río Klarälven, Suecia (Sundborg, 1956).

Los **diques naturales** son bandas de sedimentos en forma de cuña que bordean los canales fluviales (Fig. 9.1). La máxima elevación de un dique está en o cerca del canal. Los diques buzan suavemente desde el borde del canal hacia el borde externo de la llanura de inundación. Los diques alcanzan un mayor desarrollo sobre los lados cóncavos del canal y en los lados convexos se superponen a las barras de meandro. En el río Mississippi alcanzan hasta 3 km de anchura y 9 m de potencia (Farrell, 1987). Se forman cuando la inundación supera el margen del canal y la sedimentación es granodecreciente hacia la parte externa (Allen, 1965). Los depósitos de dique natural poseen una facies similar a los depósitos superiores de relleno de canal, con laminación plana en la base, originada durante la inundación, a la que se superponen estratos con pequeña estratificación cruzada, formados por *ripples*, que pueden estar asociados con laminación convoluta (Farrell, 2001). Los sucesivos conjuntos de estratos generados por inundación en un punto pueden variar de facies y dan lugar a secuencias verticales de algunos metros de potencia (Bridge, 2003).

La escala de los **lóbulos de derrame** depende de las dimensiones del río. Sus tamaños varían desde decenas a centenas de metros de anchura. Inciden en los diques naturales y en otros depósitos cenagosos y llegan a formar pequeños deltas (Miall, 1996). Se originan durante las grandes inundaciones y se extienden como lenguas arenosas sobre los depósitos de dique natural (Fig. 9.1).

Los **depósitos de llanura de inundación** se encuentran en las partes más bajas de estas llanuras. Ocupan extensiones de metros a varios kilómetros. Su litología en corte puede ser variada y refleja que está afectada por cambios en los procesos de sedimentación. Cuando se deseca la llanura de inundación durante un intervalo de tiempo considerable se producen procesos edafogenéticos, que quedan intercalados como paleosuelos en el conjunto de depósitos de llanura de inundación (Miall, 1996).

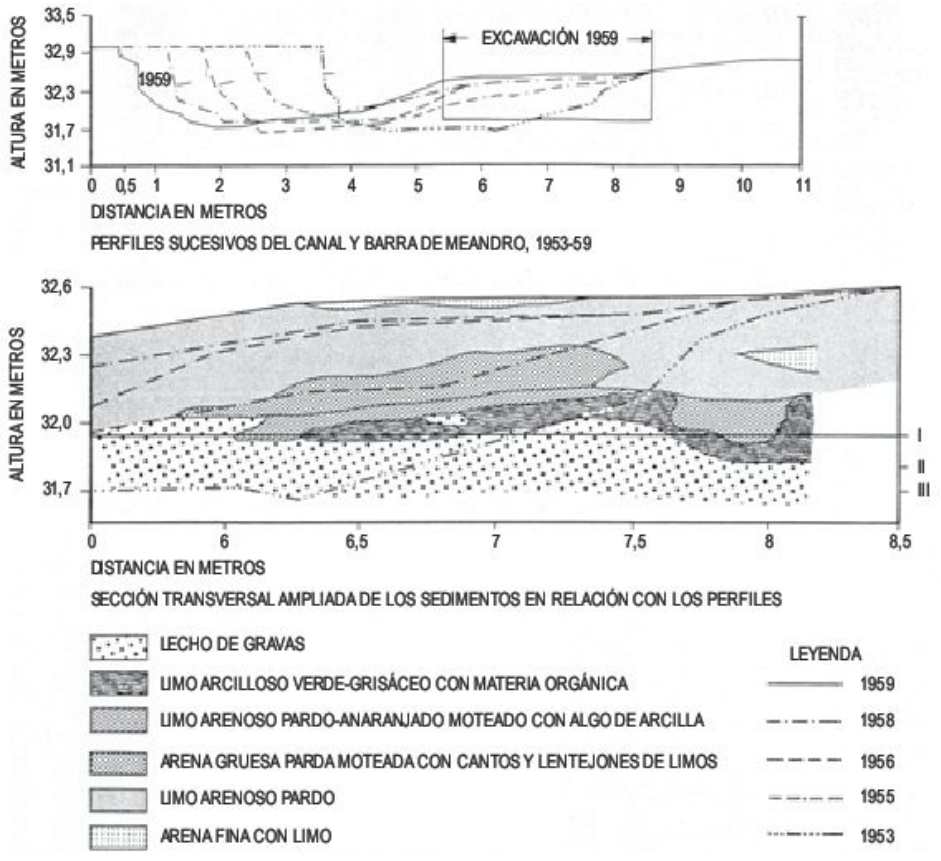


FIGURA 9.3 Secciones transversales sucesivas realizadas en un periodo de varios años sobre una barra de meandro en Watts Branco cerca de Rockville, Maryland. Las dimensiones de los perfiles y la distribución de sedimentos en el corte están sobredimensionados (Leopold *et al.*, 1964; modificado en Reineck y Singh, 1975).

Los **rellenos de canal abandonado** resultan de los procesos de estrangulamiento o acortamiento, que constituyen meandros abandonados (*oxbow* en inglés, galachos en el río Ebro). Estos canales permanecen como lagos o charcas, que pueden permanecer durante mucho tiempo. Por consiguiente, las aguas son estáticas y se rellena lentamente con arcillas depositadas por suspensión. Por consiguiente, las litofacies son de grano fino en las que se intercalan turbas y otros restos orgánicos (Miall, 1996).

9.3 Abanicos aluviales

9.3.1 Definición, antecedentes y terminología

Se conocen numerosas definiciones basadas en la forma externa, zona de sedimentación y procesos implicados en su evolución (Rachocki, 1981). La definición de Bull (1968), uno de los investigadores más relevantes en este campo, señala que un abanico aluvial es un cuerpo de depósitos fluviales cuya superficie se aproxima al segmento de un cono, que se extiende radialmente ladera abajo desde el punto en el que el curso del agua abandona el área montañosa (Figs. 9.4 y 9.5).

La historia del conocimiento de los abanicos aluviales o conos de deyección (Gómez Villar, 1996) se remonta al siglo pasado en el que son objeto de poca atención y, por consiguiente, los trabajos son escasos. A finales del siglo pasado y en relación con la exploración de los territorios áridos del suroeste de los Estados Unidos, surgen algunas publicaciones relevantes (Gilbert, 1875; McGee, 1897). En la primera mitad del Siglo XX los investigadores se preocuparon de la génesis, procesos de sedimentación y remodelación de la superficie del abanico (Johnson, 1932a,b; Blackwelder, 1928, 1931), así como de su relación con la tectónica. El mayor impulso sobre la investigación de estas formas deposicionales se produce en los comienzos de la segunda mitad de este siglo con los trabajos de Blissenbach (1952, 1954), Bull (1963, 1964a,b, 1977a,b) y Denny (1967).

FIGURA 9.4 Abanico aluvial al pie de la Sierra de Alhamilla (provincia de Almería). Cordilleras Béticas. En las zonas distales del abanico se observan extensos cultivos bajo plástico.

FIGURA 9.5 Abanico aluvial y red braided. Desierto del Sinaí. Foto J. Rosell.

Con posterioridad, se estudian bajo puntos de vista muy distintos. Se trabaja sobre abanicos de épocas geológicas pasadas, así como sobre formas actuales y subactuales. Se analizan su morfología, procesos de sedimentación y erosión, depósitos, factores que condicionan su desarrollo, evolución, etc. Los trabajos específicos resultantes de estas investigaciones serán reseñados y comentados a lo largo de este capítulo. No obstante, conviene señalar algunos trabajos y monografías sintéticos en los que se analiza el conocimiento de los abanicos aluviales (Yazawa *et al.*, 1971; Bull, 1972, 1977b; Schumm, 1977; Colombo, 1979, 1989; Rachocki, 1981; Nielsen y Moore, 1984; Ashida, 1985; Lecce, 1990; Rachocki y Church, 1990; Cooke *et al.*, 1993; Blair y McPherson, 1994a,b; Gómez Villar, 1996; Harvey, 1997).

También los abanicos aluviales han sido estudiados mediante simulaciones (Rachocki, 1981) y con modelos experimentales de laboratorio (Schumm, 1977; Schumm *et al.*, 1987). A pesar de los muchos problemas que plantean este tipo de trabajos, se han obtenido muy buenos resultados (Blair y McPherson, 1994b). Así, se ha reproducido el origen de los lóbulos de tamiz (*sieve lobes*) en cajas de arena (Hooke, 1967). A su vez, utilizando arena y lodo, se ha llegado a la conclusión de que los *debris flow* (coladas de detritos) predominan en las partes proximales del abanico, en la zona media se interdigitan con depósitos de canal y, finalmente, en las áreas distales dominan los depósitos fluviales (Hooke, 1967, 1987). Otros modelos han sido dirigidos al establecimiento de relaciones entre las etapas de evolución de la cuenca de drenaje y del abanico con la estratigrafía de los abanicos (Schumm, 1977; Hooke y Rohrer, 1979; Schumm *et al.*, 1987).

El estudio de los abanicos aluviales también ha experimentado un gran impulso con la aplicación de técnicas

de datación absoluta. Los métodos tradicionales de cartografía y correlación de superficies del abanico tomando como base la edad relativa, expresada por los pavimentos desérticos y desarrollo de caliches, ahora se completan con sus dataciones absolutas (Harvey *et al.*, 2005). Se aplican dataciones cosmogénicas, de U/Th y luminiscencia (OSL).

Una vez analizados los antecedentes y tendencias de la investigación de los abanicos aluviales, se hace necesario señalar algunas de las características más relevantes, así como precisar diversos términos de uso común en la literatura. Los abanicos aluviales son formas frecuentes que se encuentran al pie de las montañas (Figs. 9.4 y 9.5), en los valles (Fig. 9.6) y en cualquiera de las zonas morfoclimáticas; su tamaño es muy variable, desde pequeños conos de detritos de <50 m de longitud (Harvey y Wells, 2003) a megabanicos de hasta 60 km de longitud (Gohain y Parkarsh, 1990) (Fig. 9.7). Un abanico aluvial resulta de la sedimentación en la zona de desagüe de

FIGURA 9.6 Abanicos aluviales erosionados por el Río Mendoza. Uspallata (provincia de Mendoza). Cordillera Principal de los Andes.

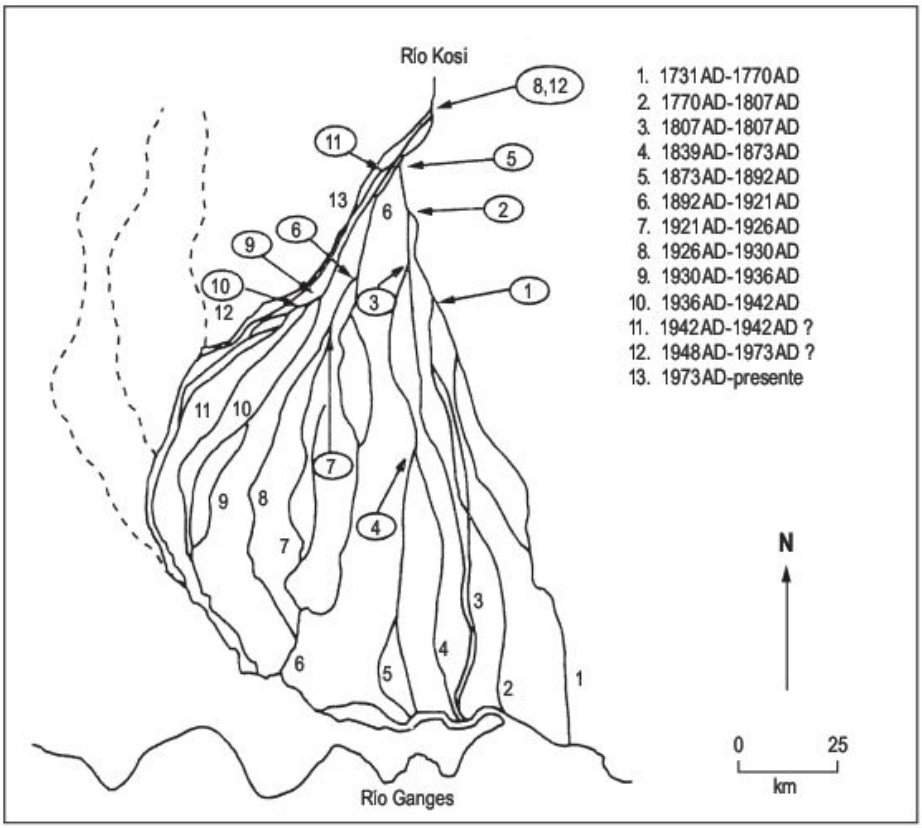


FIGURA 9.7 Secuencia de avulsión para el río Kosi. Los números con círculos indican puntos de avulsión (AD = después de Cristo) (Mackey y Bridge, 1992).

una cuenca de drenaje del material detrítico procedente de la excavación de la misma. Los flujos hídricos y de sedimentos se concentran en la zona inferior de la cuenca en un canal de desagüe o canal de alimentación del abanico. Estos flujos al alcanzar el frente montañoso, se expanden en un flujo sin confinar depositando su carga y construyendo el abanico aluvial, como consecuencia de la fuerte reducción de la pendiente y de la disminución de la velocidad del flujo.

En estas morfologías es muy frecuente la coalescencia de unos abanicos con otros. En los medios áridos y semiáridos, dentro de los desiertos de montañas y depresiones, los abanicos aluviales constituyen los rasgos más característicos de sus piedemontes. El material terrígeno que los construye pasa en sus partes más distales a ambientes en los que dominan lagos temporales (*playa-lake*).

Blissenbach (1954) distingue tres zonas dentro de los abanicos aluviales (Fig. 9.8): **zona proximal** o cabecera del abanico que constituye el área próxima al ápice; **zona media**, entre la cabecera y las partes bajas del abanico y **zona distal**, que es el área más alejada del ápice. Finalmente, incluye una zona baja de coalescencia con otros abanicos.

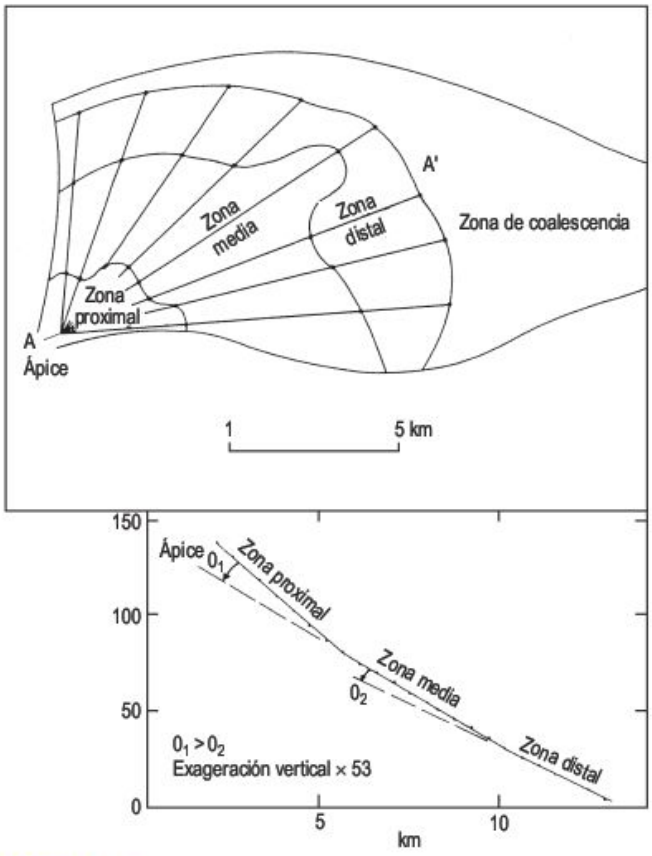


FIGURA 9.8 Diferentes zonas en un abanico aluvial y perfil longitudinal del mismo. La figura corresponde al abanico Turney Gulch, oeste de Fresno County, California (Bull, 1964a).

La clasificación climática de los abanicos aluviales en «húmedos» y «secos», o lo que es lo mismo **abanicos aluviales de clima árido**, formados por flujos fluviales intermitentes, y **abanicos aluviales de clima húmedo**, generados por flujos hídricos perennes (Schumm, 1977) goza de una cierta aceptación. No obstante, esta diferenciación es controvertida y fue ampliada por McGowen (1979) al considerar que en los climas áridos los *debris flow* son más frecuentes que en las zonas húmedas, donde predomina la sedimentación fluvial. Recientemente, Nilsen (1993) y Stanistreet y McCarthy (1993) relacionan la forma y procesos del abanico con el clima y concluyen que su forma semicónica se construye por *debris flow* en ambientes desérticos («tipo seco»), aunque otros autores señalan que esta morfología también se desarrolla en áreas húmedas (Harvey, 1984a; Blair, 1987).

En los desiertos el desarrollo de los abanicos se favorece por diversas razones (Harvey, 1997). La cobertera vegetal es esparcida o ausente, son frecuentes las fuertes tormentas y predominan los procesos ligados al flujo superficial en las laderas. Como consecuencia, la producción de sedimentos durante las tormentas es muy elevada. La fuerte pendiente de los cursos de agua en la cuenca de recepción y los regímenes de escorrentía casi instantáneos proporcionan elevadas velocidades de transporte de sedimentos. Finalmente, la transferencia de sedimentos al abanico es esporádica y va ligada básicamente a precipitaciones de alta intensidad.

Los abanicos aluviales, aunque son frecuentes en las regiones montañosas desérticas, también se encuentran en otros ambientes climáticos: árticos, alpinos, templados, húmedos e incluso tropicales (Harvey *et al.*, 2005).

9.3.2 Morfología de los abanicos aluviales

Los principales rasgos morfológicos de los sistemas de abanicos aluviales (Blair y McPherson, 1994a) (Fig. 9.9) son la **cuenca de recepción**, que es la zona de alimentación de agua y sedimentos y que se caracteriza por fuertes pendientes, sobre todo en los tributarios de menor orden. El **canal de desagüe** efectúa el transporte de la carga líquida y sólida hasta el **ápice** del abanico y corresponde al punto de salida del área montañosa, que es muy neto si el frente es rectilíneo. El **canal de incisión** es la continuación del canal de desagüe dentro del abanico y puede dividirse en varios canales. El canal de incisión suele terminar en las zonas proximales y medias del abanico, correspondiendo este lugar al **punto de intersección**. A partir del mismo el flujo deja de estar confinado y se expande dando lugar al **lóbulo deposicional activo**. Los **barrancos de erosión remontante** son frecuentes en las zonas distales y pueden progresar hasta alcanzar el canal de incisión, dando lugar a que el lóbulo deposicional activo se desvíe a otra parte del abanico (Denny, 1967).

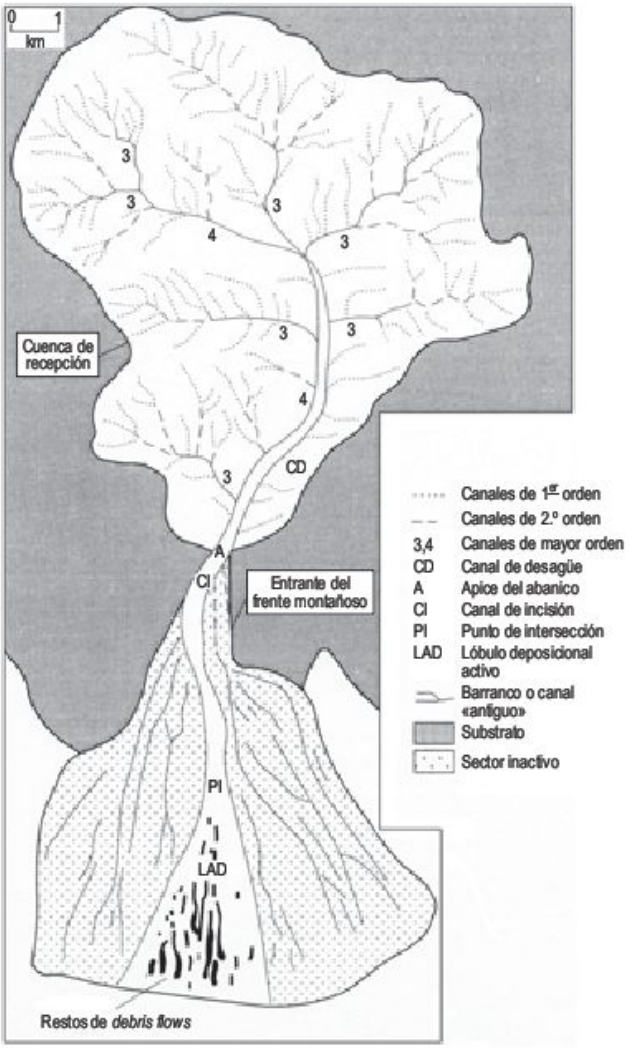


FIGURA 9.9 Principales rasgos morfológicos de un sistema de abanico aluvial. El ejemplo corresponde al abanico Trail Canyon, en el Valle de la Muerte, California (Blair y McPherson, 1994a).

El conjunto de la morfología de cada abanico debe reflejar las características del área madre, ya que los procesos de sedimentación están controlados por la fuente de suministro de sedimentos (Harvey, 1996, 1997, 2002a). Los análisis de los abanicos aluviales efectuados a partir de su morfología se basan fundamentalmente en algunas propiedades morfométricas, tales como la forma, el área y la pendiente.

La **forma** de los abanicos es semicircular, o de segmento de cono, con perfiles longitudinales cóncavos (Fig. 9.8) y transversales convexos. A partir de mapas topográficos de buena calidad se puede expresar matemáticamente (Troeh, 1965):

$$Z = P + SR + LR^2$$

donde Z es la altura de un punto sobre la superficie del abanico, P la altura en el ápice, S la pendiente del abanico en P, R la distancia radial de P a Z y L la media de las pendientes a lo largo de su perfil longitudinal.

El **área** del abanico es el parámetro más estudiado y se ha demostrado que existe un clara relación entre las superficies del abanico y de la cuenca de recepción. El área del abanico se expresa por la fórmula:

$$A_a = p\, A_c^q$$

A_a es el área del abanico y A_c^q la de la cuenca de recepción, ambas medidas en km^2. Los estudios de diferentes grupos de abanicos han demostrado valores semejantes para el exponente q, que oscila entre 0,7 y 1,1, pero los valores de p son más dispares, entre 0,1 y 2,1. Estas variaciones se interpretan como debidas a historias diferentes en distintas regiones y a la desigual resistencia a la erosión del substrato rocoso en la cuenca de alimentación (Harvey, 1997). En la Figura 9.10 se comparan las rela-

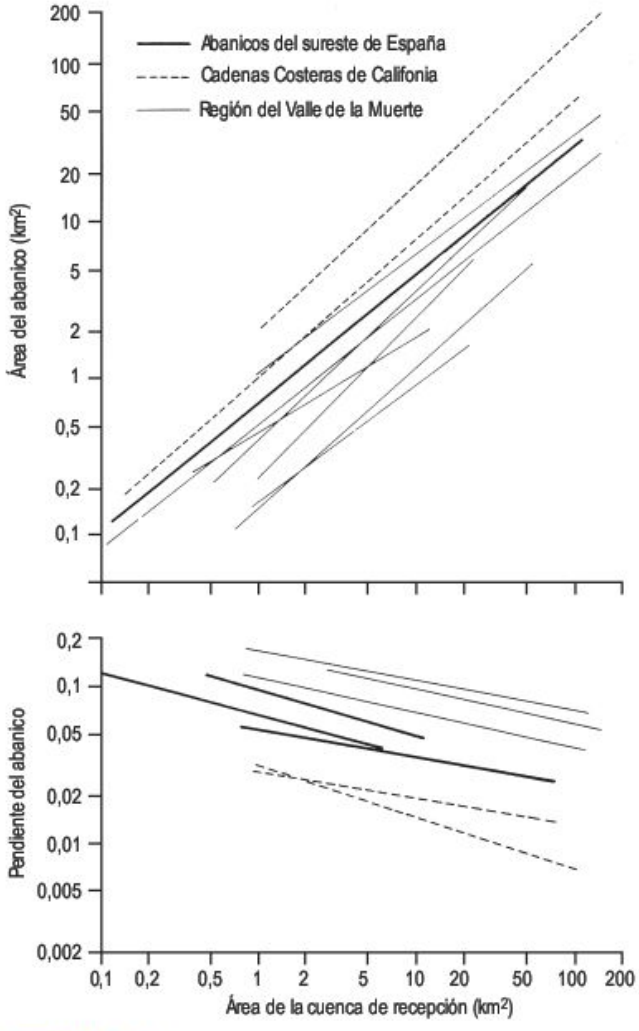


FIGURA 9.10 Relación entre el área de la cuenca de recepción y la pendiente del abanico para distintos abanicos del sureste de España. Se observa un claro contraste entre la mayor inclinación de los abanicos de *debris flow* y la menor de los abanicos fluviales e intermedios (Harvey, 1984).

ciones entre parámetros de diferentes abanicos de distintas zonas. Los abanicos de las Cadenas Costeras de California tienen superficies mayores, por unidad de área de drenaje, que los abanicos de la región del Valle de la Muerte. Las rectas de regresión de los abanicos del sureste de España se han obtenido a partir de 68 abanicos (Harvey, 1987a).

La **pendiente** se toma normalmente como la inclinación de la superficie axial del abanico en la cabecera y los valores más frecuentes son de 2° a 12°. La relación es:

$$P_a = aA_c^q$$

siendo P_a la pendiente del abanico. Los valores de b en la Figura 9.8 varían entre $-0{,}35$ y $-0{,}15$ y los de a oscilan más ampliamente entre 0,03 y 0,17, lo que se interpreta como debido a procesos sedimentarios distintos. Los abanicos de la región del Valle de la Muerte tienen más inclinación que los de las Cadenas Costeras de California, mientras que los del sureste español ocupan una posición intermedia. Por otra parte, los abanicos del sureste de España, con abundantes *debris flow*, tienen pendientes más acusadas que aquellos abanicos fluviales e intermedios (Fig. 9.11), de lo que se deduce la importancia que tiene el mecanismo de sedimentación en la pendiente del abanico (Harvey, 1984a).

9.3.3 Factores que influyen en el desarrollo de los abanicos

La sedimentación en un abanico tiene lugar si el suministro de partículas supera a la capacidad de transporte. Esto supone la presencia de un umbral geomórfico, definido por Bull (1979) como **umbral de la energía crítica del agua**. Ahora bien, la sedimentación en el abanico está afectada por diversos factores, cuya actuación es variable según los casos.

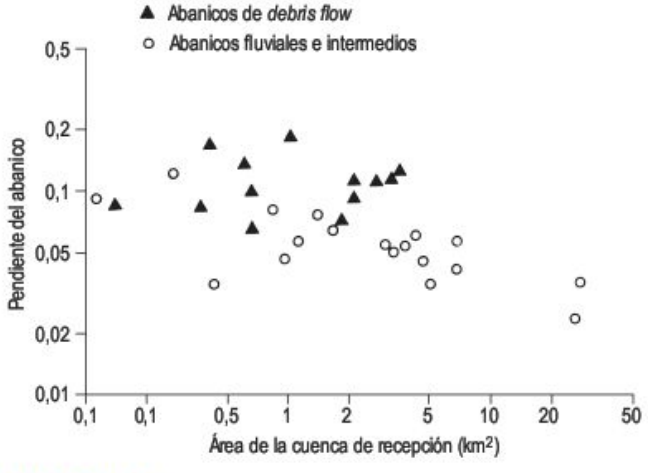


FIGURA 9.11 Relaciones morfométricas entre el área de la cuenca de recepción y el área y pendiente del abanico en tres regiones (Harvey, 1987b).

Uno de ellos es el **factor topográfico**, que influye muy directamente en el suministro de sedimentos. Así, en las laderas de pendientes acusadas la erosión es más importante. Igualmente, se necesitan inclinaciones elevadas para el origen de los *debris flow*. Estos alcanzan un mayor desarrollo en abanicos alimentados por pequeñas cuencas de recepción de pendientes abruptas. Por el contrario, los procesos fluviales predominan en los abanicos que derivan de grandes cuencas de recepción con menor inclinación.

Las partículas movilizadas en las cuencas de recepción proceden de la disgregación del substrato geológico aflorante en la misma. Este **factor litológico** ejerce una considerable influencia en el desarrollo del abanico aluvial. Los procesos de meteorización actúan condicionados por el tipo de roca y, por consiguiente, los sedimentos originados son diferentes. El tamaño de las partículas es función fundamentalmente de la granulometría (en rocas detríticas) y del número de planos de discontinuidad por unidad de volumen. Así, cuando el espaciado entre estos planos es amplio se originan bloques de tamaño considerable. Las partículas de tamaño limo y arcilla se originan fundamentalmente por los procesos de meteorización química y aumentan considerablemente en litologías de grano fino, como argilitas, limolitas y tefras. Estas partículas de grano fino son necesarias para generar *debris flow* en la cuenca de recepción, tal como señala Harvey (1984a, 1987b) en diversos ejemplos de abanicos aluviales del sureste de España.

El **factor climático** ejerce una incidencia tanto directa como indirecta en los procesos de meteorización que tienen lugar en el desarrollo del abanico. La disponibilidad de agua afecta a la meteorización de las rocas, al transporte de sedimentos e indirectamente a la cobertera vegetal. En la precipitación hay que tener en cuenta la cantidad, intensidad, duración y frecuencia sobre todo de las grandes tormentas, que son las que suelen suministrar la mayor parte de la carga sólida al abanico. La carencia o escasez de precipitaciones supone la ineficacia de la meteorización y del transporte. No obstante, en áreas como el Valle de la Muerte, con una precipitación media anual de 43 mm, la carga sólida que alimenta a los abanicos se produce como consecuencia de lluvias de tormenta (Blair y McPherson, 1994b). El efecto de la temperatura puede manifestarse por una aceleración de los procesos de meteorización. Por otra parte, hay que tener en cuenta que la temperatura desciende en las zonas altas del sistema, pudiendo llegar a producirse ciclos de hielo-deshielo. Además, la precipitación aumenta con la altura. La vegetación afecta a la pérdida de suelo y a la estabilidad de la ladera por el desarrollo de raíces, siendo la penetración de las mismas muy variable en los diferentes tipos de plantas dominantes. Por consiguiente, cuando disminuye el porcentaje de cobertera vegetal por cambios climáticos o por actividad humana (sobrepastoreo, deforestaciones, fuegos, etc.) las laderas pueden hacerse inestables, que se denuncian por cambios en los sistemas de abanicos (Bull, 1991; Harvey *et al.*, 1999b; Harvey, 2004b).

Los abanicos pueden desarrollarse en zonas tectónicamente estables, pero también en áreas de inestabilidad cortical. En estas últimas se encuentran los desiertos de montañas y depresiones, desarrollados en muchas de las cordilleras del oeste de América y de Asia central. Los movimientos corticales (**factor tectónico**) condicionan la generación de topografías adecuadas y en las depresiones, al pie de los frentes montañosos activos (Fig. 9.12), se apilan importantes espesores de depósitos aluviales de distintas edades geológicas, en los que se registra una larga historia deposicional. En estas zonas la neotectónica constituye el control fundamental en la localización de los abanicos y muchas secuencias antiguas de abanicos aluviales, conservadas en el registro geológico, se interpretan fundamentalmente en un contexto tectónico (Silva *et al.*, 1992b; Harvey, 1997; Harvey, 2002a; Kirkby *et al.*, 2003; Viseras *et al.*, 2003; Jain y Sinha, 2004). Por otra parte, esta actividad tectónica no se limita al contacto mecánico entre el área montañosa y su piedemonte (Fig. 9.13), sino que se reconocen deformaciones frágiles, fracturas y fallas recientes, en todo el sistema del abanico aluvial. Estas desnivelaciones recientes de origen tectónico afectan a los depósitos de los abanicos aluviales (Fig. 9.14) y producen dislocaciones importantes en la red de canales de los lóbulos deposicionales activos y, como consecuencia, modificaciones en el desarrollo de los abanicos.

La actividad tectónica afecta al desarrollo del abanico, ya que puede influir directamente en la pendiente del mismo. Cuando el levantamiento del frente montañoso es mayor que la incisión del canal (Fig. 9.15), aumenta su pendiente y la sedimentación tiene lugar al pie del bloque elevado. Por el contrario, si el encajamiento del canal es más importante que el levantamiento, el área de sedimentación se desplaza a las zonas medias-distales del abanico. En la Figura 9.15 se aprecia cómo la sedimentación ha cesado en el sector proximal y se crea un nuevo ápice y otro segmento de abanico en el esquema inferior (abanico telescópico o segmentado) (Bull, 1964b, 1977b; Harvey, 2002a). Este proceso da lugar a segmentos de abanicos de diferentes edades. Estos tienen posiciones topográficas distintas, pueden presentar desarrollo de caliches, barnices y pavimentos y grados de disección muy variables. Estos abanicos segmentados (Fig. 9.16) tienen un origen muy controvertido, en el que se barajan hipótesis relacionadas con eventos extremos recientes, respuestas complejas y cambios climáticos y tectónicos (*véase* Cooke *et al.*, 1993).

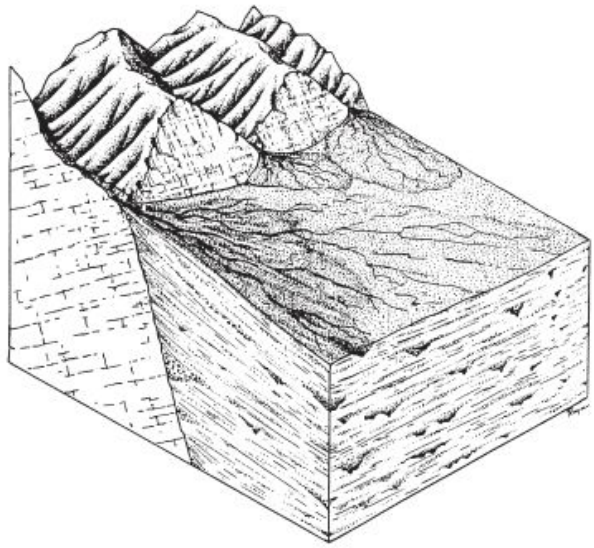


FIGURA 9.12 Bloque diagrama de un frente tectónicamente activo y su piedemonte, en el que se depositan importantes espesores de sedimentos al pie de la zona montañosa. La presencia de facetas triangulares indica una actividad reciente de la falla del frente montañoso (Bull, 1977b).

FIGURA 9.13 Materiales procedentes de la Cordillera de los Andes que desarrolla a su pie un abanico aluvial, enmarcado por una falla activa. Cobija (Norte de Chile). Foto J. Rodríguez-Vidal.

FIGURA 9.14 Basculamiento tectónico y arrasamiento de depósitos fluviales pleistocenos, correspondientes a abanicos aluviales del piedemonte de la Cordillera de los Andes en las proximidades de la ciudad de Mendoza (Argentina).

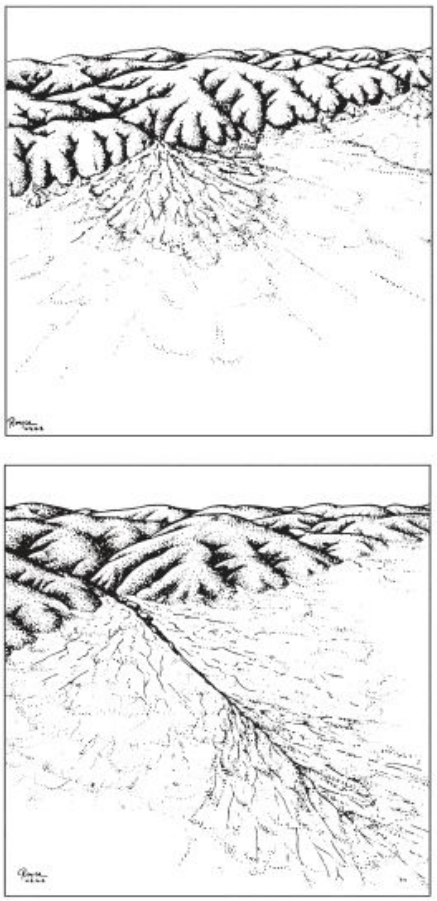


FIGURA 9.15 Desarrollo de abanicos aluviales en función del grado de levantamiento de la zona montañosa. Arriba: el levantamiento y la agradación supera a la incisión del canal. Abajo: el encajamiento del canal es mayor que el levantamiento; en este caso el área de sedimentación se desplaza hacia las zonas medias creándose un nuevo segmento de abanico (abanico telescópico) (Bull, 1977b).

FIGURA 9.16 Abanico segmentado, en el que los segmentos superiores están siendo degradados por reguerización y abarrancamiento. A su vez sufren o han sufrido la erosión fluvial del Río Jachal. El lugar se encuentra entre Rodeos y San José de Jachal (provincia de San Juan, Argentina).

Finalmente, existen un conjunto de **factores extrínsecos** que están en conexión próxima con el sistema del abanico aluvial (Blair y McPherson, 1994a). Los abanicos pueden estar afectados por sedimentación eólica y ésta puede obstaculizar o modificar el sistema de canales. En las partes distales generan, en ocasiones, represamientos que dan lugar a charcas. Los ríos existentes en las partes bajas de estas depresiones pueden encajarse en los sedimentos de las zonas distales del abanico, rebajando el nivel de base. Si en los márgenes de los abanicos nos encontramos con lagos o mares, los depósitos subaéreos del abanico alimentan a estos reservorios de aguas confinadas dando lugar a abanicos-delta. Las variaciones de nivel de estos lagos o mares ejercen una influencia considerable en los procesos de erosión y sedimentación del abanico, al modificarse su nivel de base (Harvey *et al.*, 1999a; Harvey, 2004b). Finalmente, la actividad volcánica puede dar origen a coladas que interfieren con la red fluvial, modificándola considerablemente. La caída de cenizas volcánicas en la cuenca de recepción puede desencadenar, en eventos tormentosos, *debris flow* en las zonas de mayores pendientes.

9.3.4 Procesos sedimentarios

Los principales procesos sedimentarios son de dos tipos. Los procesos de alimentación o primarios (Blair y McPherson, 1994a,b) son los que transportan los sedimentos desde la cuenca de recepción al pie del frente montañoso construyendo el abanico aluvial. En el tipo de transporte es fundamental la proporción de agua y sedimento y la disponibilidad de partículas finas (Wells y Harvey, 1987; Harvey, 1997). Si existe una baja concentración de finos y una elevada relación de agua/sedimento el transporte que se produce es de tipo fluvial con importante carga de fondo que se mueve por tracción. Cuando aumenta la proporción de partículas finas los clastos pueden sostenerse por estas partículas y movilizarse en un flujo plástico bajo la forma de *debris flow*, en el que la fase sólida y líquida se desplazan solidariamente. Los procesos de remodelación o secundarios producen la erosión del abanico, movilizando sedimentos anteriormente depositados por los procesos de alimentación. Muchos de estos procesos actúan durante largo tiempo sobre la superficie, ya que la alimentación del abanico se realiza, en ocasiones, a favor de precipitaciones de tormenta de baja frecuencia y alta intensidad.

9.3.4.1 *Los procesos de alimentación*

Pueden englobarse en dos tipos. Los que movilizan materiales superficiales o del substrato rocoso de las laderas y aquellos en los que el transporte se produce por flujos fluviales (Blair y McPherson, 1994a, b). Los **movimientos de masa** en las laderas son del tipo de desprendimientos de material rocoso por gelifracción y aludes, vuelcos, avalanchas de rocas, deslizamientos y *debris flows* (descritos en el Capítulo 7).

En los **procesos fluviales** los sedimentos y el agua permanecen separados durante el transporte y los detritos se evacuan mediante un flujo turbulento como carga de fondo o en suspensión. Cuando la carga sólida alcanza una proporción elevada de 20 a 47%, se forman flujos hiperconcentrados (Costa, 1988a). Se diferencian dos tipos de procesos fluviales: la inundación en manto (*sheet flood*) y los flujos canalizados (Blair y McPherson, 1994a, b).

La **inundación en manto** es el proceso más frecuente en el aporte de sedimentos a los abanicos aluviales. Se trata de flujos no confinados que se expanden en el piedemonte, al liberarse del confinamiento de las paredes del canal desagüe. Blair (1987) a partir de una fotografía aérea, describe la inundación en manto producida en el abanico del Río Roaring en el Parque Nacional de las Montañas Rocosas, como una lámina continua de agua de 0,5 m de profundidad derramándose por el lóbulo deposicional activo del abanico de 320 m de longitud. La inundación en manto se produce con grandes tormentas de baja frecuencia y alta in-

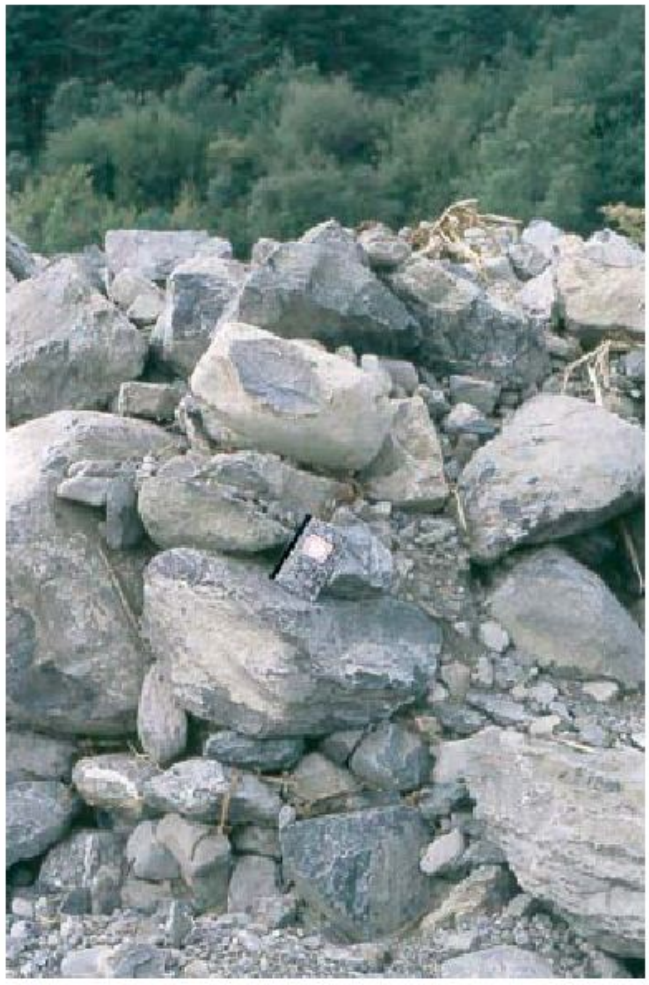


FIGURA 9.17 Bloques imbricados en el abanico aluvial de Arás (Valle de Tena, Pirineos centrales). Se depositaron el 7 de agosto de 1996 en una inundación súbita (*flash flood*) y catastrófica.

tensidad, que pueden dar origen a flujos de carácter catastrófico (Gutiérrez *et al.*, 1998a, b). Estos eventos esporádicos están separados por etapas de escasa actividad donde se remodela el abanico por procesos secundarios. Los depósitos están formados por bloques, gravas, arenas y limos. Los *sheet floods* suelen dar lugar a pares estratificados de 10-30 cm de potencia, con inclinaciones sinsedimentarias de 2°-8°, paralelas a la superficie del abanico, y ejes mayores de los bloques perpendiculares a la pendiente, aunque a veces se presentan imbricados (Fig. 9.17) (Blair y McPherson, 1994b). También, raramente, pueden encontrarse cordones de gravas sinuosos transversales a la pendiente del abanico.

Los **canales de incisión** disectan el ápice o el sector proximal del abanico y pueden alcanzar varios metros de altura. Constituyen las vías de transporte de sedimentos desde las zonas proximales a las distales y, por consiguiente, son los canales de alimentación del lóbulo deposicional activo. También, en estos canales puede producirse la erosión de los sedimentos del abanico. Las facies resultantes de la sedimentación en estos canales incluyen gravas y arena en su lecho, que se movilizan durante las crecidas.

Un tipo de sedimentación característico en los abanicos aluviales son los denominados **depósitos** o **lóbulos de tamiz**, que fueron reproducidos en experimentos de laboratorio con gravillas y arena por Hooke (1967). Un depósito lobulado se acumula en una zona en la que el flujo pierde la capacidad de transportar la carga, normalmente en el punto de intersección, y percola completamente en un substrato permeable. El material más grueso se encuentra en el frente del lóbulo y aguas arriba los depósitos son más finos. Estos depósitos de tamiz se forman durante las crecidas y se localizan sobre todo en las zonas medias y distales del abanico. Pueden originarse también a partir de *debris flows* previamente depositados cuando las aguas de escorrentía efectúan un lavado o tamizado superficial de las partículas más finas. El resultado es un depósito coronado por clastos granosostenidos. En este caso, el origen de los lóbulos de tamiz es secundario.

El análisis tridimensional del abanico aluvial pone de manifiesto que existen numerosas y complejas variaciones de facies, que pueden ser debidas en parte a cambios climáticos o tectónicos significativos. A lo largo del abanico se observa una disminución del tamaño de las partículas, depositándose las más gruesas en las zonas proximales y las más finas en los dominios distales. En las áreas proximales predominan los depósitos fluviales de canales de bloques y gravas y los *debris flows* (Fig. 9.18c, d) (Harvey, 1997). Según Miall (1978) si dominan los procesos fluviales, tenemos secuencias sedimentarias de tipo «Scott» y, por el contrario,

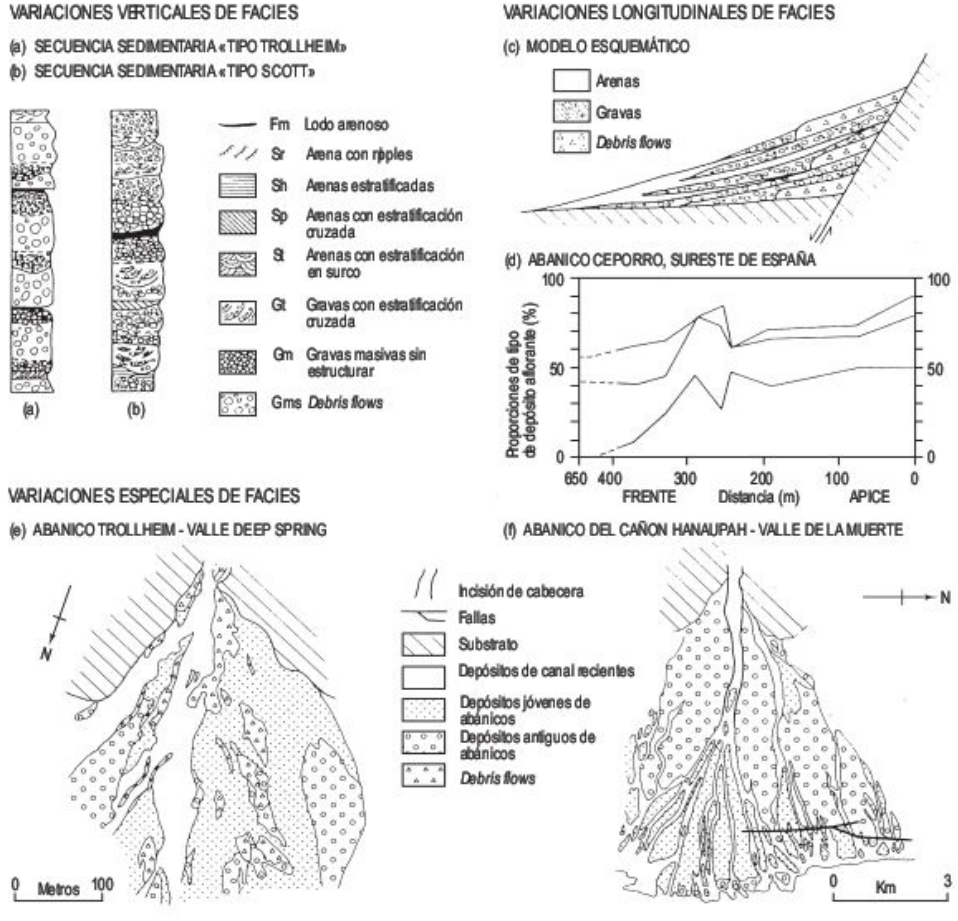


FIGURA 9.18 Variaciones de facies sedimentarias en abanicos aluviales. Variaciones verticales de facies: (a) Secuencias sedimentarias tipo «Trollheim» y (b) tipo «Scott» (Miall, 1978). Relaciones de facies proximales y distales: (c) Modelo esquemático (Rust, 1979). (d) Variaciones a lo largo del abanico en las proporciones de facies expuestas en cortes del abanico Ceporro, sureste de España (Harvey, 1984b). Variaciones espaciales de facies: (e) Zona del ápice de un abanico con sedimentación en el área proximal. Abanico Trollheim, Valle Deep Springs (California) (Hooke, 1967). (f) Abanico con canal encajado en zona proximal y agradación distal. Abanico del Cañon Hanaupah, Valle de la Muerte (California) (Hunt y Mabey, 1966). Figura recopilada por Harvey (1997).

la abundancia de *debris flows* identifica las secuencias del tipo «Trollheim» (Fig. 9.18a, b). En las zonas medias pueden desarrollarse depósitos de tamiz, pero más frecuentemente nos encontramos con depósitos de *sheet flood*, que se prolongan hacia las partes distales donde tenemos un predominio de arenas y limos. Por otra parte, podemos encontrarnos con un fuerte contraste en la distribución de facies, entre abanicos sin incisión y aquellos con un canal encajado en la zona proximal, en el que los depósitos más recientes se sitúan en áreas más alejadas (Fig. 9.18e, f).

9.3.4.2 *Los procesos de remodelación*

Ya se ha indicado que los abanicos se construyen fundamentalmente en relación con precipitaciones de alta intensidad, pero el período de retorno de las mismas es importante y, como consecuencia, la superficie del abanico está sometida, durante un largo intervalo de tiempo, a la actuación de procesos secundarios que modifican las morfologías derivadas de la acción de los procesos de alimentación o primarios. Por otra parte, en zonas de actividad tectónica cuaternaria, los sedimentos pueden estar o haber sido afectados en su evolución por deformaciones dúctiles y frágiles, tales como pliegues, fallas (Fig. 9.18f) y basculamientos. Estos procesos de remodelación son muy variados y han sido analizados por numerosos autores (Blair y McPherson, 1994a).

El proceso más importante de remodelación es el de la **escorrentía superficial**, reinante entre los eventos de lluvia de alta intensidad. Su actuación produce la exportación del material de grano fino existente en cualquier tipo de depósito, hacia las zonas distales del abanico. También se genera una red de regueros (*rills*) y canales distributarios que se disponen radialmente sobre la superficie del abanico desde el ápice, o desde el punto de intersección, hasta las zonas distales, donde dominan los canales (Denny, 1967). También hay que considerar la actividad del **agua subterránea** en los abanicos, donde se encuentran excelentes acuíferos. Esta disponibilidad hídrica afecta al crecimiento de las plantas y, por consiguiente, a los procesos de erosión hídrica superficial. Por otra parte, el movimiento del agua puede traer consigo la cementación por calcita, si en estas disoluciones existen carbonatos, llegándose a generar horizontes petrocálcicos.

La **acción del viento** es otro de los factores de remodelación de la superficie de los abanicos en las regiones áridas. Se manifiesta por el arranque y transporte de partículas finas, lo cual puede dar lugar a pavimentos desérticos. Los cantos sufren la abrasión eólica que conduce al pulido y generación de facetas, produciendo ventifactos, a veces cubiertos de barniz desértico. Estas partículas también pueden depositarse en la superficie del abanico en torno a obstáculos, tales como plantas, o simplemente forman una lámina de arena más o menos continua.(manto de arena). También llegan a alcanzar potencias importantes en las zonas de sotavento, produciendo disturbios en la red fluvial.

En la **meteorización** de los sedimentos de los abanicos actúan los procesos físicos, químicos y biológicos. Los primeros, como el haloclastismo, humectación y secado, y gelivación disgregan la roca y están condicionados por el contenido de agua y sales. La meteorización biológica se manifiesta por los procesos bioquímicos y por el horadamiento y remoción de materiales producidos por la actividad de la flora y la fauna, que se engloban bajo el término de bioturbación. En climas áridos, la precipitación de carbonatos en las proximidades de la superficie del abanico origina horizontes petrocálcicos (Gile y Hawley, 1966; Machette, 1985; Harvey, 1987a), que cementan fuertemente los depósitos detríticos, con lo que se convierten en materiales muy resistentes a la erosión y, a la vez, la capacidad de infiltración en estos depósitos encostrados disminuye considerablemente (Harvey, 1990, 1997). En los medios húmedos la meteorización química produce la continua disgregación de los minerales, dando lugar a la generación de numerosas partículas finas.

9.3.5 Dinámica y evolución de los abanicos aluviales

Los abanicos aluviales son las formas que más rápidamente se desarrollan dentro de las zonas áridas (Mabbutt, 1977). Se estima una velocidad media de acumulación en los abanicos del Valle de la Muerte de 1 m cada mil años (Hooke, 1972). Además, son sistemas geomórficos dinámicos que muestran cambios morfológicos progresivos durante su desarrollo (Harvey, 1997). Este último autor establece un modelo en el que se relacionan los perfiles del abanico y del canal con la agradación e incisión en las partes medias del abanico (Harvey, 1987a, 1997) (Fig. 9.19). En los tipos *A* y *B* se origina un encajamiento en cabecera y sedimentación en zonas distales. En el tipo *C* se produce rebajamiento en el punto de intersección y en los tipos *D* y *E* tiene lugar una movilización de este rebajamiento hacia las áreas distales, como consecuencia del desplazamiento del punto de intersección y, finalmente, se llega a la disección total del abanico en el tipo *F*. Si el nivel de base desciende se desencadena una erosión remontante desde el frente del abanico (tipo *G*). Este es uno de los modelos que ayudan a comprender en parte la dinámica de la agradación o disección dentro del abanico, en el que la tectónica, el cambio climático, la acción antrópica y los eventos extremos juegan un papel preponderante en la modificación de los procesos erosivos y deposicionales.

El río Kosi, en la llanura indogangética, ha construido un megabanico (Fig. 9.7) (Gole y Chitale, 1966; Wells y Dorr, 1987; Gohain y Parkash, 1990; Singh *et al.*, 1993) como consecuencia de las elevadas precipitaciones (1.500 mm/año) de la cuenca de recepción, a diferencia de los abanicos de las regiones áridas en las que la precipitación anual es pequeña, los cursos son efímeros y la dimensión

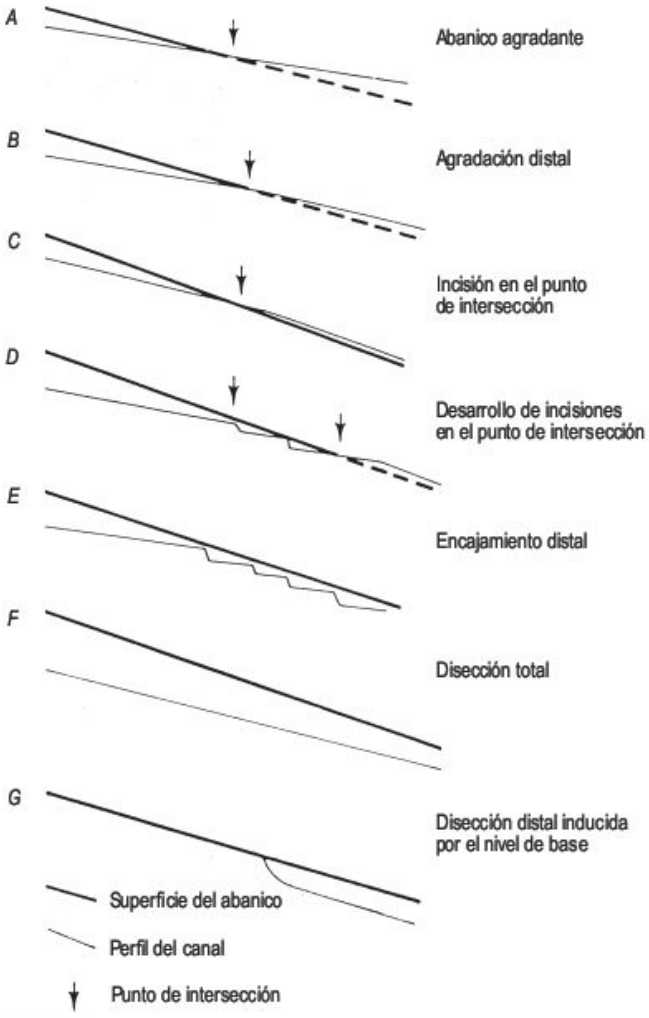


FIGURA 9.19 Modelo en el que se establecen las relaciones entre los perfiles de la superficie del abanico y del canal con la disección y sedimentación en las partes medias y distales del abanico (Harvey, 1987a).

de los abanicos es mucho menor (Chorley *et al.*, 1984). El drenaje del río Kosi procede de las elevaciones del Himalaya y extiende su elevada carga en su salida a la llanura indogangética, donde construye el megabanico del Kosi. Durante el periodo de 1731 a la actualidad (Fig. 9.7) ha experimentado una deriva hacia el oeste de 113 km por sucesivas avulsiones (Short y Blair, 1986, p. 297), lo que supone la movilización de sedimentos en un área de más de 9500 km^2. Las avulsiones se han producido rápidamente y el periodo entre ellas es de aproximadamente 18 años (Bridge, 2003). Stevaux y Souza (2004) estudian la frecuencia de las avulsiones en diferentes áreas. Las velocidades varían entre 28 años para el río Kosi y 1.400 años para el Mississippi. En el ápice del abanico, el canal está constituido por bloques y cantos y estos materiales gruesos se transportan raramente más allá de unos 15 km del ápice, donde dominan sedimentos de grano medio y fino. El gradiente del río Kosi disminuye paulatinamente desde la cabecera con una pendiente de 20 cm/km a 4 cm/km en las áreas distales. En las zonas de menor pendiente el río está constituido por varios canales que ocupan una anchura no superior a 1,5 km.

No se comprende el mecanismo de deriva hacia el oeste del Río Kosi. Wells y Dorr (1987) establecen una relación estadística entre la tectónica y la deriva hacia el oeste del conjunto de canales y atribuyen la deriva a una topografía favorable para la sedimentación. Por el contrario, Gohain y Parkash (1990) y Singh *et al.* (1993) consideran la deriva hacia el oeste como debida a un basculamiento tectónico.

En la literatura clásica se describen modelos de evolución de los abanicos. Uno de ellos es el de Davis (1905), basado en su concepción cíclica de evolución del modelado, en el que en las etapas juveniles del mismo se produce un gran aporte de sedimentos al piedemonte debido al relieve enérgico existente. La degradación del relieve, en las etapas finales del ciclo, trae consigo una disminución de la erosión y las inundaciones en manto conducirían a un predominio de los pedimentos.

Sorriso-Valvo (1988) establece un modelo de génesis y evolución de los abanicos, basándose en los movimientos de masas en la región de Calabria (Italia). Establece un conjunto de cuatro etapas principales (Fig. 9.20). La primera, a la que denomina reptación (*creep*), se caracte-

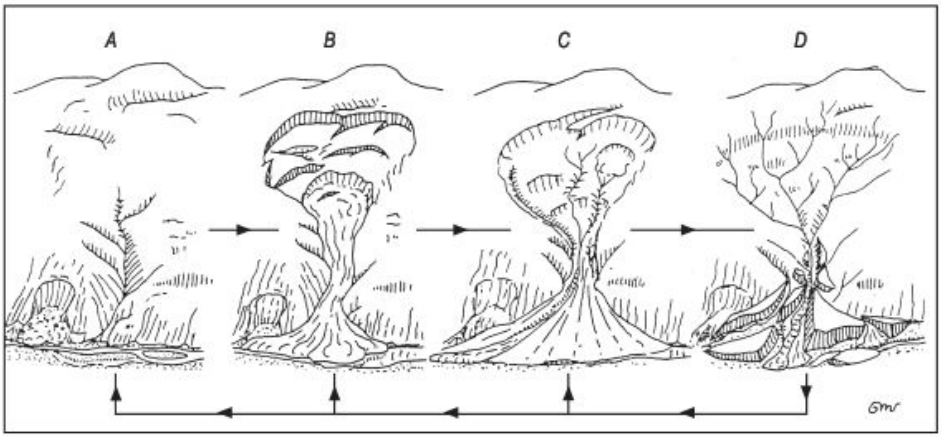


FIGURA 9.20 Evolución cíclica de un abanico a partir de movimientos de ladera. Las flechas indican los diferentes episodios. La forma es típica de substratos de comportamiento dúctil. En rocas frágiles y diaclasadas el flujo principal de la etapa *B* se produce por avalanchas de rocas de gran velocidad (Sorriso-Valvo, 1988).

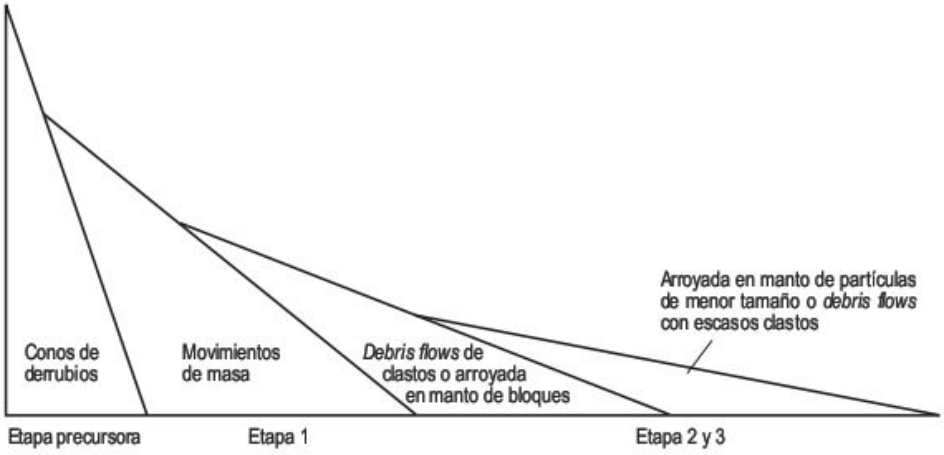


FIGURA 9.21 Diagrama esquemático de las pendientes en las etapas de evolución de un abanico aluvial (la escala vertical está exagerada ×2). Se diferencian varias etapas con sus respectivos procesos de alimentación dominantes. Las pendientes de sedimentación disminuyen hacia el sector distal, la longitud del radio del abanico aumenta también a lo largo de la evolución y los *knickpoints* (puntos de ruptura) disminuyen de altura hacia la zona distal (Blair y McPherson, 1994a,b).

riza por deslizamientos superficiales que se localizan en la parte baja de la ladera, mientras que en el resto predominan deformaciones superficiales. Esta etapa suele tener una larga duración. En la etapa *B*, o de colapso, dominan los deslizamientos de rocas y *debris flows*, que dan lugar a numerosas cicatrices de arranque que configuran una forma en anfiteatro en la ladera, mientras que en el piedemonte se acumula una masa detrítica con morfología de abanico. El material deslizado puede ser evacuado por erosión hídrica durante eventos de alta intensidad y baja frecuencia a través del canal de desagüe. La roca debilitada y los detritos que permanecen próximos a la cicatriz de arranque se movilizan por movimientos de masas posteriores, reactivándose los deslizamientos previos, y generándose nuevos *debris flows*. Estos procesos pueden construir un abanico rápidamente. La etapa *C* corresponde a la construcción del abanico aluvial. Finalmente, la destrucción del abanico, o etapa *D*, tiene lugar a causa de que el material deslizado ha sido en gran parte evacuado y entonces la escorrentía superficial alcanza un gran poder erosivo, produciendo la erosión del abanico desde el ápice al frente. Para el autor el modelo es cíclico y considera que la sucesión de etapas *A-B-C-D-B-C-D*... constituye un tipo de evolución muy frecuente. El modelo de Sorriso-Valvo (1988) se ciñe básicamente en la aportación de los movimientos de masa a la generación del sistema del abanico aluvial, pero no contempla la actividad de la escorrentía a lo largo del tiempo.

También Blair y McPherson (1994a, b) establecen un modelo similar en cuatro etapas (Fig. 9.21). Se inicia por desprendimientos de rocas y generación de conos de derrubios en el frente montañoso (Fig. 9.22). En la etapa 1 las cuencas de recepción incipientes son abruptas, con predominio de canales de primer orden y de deslizamientos y *debris flows*. La movilización de estos depósitos construye el abanico aluvial y amplía la cuenca de recepción, la cual adquiere una morfología en anfiteatro; todo ello corresponde a la etapa 2. También el área del abanico se incrementa a la par que sus distancias radiales pueden alcanzar valores de 1 a 5 km. A su vez, disminuye la pendiente del abanico a cifras entre 5° y 15°. En la etapa 3 prosigue la expansión de todo el sistema del abanico aluvial, aumenta el número de canales de primer orden y se

FIGURA 9.22 Conos de derrubios en Punta Vacas (provincia de Mendoza, Argentina). Cordillera Principal de los Andes.

alcanzan órdenes de 4 o 5. Siguen produciéndose movimientos de masa en la cuenca de recepción y el material se deposita en el abanico por *debris flows* e inundación en manto (Fig. 9.23). Las distancias radiales del abanico alcanzan de 3 a 10 km o más y la pendiente disminuye a 2°-8°. Finalmente, esta última etapa puede seguir desarrollándose hasta que los abanicos se erosionen por ríos o valles glaciares, aunque el sistema del abanico también puede reactivarse por actividad tectónica, con una intensidad que sea lo suficientemente significativa para que tenga lugar la emigración de los ambientes de la base del abanico hacia las partes distales del mismo.

De los estudios de los abanicos cuaternarios se deduce que la tectónica puede jugar un papel fundamental al controlar la localización y emplazamiento de los abanicos aluviales, pero las secuencias de los abanicos responden fundamentalmente a cambios climáticos (Harvey *et al.*, 2005).

Los grandes sistemas de abanicos aluviales, especialmente los desarrollados en los márgenes de las cuencas sedimentarias, pueden preservarse en el registro geológico. Las respuestas a los cambios climáticos y tectónicos operan en diferentes escalas de tiempo (Harvey, 2002b). Los abanicos cuaternarios responden al cambio climático en periodos de 10^2-10^4 años, mientras que el cambio tectónico se manifiesta por encima de 10^4 años.

En la evolución de los abanicos aluviales hay que tener presente las modificaciones resultantes de las capturas fluviales en la sedimentación del abanico, en las que puede observarse una modificación importante en la secuencia sedimentaria del lóbulo deposicional (Mather, 2000; Mather *et al.*, 2000).

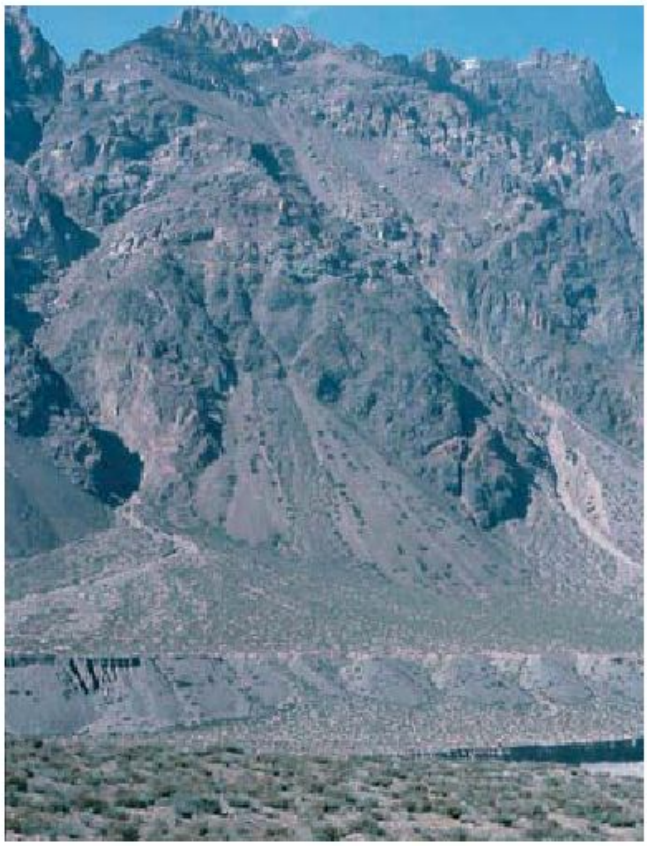


FIGURA 9.23 A la izquierda de la fotografía abanico aluvial con su canal de desagüe y, a la derecha, cono de derrubios con una cuenca de recepción con morfología de anfiteatro incipiente. El lugar se sitúa al Este de Punta Vacas (provincia de Mendoza, Argentina). Cordillera de los Andes.

9.4 Terrazas fluviales

Las terrazas fluviales (Fig. 9.24) son partes de llanura de inundación que están por encima del nivel máximo de las aguas de un río (*bankfull*), como resultado de la incisión del mismo (Leopold *et al.*, 1964). La terraza fluvial es una superficie plana formada por un **rellano** y un **escarpe** y suele aplicarse el término de terraza a ambas morfologías. En ocasiones, se utiliza para denominar al depósito, pero es más apropiado llamarle depósito aluvial o relleno aluvial, para diferenciarlo de las características topográficas. La terraza buza suavemente hacia aguas abajo, a no ser que esté afectada por movimientos tectónicos (Harden, 2004). Las llanuras de inundación son relativamente planas, constituidas por aluviones, que se desarrollan entre el río y los márgenes del valle. La anchura de las llanuras de inundación (Wolman y Leopold, 1957) (Fig. 9.25) es variable y depende del tamaño del río, de la velocidad de erosión y de la resistencia del material rocoso de las paredes del valle. Las llanuras de inundación pueden encontrarse en los valles de arroyos de decenas de metros de anchura (Arauzo y Gutiérrez-Elorza, 1994; Bull, 1997; Harvey y Gutiérrez-Elorza, 2005), pero no existen, por lo general, en la mayoría de los afluentes de cabecera, debido a que la erosión es muy acusada y no hay tiempo suficiente para un movimiento lateral de cierta magnitud. En climas húmedos las llanuras de inundación tienden a estar ausentes en la mayoría de los canales de cabecera, pero aparecen en el punto donde el flujo del canal cambia de efímero a perenne, que es cuando tienen una alimentación hídrica subterránea. Durante un periodo en el que el clima permanece constante, y sin que tenga lugar un movimiento tectónico vertical o cambio de nivel de base, la deriva lateral del canal produce ensanchamiento del valle (Leopold

FIGURA 9.24 Terrazas del Río Snake. Grand Teton. Montañas Rocosas. Wyoming, Estados Unidos. Foto F. Gutiérrez.

FIGURA 9.25 Llanura aluvial y terraza del río Mendoza en los Andes. Upsallata, provincia de Mendoza. Argentina.

et al., 1964). Si se produce una alteración de los factores tectónicos y climáticos, cambia la altura del canal y éste abandona el nivel de la llanura de inundación dando lugar a excavación o agradación. En la incisión se disecta la llanura de inundación, que queda como bancos continuos o discontinuos aproximadamente planos, que destacan sobre el valle fluvial. Por lo tanto, podemos definir una terraza como una llanura de inundación abandonada (Leopold *et al.*, 1964). Cuando alternan los procesos de agradación y de incisión tenemos una **secuencia de terrazas** (Figs. 9.26 y 9.27), que proporcionan un registro de cambios en los flujos de los ríos y del sedimento suministrado a lo largo del tiempo (Harden, 2004).

Frecuentemente, se realiza una diferenciación entre terrazas que erosionan el substrato rocoso (**terrazas erosivas**) (*bedrock or strath terraces*) y las formadas por material aluvial (**terrazas de acumulación o aluviales**). Ambas corresponden, respectivamente, a las terrazas destructivas y constructivas de McGee (1897). Las **terrazas estructurales** son bancos erosivos de rocas resistentes, que se producen por erosión diferencial (Cañón del Colorado). La llanura de inundación no es una terraza, ya que está afectada por los procesos fluviales actuales. En el estudio de secuencias de terrazas se lleva a cabo una enumeración; la terraza más antigua T_1 y las demás T_2, T_3, etc. (Fig. 9.28).

Las **terrazas apareadas** se forman cuando el encajamiento vertical del río es más rápido que la migración lateral del canal fluvial (Fig. 9.28). Las **terrazas no apareadas** se originan cuando la deriva lateral del canal es más rápida y la incisión lenta (Ritter, 1986).

Un problema importante es la identificación e interpretación en el campo de una terraza. Partes de la llanura de inundación, cerca de las laderas de los valles, están so-

FIGURA 9.26 Secuencia de terrazas del río Jachal en la Precordillera de los Andes, provincia de San Juan. Argentina.

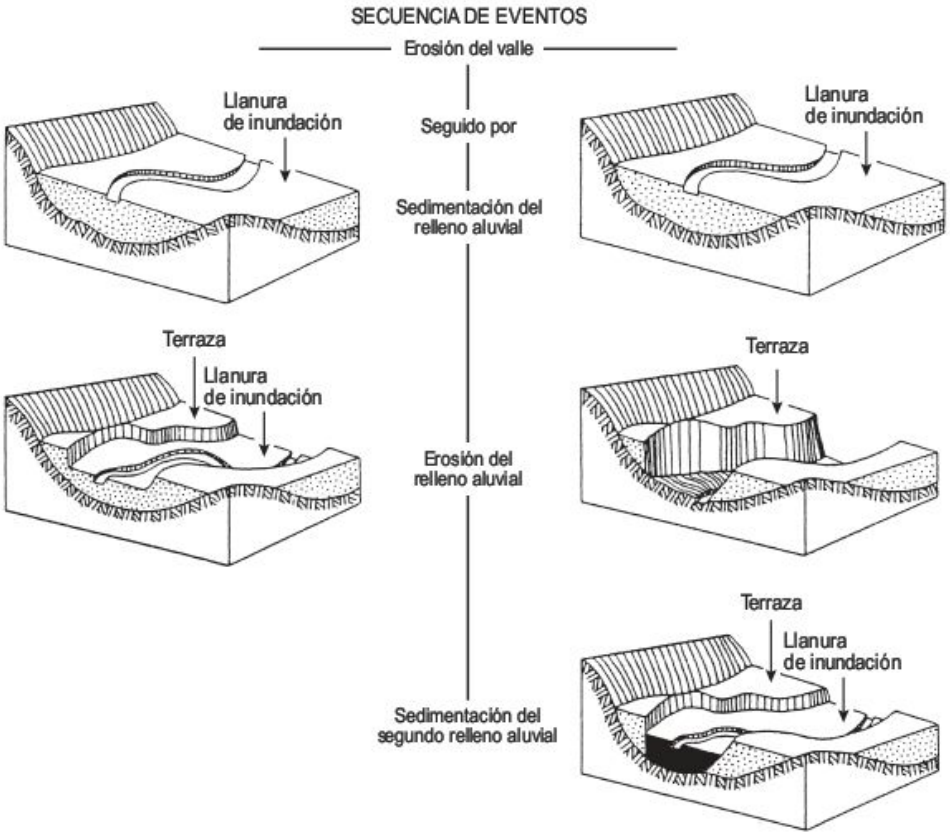


FIGURA 9.27 Bloques diagrama que ilustran las etapas de desarrollo de una terraza. Las dos secuencias de eventos dan lugar a la misma geometría superficial (Leopold *et al*, 1964).

metidas a una sedimentación local que procede de la erosión de las laderas por escorrentía y movimientos de masas y también abanicos aluviales (Fig. 9.29), cenizas volcánicas y partículas eólicas. Como resultado, hay una tendencia generalizada cerca de los márgenes del valle a un ligero buzamiento desde los bordes del valle hacia el eje del valle. El coluvión, generado por diversos procesos, tiende a interdigitarse con el aluvión del valle depositado por agradación del río. En algunos casos, el coluvión puede predominar en el relleno del valle (Fig. 9.30) (Lattman, 1960).

Con el fin de reconstruir el tiempo y la localización de la degradación y agradación en rellenos de valle, es necesario describir y establecer las edades relativas de las superficies de las terrazas y depósitos. Se hace necesario tomar las alturas de las terrazas, con respecto a la llanura

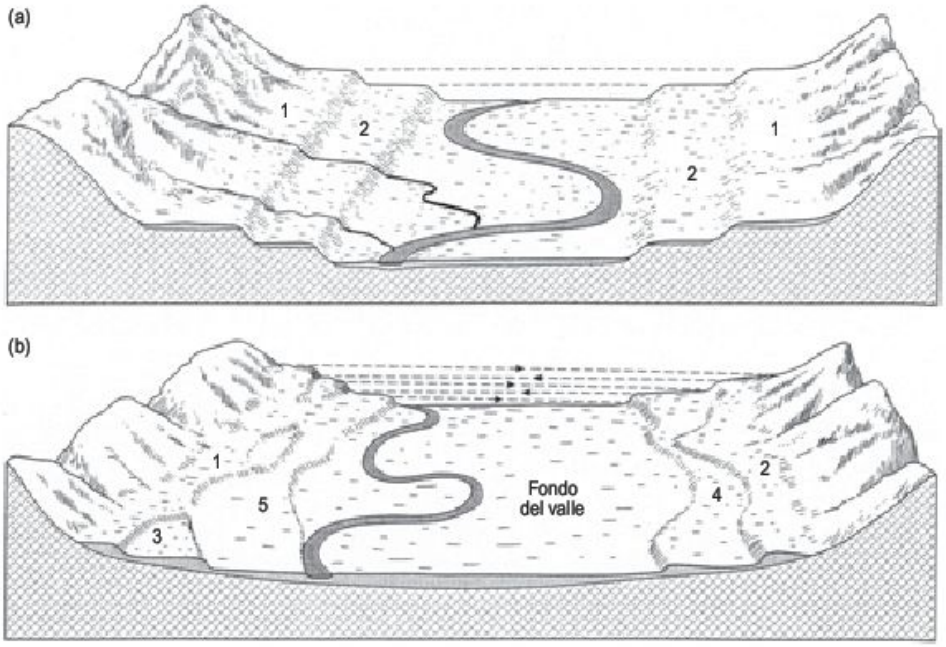


FIGURA 9.28 Terrazas apareadas y no apareadas. (a) Apareadas, terrazas policíclicas. (b) Terrazas no apareadas, terrazas no cíclicas. Las terrazas se numeran 1, 2, 3 y así sucesivamente. La terraza 1 (T_1) es la más antigua. Adaptada de Sparks (1972) y Thornbury (1954).

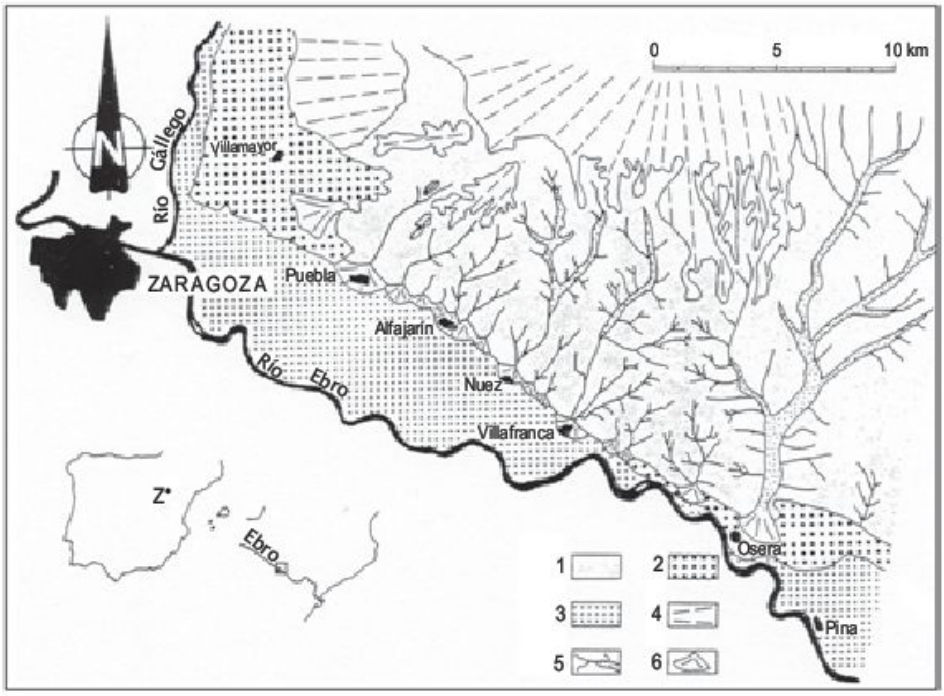


FIGURA 9.29 Llanura de inundación y abanicos aluviales de la margen izquierda del río Ebro, aguas abajo de Zaragoza. 1. Yesos miocenos. 2. Terrazas. 3. Llanura de inundación. 4. Niveles de glacis. 5. Barrancos y valles de fondo plano. 6. Abanicos aluviales (Arauzo y Gutiérrez-Elorza, 1994).

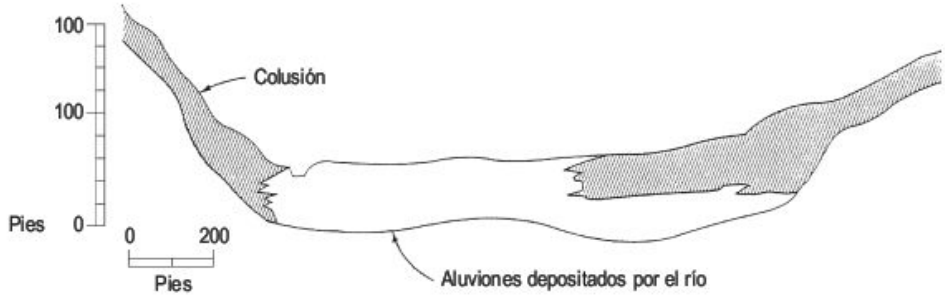


FIGURA 9.30 Sección transversal, excavada para una presa, del valle de Beaderdam Run, Cambia Country. Pennsylvania, Estados Unidos (Lattman, 1960).

de inundación actual, con un barómetro de precisión, a lo largo de diferentes secciones del valle. El perfil longitudinal de un nivel de terraza corresponde con la inclinación de la antigua llanura de inundación.

La edad relativa de las superficies de las terrazas se estima utilizando el estado de desarrollo de paleosuelos y analizando el grado de degradación de los escarpes de la terraza (Bridge, 2003). La edad de una terraza se determina por restos paleontológicos y por datación absoluta de materia orgánica por ^{14}C (Macklin *et al.*, 1994), arenas por OSL (luminiscencia óptimamente simulada) (Peña *et al.*, 2004) y los clastos de la superficie de la terraza por isótopos cosmogénicos, como el ^{10}Be y ^{26}Al (Handcock *et al.*, 1999). Por otro lado, en algunas terrazas antiguas los materiales de las mismas, con anterioridad no consolidados, se han cementado por carbonatos y óxidos de sílice y hierro (Costa y Baker, 1981). También se pueden obtener edades relativas en las terrazas y fondos de valle que contienen restos arqueológicos (Gutiérrez y Peña, 1998).Una terraza incide en sus propios depósitos cuando el flujo de energía es grande: descenso del nivel de base y cuando su capacidad erosiva aumenta con el incremento de la carga. El caudal y la energía de la corriente pueden aumentar por cambios climáticos y por procesos que producen un incremento del gradiente del canal, entre los que se incluyen el descenso del nivel de base. Climáticamente, la incisión tiene lugar cuando el clima se hace más húmedo, con la fusión del hielo (clima más cálido) o cuando aguas arriba de la cuenca las relaciones clima-vegetacióm-suelo conducen a condiciones de escorrentía súbita (Harden, 2004). También puede suceder cuando la disminución de la precipitación, en zonas semiáridas, trae consigo la disminución del porcentaje de cubierta vegetal (Langbein y Schumm, 1958; Knox, 1984a, b). Las actividades antrópicas de deforestación, construcción de casas y obras lineales, minería, etc., influyen claramente en la escorrentía de inundación súbita.

El incremento de la pendiente del canal se produce por tectónica cuaternaria, levantamiento isostático, propagación hacia la cabecera de los *knickpoints*, fallas o descenso del nivel de base (*veáse* Capítulo 3 de Geomorfología Tectónica). En los periodos glaciares el nivel del mar descendió unos 130 m.

El suministro de sedimento a un río puede disminuir por cambios climáticos o prácticas agrarias, que aumentan la cubierta vegetal, disminuyen los movimientos de masa y erosión eólica. Las presas frenan los sedimentos y llegan a colmatarse; el estudio del registro sedimentario puede proporcionar datos importantes sobre los cambios ambientales que han tenido lugar durante la sedimentación: presas de sillería romanas colmatadas de Muel y Almonacid de la Cuba, Zaragoza (Pueyo *et al.*, 2001). La captura de un río por uno de menor gradiente trae consigo que las terrazas del río capturado quedan como registro de la captura (Rodríguez Vidal, 1986).

Las terrazas pueden registrar eventos tectónicos, cambios climáticos y otros cambios ambientales que alteran la capacidad erosiva y la carga de sedimentos de un río. Al datar las terrazas se puede calcular las velocidades de incisión (Harden, 2004).

Una gran parte de la Geomorfología es geología estratigráfica (Leopold *et al.*, 1964). Para correlacionar las terrazas es preciso realizar un estudio sedimentológico de detalle. Los suelos (Fig. 9.31) son horizontes indicadores de gran valor (Birkeland, 1984; Bull, 1997), pero hay que utilizarlos adecuadamente. El conjunto de las terrazas presenta una **cronosecuencia** de meteorización, suelos y terrazas. El cambio climático, factor generador de las terrazas, también altera los procesos edafogenéticos. Las nuevas condiciones pueden gradualmente borrar el carác-

FIGURA 9.31 Perfil de un suelo rojo fersialítico en el corte de una terraza, explotada para gravas. San José de la Rinconada (Sevilla, España).

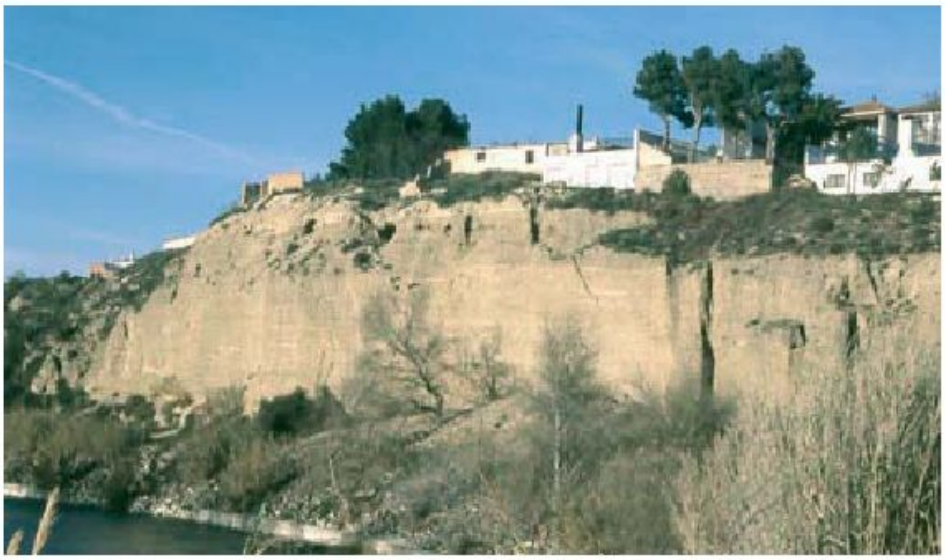


FIGURA 9.32 Terrazas superpuestas del río Gállego generadas por disolución de las evaporitas infrayacentes. El río Gállego discurre sobre terrazas antiguas. San Mateo de Gállego, Depresión del Ebro, España.

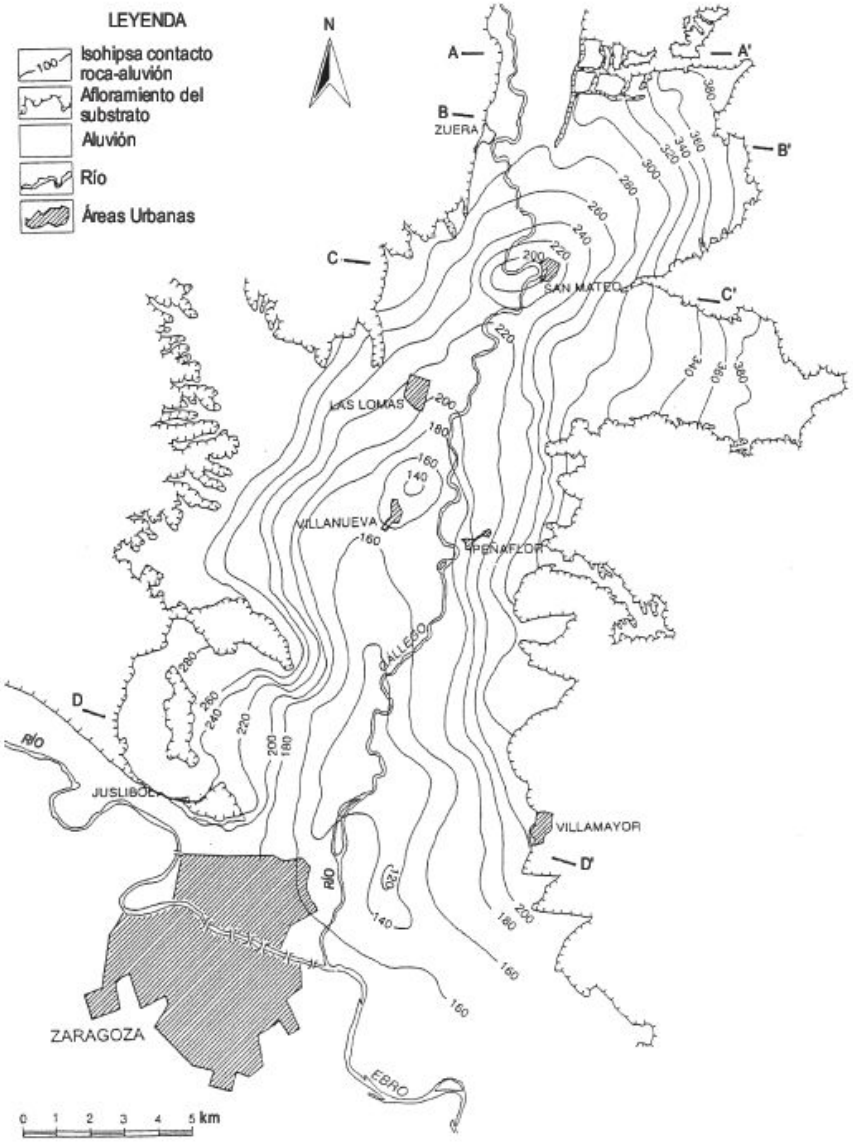


FIGURA 9.33 Mapa de isohipsas del contacto aluvión-substrato rocoso en el curso inferior del río Gállego. Se observan los tres depocentros localizados en San Mateo, Villanueva y entre Zaragoza y Villamayor. Las letras A-A', B-B', etc. se refieren a las secciones transversales de la Figura 9.34 (Benito *et al.*, 2000).

ter original del suelo, pero alguna evidencia de las mismas puede persistir. Así, por ejemplo, la presencia de caolinita en el suelo nos indica etapas húmedas, que pueden deducirse en depósitos y suelos de terraza en un clima árido. En el cambio contrario, de árido a húmedo, la montmorillonita se transforma en caolinita y no podemos deducir este cambio climático. La correlación de las terrazas con los avances de los glaciares suministra datos valiosos sobre los cambios climáticos.

La cronología de la denudación de William Morris Davis está basada en el supuesto de que las terrazas fluviales, como las marinas, son **talasostáticas**, se forman en relación con el nivel de base. Sin embargo, el desarrollo de las terrazas se debe básicamente a los factores tectónicos y climáticos. Las deformaciones tectónicas pueden afectar a las terrazas fluviales a través de los cambios diferenciales de gradiente (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007). Los registros de las terrazas del río Rhin, señalan cambios climáticos y la historia erosiva de la región y también se reconocen levantamientos en las partes medias y subsidencia en las áreas más bajas del valle (Fairbridge, 1968b). También se conocen **terrazas múltiples**, como las del río Carrión (Cuenca del Duero, España) donde se registran 20 niveles de terrazas, en las que su origen, en parte, puede ser de carácter tectónico (Olivé *et al.*, 1982).

Se reconocen también en los sistemas fluviales **terrazas superpuestas**, que pueden originarse por un abombamiento cortical negativo y, lo que es más frecuente, por la disolución de evaporitas al llegar el río a estas formaciones. Se han publicado numerosos ejemplos en los ríos Jalón, Ebro, Gállego (provincia de Zaragoza) y Noguera-Ribargozana (provincia de Lérida) donde se ha originado una importante subsidencia en los depósitos aluviales en el curso del Cuaternario, pudiendo alcanzar los aluviones más de 100 m de potencia (Figs. 9.32 y 9.33), en ellos se pueden reconocer fuertes discordancias angulares (*véase* Capítulo 6) (Gutiérrez y Gutiérrez, 1998; Benito *et al.*, 1998a, 2000; Gutiérrez *et al.*, 2001, 2006; Guerrero *et al.*, 2004, 2006; Lucha *et al.*, 2008a) (Fig. 9.34).

La evidencia proporcionada por las terrazas fluviales puede ser compleja y difícil de interpretar. La erosión

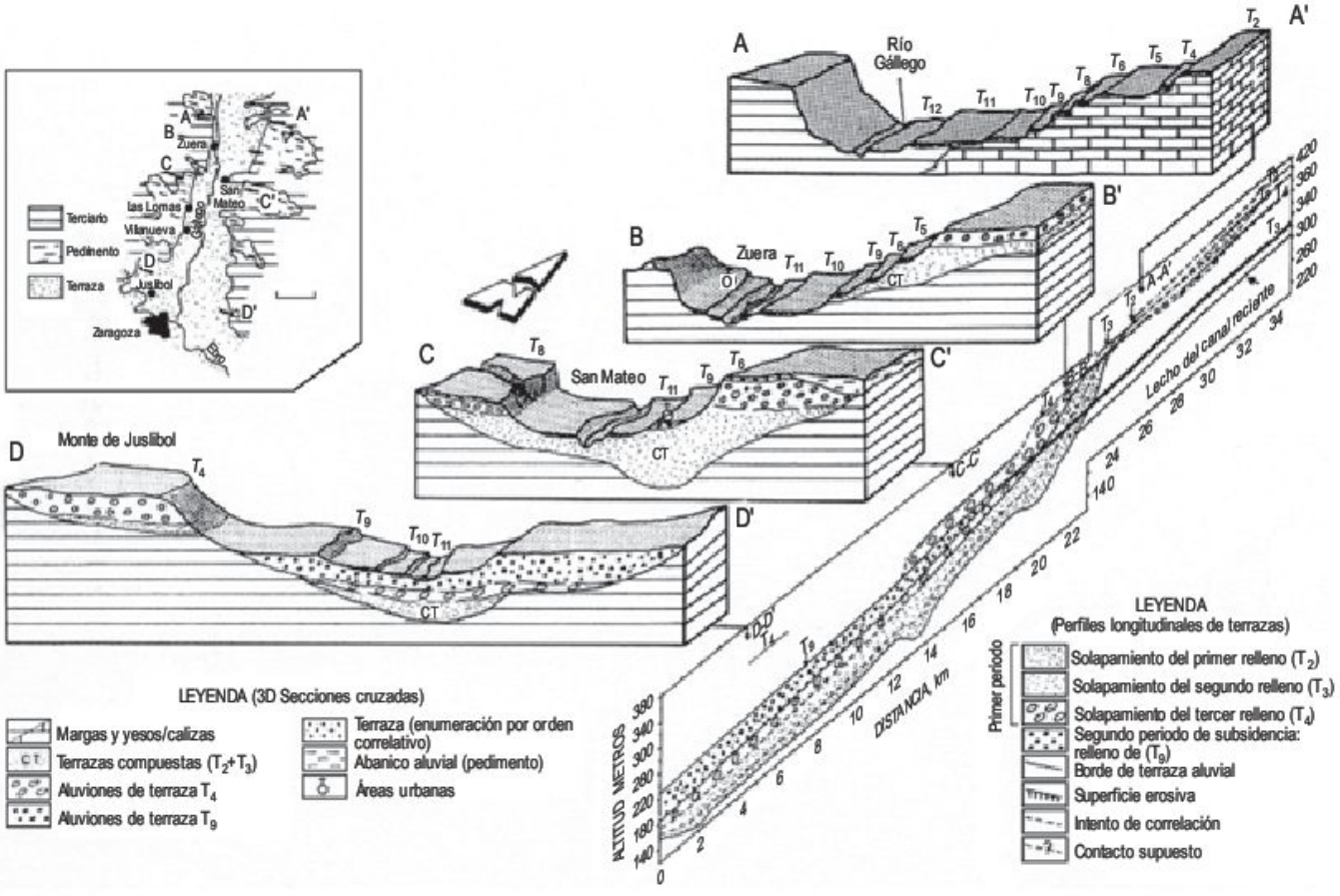


FIGURA 9.34 Secciones transversales del relleno de terrazas del río Gállego y perfiles longitudinales de las superficies de las terrazas y rellenos aluviales afectados por subsidencia debida a la disolución de evaporitas. Las terrazas en A-A′ se han elaborado en terrenos terciarios formando un típico modelado abancalado. Aguas abajo de Zuera (B-B′, C-C′) el aluvial de las terrazas aumenta de potencia bajo la llanura de inundación actual. En la parte más inferior (D-D′) están apiladas y superpuestas a aluviones más antiguos (constituidos por las terrazas T_2 y T_3) en discordancia angular o paralela. CT: terrazas complejas (Benito *et al.*, 2000).

puede hacer desaparecer terrazas antiguas y raramente se conserva la secuencia total de terrazas (Harden, 2004). Las terrazas en una cuenca de drenaje pueden responder más a factores locales que a cambios climáticos y tectónicos. La respuesta compleja (Schumm, 1975) de un sistema fluvial puede conducir a la formación de una pequeña terraza sin variables externas que las produzcan. Las terrazas también pueden formarse catastróficamente, como las desarrolladas aguas arriba de Pyramide Lake (California, USA), donde se generaron seis niveles de terrazas bien diferenciadas en 44 años, cuando comenzó a descender el nivel del lago (Born y Ritter, 1970); el estudio se llevó a cabo por fotografías secuenciales y evidencias históricas.

9.5 Inundaciones

9.5.1 Introducción

Se han propuesto numerosas definiciones de las inundaciones (Smith y Ward, 1998). La definición de Chow (1956) indica: «una inundación es un flujo relativamente alto que sobrepasa el canal natural por el que discurre la escorrentía». La descarga puede superar los 1.000 m^3/seg. Una descarga también puede describirse por su **periodo de retorno**, en el que una inundación de 100 m^3/seg se produce una vez cada 100 años (Wohl, 2004). Un área de drenaje de 10-50 km^2 suele estar asociada con las inundaciones súbitas (*flash floods*). En los abanicos aluviales las inundaciones están en relación con grandes descargas a través del canal de desagüe y a partir del ápice adquieren el carácter de flujo no confinado, discurriendo laminarmente las aguas a través de la superficie del abanico aluvial. Las grandes inundaciones introducen enormes descargas en el sistema canal-valle (Baker y Costa, 1987). En algunos casos las inundaciones producen sorprendentemente escasa respuesta geomórfica (Costa, 1974) y, en otros casos, se observan espectaculares efectos (Baker, 1977; Gupta, 1988). Las investigaciones anteriores a la década de 1980 han tratado los aspectos morfológicos y sedimentológicos (Wolman y Gerson, 1978) y se han obtenido pocos datos cuantitativos sobre inundaciones cataclísmicas que tienen una respuesta en el modelado (Baker y Costa, 1987).

Se dispone de una importante documentación sobre las grandes catástrofes producidas por las inundaciones. La Biblia señala una inundación hace unos 3.000 años antes de Cristo, probablemente en las cuencas del Eufrates y Tigris, debida a intensas lluvias durante 40 días y 40 noches, que cubrió el mundo durante 150 días. Se destruyó todo tipo de vida, menos la existente en el Arca de Noé (Costa y Baker, 1981). Es bien sabido que los egipcios dependían de la inundación anual del río Nilo para regar y fertilizar sus tierras y la inundación producía un lavado de las sales de elevada solubilidad, las cuales se encontraban en superficie por ascenso capilar. También los limos y arcillas depositados fertilizaban los suelos (Schumm, 2005). Las exploraciones de Hernando de Soto en 1543 se retrasaron un mes por las inundaciones del río Mississippi. Existen documentos que señalan inundaciones, en 1737 en la India, debidas a un ciclón tropical que produjo 100.000 muertos. También en épocas más recientes en China, las inundaciones de 1887 y 1931 causaron 900.000 muertos y 3,7 millones de pérdidas de vida, respectivamente. Estas estimaciones son muy aproximadas (Burton, 1989). En la Figura 9.35 se indican la altura de las avenidas del río Ebro en Zaragoza desde 1617.

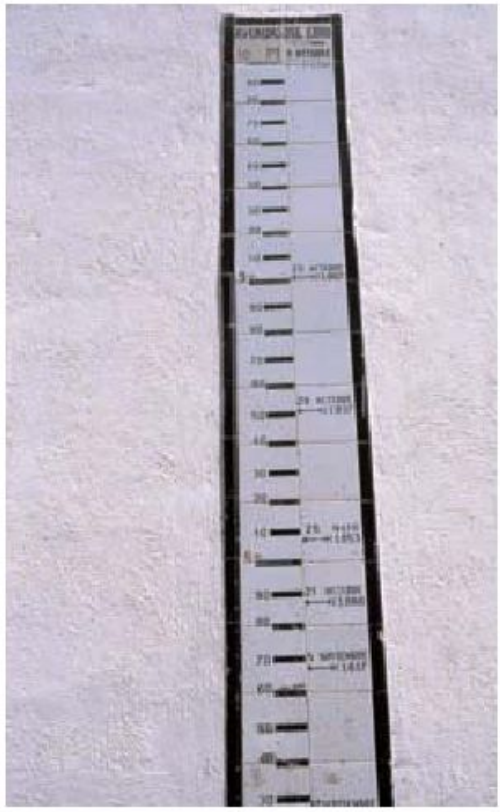


FIGURA 9.35 Escala en decímetros de las principales crecidas del río Ebro a su paso por Zaragoza. La máxima crecida alcanzó 10 m el 9 de octubre de 1787.

Por lo general, las inundaciones afectan a casi toda la longitud del río, pero existen excepciones. Por ejemplo, la inundación puede impactar la zona aguas abajo de un canal o una inundación de aguas arriba puede disipar sus efectos aguas abajo. Sin embargo, excepto para los eventos extremos que no solo modifican el canal, sino también el valle, los impactos son efímeros, siendo de poca magnitud las pérdidas de reajustes del canal durante la inundación (Schumm, 2005). Los canales fluviales en el Este de Australia disminuyen de tamaño aguas abajo, lo que es contrario a las reglas de la geometría hidráulica. Esto se debe a que las inundaciones desbordan el canal aguas abajo y los canales transportan solo una parte de la inundación (Nanson y Young, 1981). Durante las inundaciones, predomina la erosión cuando son de gran magnitud la velocidad y la energía de la corriente. Por ejemplo, durante la inundación Big Thompson de 1976 en Colorado, el canal alcanzó algo menos de 40 m de anchura, con pendientes de 0,02-0,04, y socavó fuertemente, mientras que en otros canales de 80 m de anchura, con gradientes <0,02, la erosión fue pequeña y la sedimentación se esparció. Todo ello se explica porque el canal aguas arriba es estrecho y profundo y se convirtió, aguas abajo, en un canal trenzado ancho (Wohl, 2000).

Las inundaciones son los riesgos naturales más letales y destructivos, que afectan tanto a países industrializados como a los que se encuentran en vías de desarrollo (McGuire *et al.*, 2004). En la década de 1980 se produjeron al menos 60 grandes desastres por inundación, causando la pérdida cada uno de ellos de más de 100 muertes y 10 de estos desastres se cobraron más de 1.000 vidas. Esto tuvo lugar en 17 países, fundamentalmente en Asia y Suramérica (UNEP, 1991). Es importante señalar, que aunque la mayoría de las inundaciones son más o menos fenómenos naturales (aunque intensificadas por las actividades humanas, tales como los cambios de uso del suelo) el riesgo de inundación surge cuando interfiere con las obras del hombre (Smith y Ward, 1998).

Una parte significativa de las investigaciones sobre las inundaciones se recogen fundamentalmente en los artículos de los libros editados por Baker *et al.*, (1988) y Beven y Carling (1989) y en el tratado de Smith y Ward (1998). Además existen numerosos volúmenes sobre riesgos naturales en los que se recogen aspectos geomorfológicos importantes de las inundaciones, así como las pérdidas de vidas humanas y materiales.

9.5.2 Tipos de inundaciones

Se diferencian aquellas que tienen lugar en el interior de los continentes (inundaciones fluviales) y las que afectan a las áreas costeras (inundaciones litorales).

Las **inundaciones fluviales** se producen básicamente en valles con llanuras de inundación como resultado del desbordamiento de los márgenes del canal o de diques artificiales. En condiciones húmedas, el nivel freático es superficial y la respuesta a la crecida es rápida y suelen denominarse **inundaciones de nivel freático**. En condiciones secas la capacidad de infiltración suele ser mínima, la respuesta a las precipitaciones es rápida y se las conoce como **inundaciones súbitas** (*flash floods*). En estas zonas áridas, cuando no están claramente definidos los canales, se producen las **inundaciones en manto** (*sheet flooding*). En las áreas urbanas los grandes aguaceros desbordan las canalizaciones subterráneas y generan inundaciones (Smith y Ward, 1998).

Las **inundaciones litorales** se producen en áreas de costas bajas, incluyendo estuarios y deltas, por penetración de agua del mar superando incluso los diques artificiales. Las inundaciones directas tienen lugar cuando excepcionalmente grandes olas generadas por el viento se originan en bahías semicerradas durante las tormentas y mareas vivas. También se originan por tsunamis.

9.5.3 Causas y factores que intensifican las inundaciones

En la Tabla 9.1 se exponen las causas de las inundaciones y los factores que las acrecientan. La mayoría de las inundaciones fluviales se deben directa o indirectamente a eventos meteorológicos, como puede ser la precipitación de intensas lluvias durante un tiempo prolongado.

Entre los factores meteorológicos, las **tormentas convectivas**, localizadas e intensas, son más efectivas en la generación de inundaciones en pequeñas cuencas de drenaje. Estas precipitaciones se representan en un mapa de isoyetas. Las grandes **precipitaciones ciclónicas** (**borrascas**) producen precipitación de baja intensidad pero extienden la inundación sobre grandes cuencas de drenaje. Las tormentas ciclónicas de origen tropical producen algunas de las inundaciones mayores del mundo. El Ciclón Agnes fue de este tipo y afectó del 19 al 23 de junio de 1972 a la costa oriental de los Estados Unidos (Bailey y Patterson, 1975, Burton *et al.*, 1978) (Fig. 9.36).

Cuando la duración e intensidad de la precipitación exceden a la capacidad de infiltración del terreno, la escorrentía aumenta rápidamente. Si la precipitación se distribuye por igual en la cuenca no suele superarse la capacidad de infiltración, pero si se concentra en una pequeña área de la cuenca, se supera rápidamente la capacidad de infiltración y la escorrentía es muy elevada. Si además la tormenta se desplaza por el eje de la cuenca, producirá una gran inundación. Si la tormenta se mueve desde la cabecera a la desembocadura de la cuenca, la escorrentía desde la cabecera puede alcanzar la desembocadura a la vez que la escorrentía del área que rodea la desembocadura. El resultado es un gran pico de inundación. Cuando días antes de una gran tormenta han tenido lugar lluvias constantes, la capacidad de infiltración es baja y la respuesta es una gran avenida (Costa y Baker, 1981).

TABLA 9.1 Causas de las inundaciones y factores que las intensifican (Smith y Ward, 1998).

CAUSAS DE LAS INUNDACIONES

- Lluvia
- Nieve y deshielo
- Combinación de lluvia y deshielo
- Bloques de hielo
- Deslizamientos
- Rotura de presas y trabajos de control
- Interacciones estuarinas entre flujos fluviales y condiciones mareales
- Olas de tormenta litorales
- Terremotos

Inundaciones Fluviales

- Factores de cuenca (estables) *Área, forma ladera, aspecto altitud*
- Factores de cuenca (inestables) *efectos del clima, geología, tipo de suelo, cobertera vegetal, influencias antropogénicas en la capacidad de almacenamiento, infiltración y trasmisividad*
- Factores de la red de drenaje
- Factores de canal

Inundaciones costeras y estuarinas

- Forma del estuario
- Configuración de la línea de costa
- Gradiente de la profundidad de agua frente a la costa

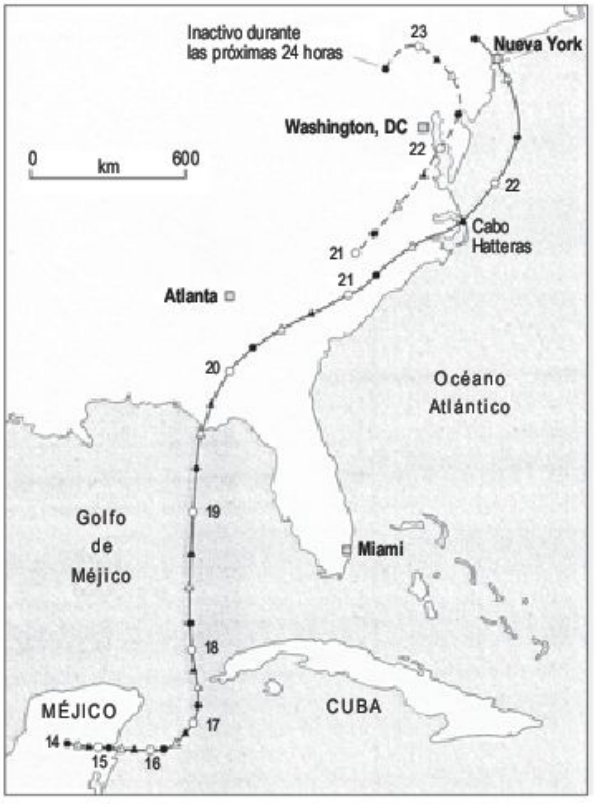


FIGURA 9.36 Trayectoria del Ciclón Agnes (14-23 de junio de 1972) (Bailey y Patterson, 1975).

La fusión de la nieve y del hielo en primavera y verano constituye otro de los orígenes. En zonas de invierno frío se puede producir un represamiento (*ice jam*) en los ríos por bloques de hielo (Thomas y Goudie, 2000; p. 264). Los grandes deslizamientos bloquean el curso fluvial, como el deslizamiento interglaciar de Flims (Suiza) (*véase* Capítulo 7). La rotura de presas también produce inundaciones, como la del río Roaring, en las Montañas Rocosas (Blair, 1987). Costa (1988b) analiza las características hidrológicas y geomorfológicas producidas por las roturas de presas.

De todas estas causas, el clima expresado en términos de temperatura y precipitación, junto con la cubierta vegetal, ejerce el control fundamental de la mayoría de las inundaciones. Durante el Holoceno, según Knox (1993, 1995), un pequeño cambio climático puede ser responsable de significativos ajustes fluviales. Las cronologías fluviales y las reconstrucciones paleohidrológicas también indican que los ríos responden muy rápidamente a cambios en las condiciones climáticas.

Las grandes inundaciones originadas por precipitaciones se localizan fundamentalmente entre 40° N y 40° S de latitud, normalmente cerca de los litorales en los que penetran masas de aire cálido en el continente, produciendo una intensa y extensa precipitación (Costa, 1987).

Las características de las inundaciones varían, en gran parte, en función de las áreas climáticas donde se desarrollan. Las inundaciones catastróficas o cataclísmicas

(Baker y Costa, 1987), generadas durante el Pleistoceno por la rotura de represamientos en hielo de agua de fusión glaciar (Lago Missoula), en los grandes casquetes continentales, han dado origen a morfologías de enorme tamaño (*channel scabland*) en el noroeste de los Estados Unidos (Fig. 14.25) (Bretz, 1923; Baker, 1973). Las características y desarrollo de los sistemas fluviales de las zonas periglaciares han sido analizados y son función principalmente de la fusión del permafrost y de su intensidad. Muchos sistemas presentan una alimentación hídrica debida a la fusión de la nieve, grandes precipitaciones y una combinación de ambas. El curso alto del Río Mississippi presenta estas características y el 75% de todas las inundaciones tienen lugar durante los meses de marzo a julio (Knox, 1988).

En las zonas áridas, las civilizaciones más antiguas, ligadas a los ríos Eufrates-Tigris y Nilo, conocieron el poder y los efectos de las inundaciones. En la primavera de 1887 se produjo la inundación más catastrófica conocida. El río Amarillo o Huang Ho (China) se desbordó y perecieron entre 1,5 y 7 millones de personas (Davis, 1992). Afectó a 2.000 ciudades y pueblos y las pérdidas materiales fueron muy elevadas. En septiembre de 1911 se produjo la inundación del Río Yangtze, que afectó a cuatro provincias chinas; perdieron la vida unas 200.000 personas y quedaron medio millón sin hogar. En Farahzad (Irán) el 17 de septiembre de 1954 fallecieron 2.000 peregrinos, acampados en una estrecha garganta al sorprenderles una inundación súbita.

En la cuenca del Río Finke, en clima semiárido de Australia central, las inundaciones fueron causadas por lluvias diseminadas y los picos de descarga alcanzaron 1.200 m^3/seg (Williams, 1971). Estos valores son similares en su tamaño con las inundaciones del Wadi El Arish, durante 21-25 de 1975, en la zona hiperárida del desierto del Sinaí (Shick, 1988).

Las inundaciones constituyen el riesgo geomorfológico más frecuente de los trópicos húmedos, debido a las intensas y prolongadas lluvias que tienen lugar en estas áreas. La utilización de las llanuras de inundación para la obtención de recursos agrícolas conduce a un incremento considerable del riesgo. Como consecuencia de las inundaciones, en Asia, por término medio, sufren anualmente importantes daños 4 millones de hectáreas de tierra, que afectan a 17 millones de personas (Reading *et al*., 1995).

Las nubes convectivas son las mayores productoras de lluvia en las regiones tropicales de latitud baja. En la Figura 18.52 se representa la distribución global de tormentas con distintos tipos de frecuencia: más de 100, entre 50 y 100, entre 20 y 50 y menos de 20 tormentas por año (Lamb, 1972). Se observa una franja de mayor frecuencia de tormentas en áreas próximas al Ecuador. Las precipitaciones en los trópicos están asociadas con la convergencia de masas de aire entre los dos hemisferios (Zona de Convergencia Intertropical), con los ciclones tropicales y el efecto orográfico (Hayden, 1988). En el primer tipo, la convergencia y elevación del aire produce una banda nubosa alrededor del Ecuador. La variación estacional de este cinturón de nubes da lugar a lluvias monzónicas, que en Asia se desarrollan de junio a septiembre, reconociéndose una media de 7 depresiones monzónicas por año (Gupta, 1988). A veces estas lluvias pueden tener una duración de 9 días. Los ciclones se desplazan de este a oeste y las máximas precipitaciones tienen lugar en las islas o márgenes continentales, donde la superficie terrestre recalentada y los relieves existentes realzan los movimientos ascendentes e intensifican la convectividad (Hayden, 1988). En Cilaos, Isla Reunión, se produjeron en un día 1870 mm de lluvia (Gupta, 1988). A los ciclones tropicales con vientos superiores a 116 km/h se les denomina huracanes y en Asia oriental se les conoce como tifones. El efecto orográfico se manifiesta por el ascenso de masas de aire que se condensa, generándose las máximas precipitaciones diurnas durante el periodo de mayor calentamiento solar.

Las estaciones de aforo en los trópicos húmedos son escasas y generalmente están situadas en los grandes ríos; por consiguiente, los registros de las grandes inundaciones son muy limitados. Sin embargo, se conocen mucho mejor los periodos de retorno de las precipitaciones intensas y se pueden relacionar estos valores con los de las grandes inundaciones, con lo cual podemos disponer de datos aproximados (Gupta, 1988).

En zonas urbanizadas la hidrología de las cuencas de drenaje sufre profundas modificaciones, debido fundamentalmente a la superficie impermeable de las calles y tejados, que incrementan la frecuencia de las inundaciones (Leopold, 1968). Estos cambios hidrológicos producidos por la urbanización afectan a las áreas urbanas cuando la red de canales y alcantarillado son insuficientes para evacuar el agua, produciéndose entonces inundaciones en las ciudades, como sucede esporádicamente en Kuala Lumpur (Malasia) y Singapur (Gupta, 1984, 1993).

La frecuencia de los eventos de alta magnitud es mayor en las zonas tropicales húmedas (Wolman y Gerson, 1978). La precipitación se alcanza con los ciclones tropicales y en las épocas de los monzones (Gupta, 1988). Todos los ríos tropicales presentan picos de descarga variables durante la estación de lluvia, aunque algunos tienen dos picos, uno principal y otro secundario a lo largo del año (Latrubese *et al*., 2005).

Las inundaciones del Río Branco, al oeste de Brasil, con unos 200 mm de precipitación, presenta todos los años picos de descarga superiores a 800 m^3/seg, llegando a alcanzar 1914 m^3/seg el 17 de febrero de 1988. La deforestación, todavía no muy intensa, y el uso agrícola de la llanura aluvial, han incrementado el pico de inundaciones (Latrubese *et al*., 2000). La inundación de 1982/1983 del río Paraná ha sido estudiada por Francesco *et al*., (2002) en la región Argentina. Las precipitaciones medias anuales son de unos 2.000 mm en Paraguay y Brasil, mientras que en el área argentina son de de 1.200-1.400 mm. Los caudales alcanzaron 60.200 m^3/seg en Corrientes (Argentina) en julio de 1983. El total del área

afectada por la inundación fue de 3.337.000 ha y los daños económicos alcanzaron 1.800 millones de dólares.

Las inundaciones pueden acrecentarse por numerosos factores (Tabla 9.1). Las inundaciones fluviales pueden intensificarse por factores asociados con la cuenca de drenaje, con los canales y su red (Patton, 1988). El área es importante en tanto en cuanto es receptora de una mayor precipitación, aunque en ocasiones la lluvia no cubre toda la cuenca. La combinación de la forma de la cuenca y del sistema de drenaje influye en los máximos o picos de la inundación (Fig. 9.37). Algunas de las más complejas relaciones, como las relativas a factores inestables de la cuenca, tienen una influencia significativa sobre tres variables hidrológicas importantes: almacenamiento del agua, infiltración y transmisividad.

Una vez que la precipitación llega al suelo, la conversión en un flujo fluvial depende de las características físicas de la cuenca de drenaje y de los canales fluviales. Rodda (1969) separa los diversos controles de respuesta a la inundación en dos categorías principales: transitorias y permanentes. Las primeras representan factores climáticos y las permanentes están asociadas con las características de la cuenca de drenaje. Es difícil establecer una cuantificación de cada factor debido a su estrecha dependencia.

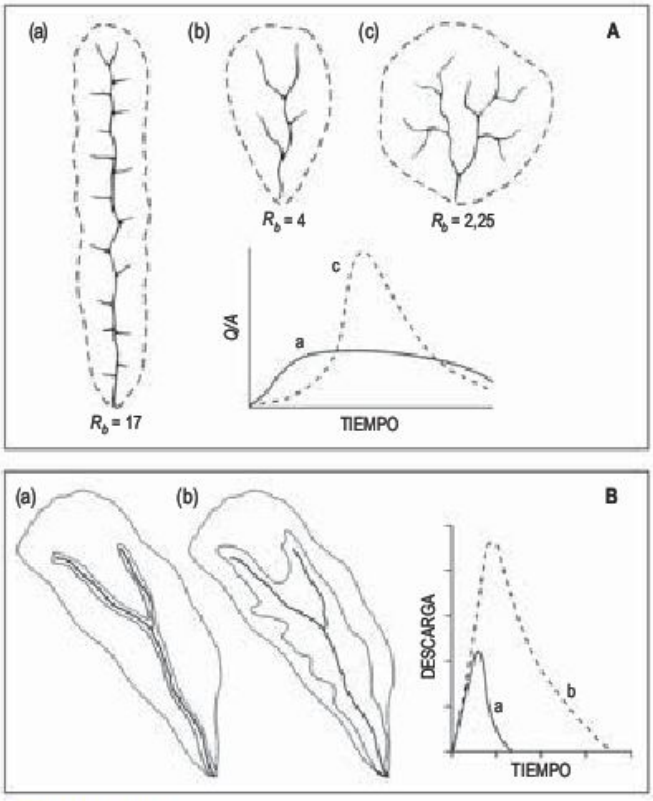


FIGURA 9.37 Ejemplos de intensificación de erosiones fluviales: (A) Relaciones entre forma de la cuenca, relación de bifurcación (R_b) y máximos de inundación (Smith y Ward, 1998). (B) Efectos de la variación del área sobre los máximos de inundación (Strahler, 1964).

El uso del suelo de la cuenca es un importante control. Hubbert (1967) documentó el cambio en la producción de agua después de una tala de árboles (aumento del agua) y una reguerización posterior (Fig. 9.38).

Las laderas abruptas aumentan la velocidad del flujo superficial y se disminuye la infiltración. La orientación puede dar lugar a diferentes densidades de vegetación y de potencia del coluvión (Linsley *et al.*, 1975). Una pequeña parte de la lluvia cae directamente al canal. Otra es interceptada, sobre todo en los primeros momentos de la precipitación, por la vegetación y otros obstáculos (10-20% de precipitación en bosques). Luego se infiltra y puede moverse lateralmente llegando al canal. Si alcanza el nivel freático, forma parte de la alimentación de las aguas subterráneas a los canales fluviales, que es la más importante para mantener el flujo fluvial durante los periodos secos. Finalmente, cuando la capacidad de infiltración del terreno se supera, el **agua fluye superficialmente** en finas hojas de hasta 1 cm, a velocidades de 10-500 m/hora hacia pequeños regueros y canales (Fig. 9.39) (Costa y Baker, 1981).

En áreas con materiales permeables (depósitos glaciares, loess, etc.), como en el centro-norte de Estados Unidos, los picos de inundaciones son pequeños, ya que poseen una gran capacidad de infiltración y migración del agua en la zona vadosa, mientras que en coberteras superficiales delgadas o ausentes los picos son mayores para la misma cantidad de precipitación.

9.5.4 Magnitud y frecuencia de las inundaciones

Entre las características más interesantes para la planificación y la ingeniería se encuentra la altura del agua fuera del canal, que determina la extensión del área inundada, y el tiempo que permanecen las aguas de inundación fue-

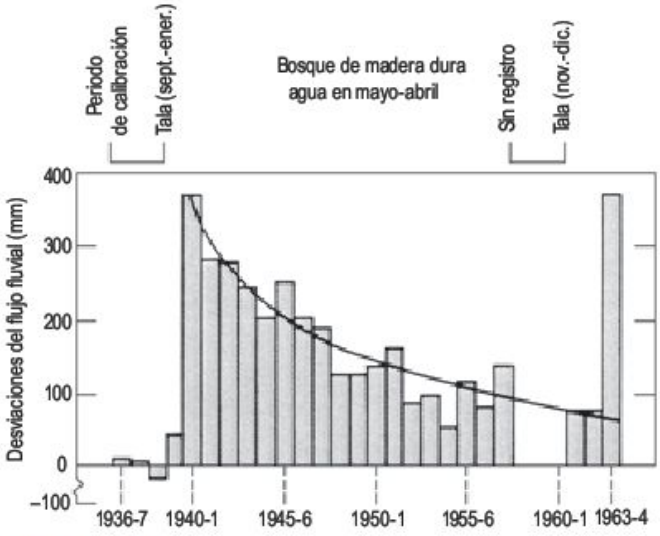


FIGURA 9.38 Incremento de la cantidad de agua después de talar el bosque (Hibbert, 1967).

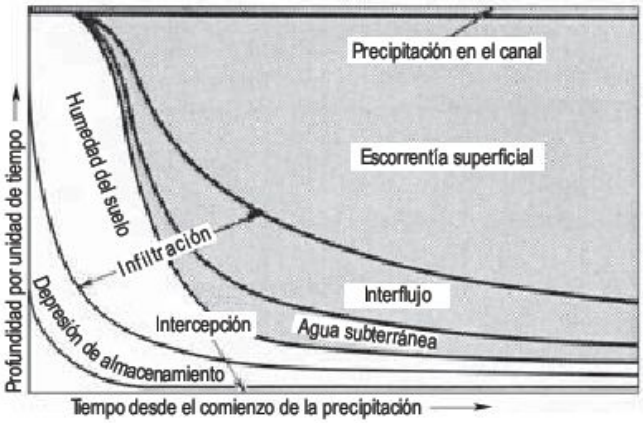


FIGURA 9.39 Esquema que indica la distribución de la precipitación de tormenta. La zona sombreada señala la contribución del agua al flujo fluvial (Linsley *et al*, 1975).

ra del canal. La inundación del Mississippi de 1973 tuvo semanas de permanencia fuera del canal, mientras que en las inundaciones de otros ríos solo se mantienen unas horas.

La descarga del canal es el producto de la sección por la velocidad media y se expresa en m^3/seg:

$$Q = A \cdot V = a \cdot d \cdot v$$

en la que a es la anchura del canal, d es la profundidad media. Se mide varias veces al año en las estaciones de aforo (Fig. 9.40) y cada vez que se obtiene una medida del caudal se toma la altura de la superficie del agua y se obtiene una curva de altura/caudal. Como en la estación de aforo se tiene un registro continuo de la altura, se puede convertir fácilmente en Q utilizando la curva.

La variación de la descarga con el tiempo en un punto representa un **hidrograma** (Díez Herrero, 2002). La forma y dimensiones del hidrograma están influenciadas por la distribución espacial y temporal de las lluvias de tormenta y por las características físicas de la cuenca. El pico de inundación es el tiempo en el que la cantidad de agua ha alcanzado su máximo y el factor tiempo de retraso es el intervalo entre la máxima precipitación y el tiempo del pico de inundación (Fig. 9.41).

Es importante conocer la magnitud y frecuencia de las inundaciones, entre otras cosas, para el diseño de estructuras hidráulicas, ya que éstas se basan en la magnitud de la inundación y en el periodo de retorno (Costa y Baker, 1981). Las inundaciones catastróficas se producen por tormentas de gran intensidad, poco frecuentes, y las más pequeñas se originan por tormentas convectivas súbitas locales, de mayor frecuencia que las anteriores.

Como hemos indicado podemos calcular el caudal del agua en la curva caudal-altura. Se debe efectuar un listado de los caudales máximos anuales y pueden representarse en una curva caudal-frecuencia para obtener el **intervalo de recurrencia** (R) para cada caudal a partir de la relación:

$$R = N + 1/M$$

en la que R es el intervalo de recurrencia en años (Fig. 9.42), N el número de años de registro y M el caudal de cada uno de los años registrados. Lo recíproco del intervalo de recurrencia expresado en años es el **periodo de retorno** ($R = 1/P$), siendo P la probabilidad de que un flujo sea igual o superior a un año. Por ejemplo, el flujo con un 20% de probabilidad de igualar o exceder a cualquier año tiene un R de cinco años (Costa y Baker, 1981; Keller y Blogett, 2006). Es importante señalar que una vez que ha tenido lugar una inundación, su intervalo de recurrencia permanece igual.

Normalmente, el periodo de retorno de las inundaciones catastróficas puede ser largo si se compara con los registros históricos. En este caso, el mejor método para estimar el riesgo de inundaciones es el estudio del registro estratigráfico del Holoceno. Los restos de carbón (^{14}C), arqueológicos (edad relativa) y arenas fluviales (OSL) proporcionan una cronoestratigrafía valiosa para establecer periodos de retorno (Smith y Ward, 1998).

FIGURA 9.40 Estación de aforo en el río Cabriel. El Cañizar, provincia de Cuenca (España).

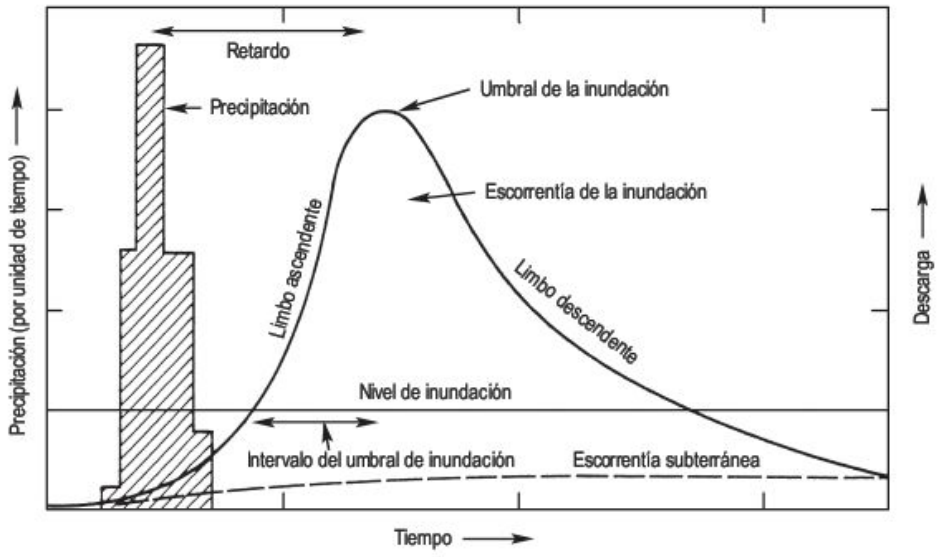


FIGURA 9.41 Típico hidrograma de inundación en el que se indican las características más importantes (Costa y Baker, 1981).

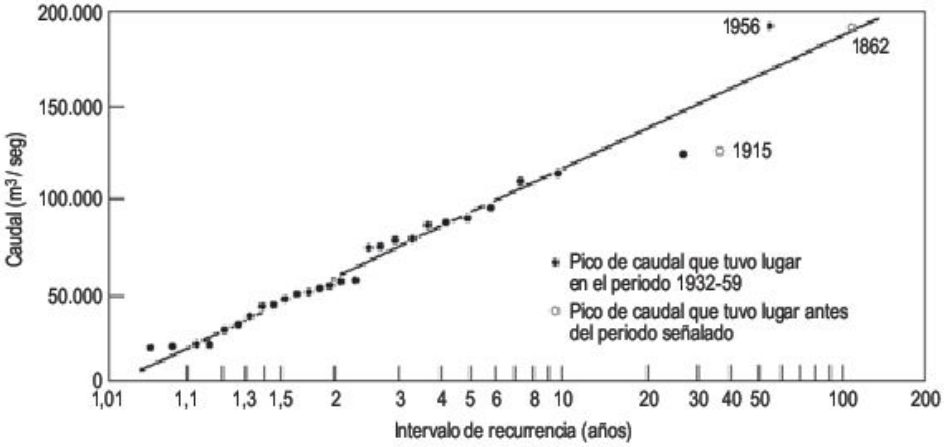


FIGURA 9.42 Curva de frecuencia de inundaciones del río Eelen, Scotia, California (Estados Unidos). Servicio Geológico de los Estados Unidos (en Bolt *et al.*, 1975).

Cuando no se dispone de datos de flujo fluvial, las observaciones indican que la anchura del canal es mucho menos variable que la profundidad o área de la sección transversal. Así, se utiliza la anchura del canal para determinar, como una variable independiente, los datos de inundaciones, tales como magnitud de inundaciones de 10 a 50 años. Los resultados obtenidos son buenos en zonas áridas (Costa y Baker, 1981).

9.5.5 Cartografía de áreas con riesgo de inundación

En la obtención de mapas de riesgo de inundación hay que tener presente aspectos muy diferentes, debido a la necesidad de aplicación de métodos y técnicas de diversas materias. La cartografía geomorfológica de zonas inundables es un método de gran utilidad, puesto que proporciona el mapa de zonas de inundación. Los métodos estratigráficos, ya señalados, proporcionan una importante ayuda para obtener los intervalos de recurrencia. A estos métodos hay que añadir las imágenes de satélite (Brown *et al.*, 1987). También se pueden utilizar modelos digitales de simulación. Igualmente, pueden ser muy valiosas las fechas obtenidas de archivos. Los mapas a escala 1:25.000 son los más utilizados y constituyen un documento básico para el conocimiento de las inundaciones (Martínez *et al.*, 1987).

Además del análisis del hidrograma, caudal, altura y volumen de agua, hay otras dimensiones de la inundación, como la velocidad de las aguas de inundación y la estacionalidad de las mismas, que son de igual importancia para el entendimiento de las inundaciones. Los grandes ríos alcanzan sus picos durante las estaciones de inundación. Las grandes inundaciones suelen tener un periodo de retorno largo. Por consiguiente, hay que tener en cuenta estas características en la cartografía de las áreas sujetas a inundación. Los primeros mapas de límites de inundación se llevaron a cabo en 1959 por el United States Geological Survey.

Las inundaciones tienen lugar fundamentalmente en las llanuras de inundación, que constituyen zonas de gran valor potencial y de considerable ocupación humana, ya que en ellas se encuentran agua, buenos suelos, materia-

les de construcción, zonas muy aptas para el transporte, etc. En los Estados Unidos se invierten 1.000 millones de dólares cada año en controlar las inundaciones. El United States Water Resources Council y el Federal Insurance Administration han adoptado como nivel de riesgos el intervalo de recurrencia de 100 años para el Federal Flood Insurance Programme. Esta cifra representa un compromiso entre las grandes inundaciones catastróficas de muy poca probabilidad y las inundaciones más frecuentes que producen daños continuos a la propiedad. Este límite parece moderado, ya que las dos terceras partes de las pérdidas por inundaciones tienen intervalos de recurrencia de 1 a 10 años (Costa y Baker, 1981).

Se utilizan varios métodos para cartografiar los límites de las inundaciones. Los basados en topografías muy detalladas (método ingenieril hidrológico-hidráulico) son muy costosos. Existen otros menos onerosos (fisiográfico, edafológico, de vegetación, etc.), que cuando se utilizan combinados son los más adecuados. En Costa y Baker (1981, p. 372-379) se describen más ampliamente. En el trabajo de Cendrero *et al.* (1987) se lleva a cabo una cartografía detallada de riesgos geológicos para la planificación urbana y rural en Vizcaya (España).

9.5.6 Paleohidrología

La hidrología de las inundaciones estudia las inundaciones del pasado que han tenido lugar antes de la medida directa por procedimientos hidrológicos modernos o por documentación de otros registros humanos. Al primer tipo se le denomina de registros instrumentales y, al segundo, registros de inundaciones históricas (Baker, 1989, 1998, 2003; Baker *et al.*, 2002; Benito, 2002, 2004; Benito *et al.*, 1998b, 2004c,d; Díez-Herrero *et al.* 1998). El incremento de los estudios de paleohidrología se debe a los trabajos de los pioneros G. A. Dury y S. S. Schumm en la década de los sesenta (Williams, 1988).

Las secuencias de unidades de múltiple sedimentación pueden registrar varias paleoinundaciones, término acuñado por Leopold y Miller (1954), algunas veces intercaladas con unidades generadas sin inundación (Figs. 9.43 y 9.44). En esta figura idealizada se pueden observar el número de intervalo de inundaciones (Baker, 1989), deducidas en un ambiente de aguas estancadas (Kochel y Baker, 1988). Es fundamental efectuar dataciones precisas de los eventos de paleoinundaciones. Se dispone de una gran variedad de procedimientos: materiales arqueológicos, dendrocronología, termoluminiscencia y datación por radiocarbono. En la Figura 9.45 se representan las distribuciones de la curva de frecuencia de inundaciones para el Creek Raccoon, en Moffatts, Pennsylvania. Hay numerosas distribuciones: Gumbel (G), log. Dumbel (L) y log. Pearson III (P). La distribución Gumbel se utiliza para datos fehacientes con un nivel del 95%. Todos ellos son métodos derivados de la estadística en los que está implicada la extrapolación de numerosos datos (Llamas, 1993).

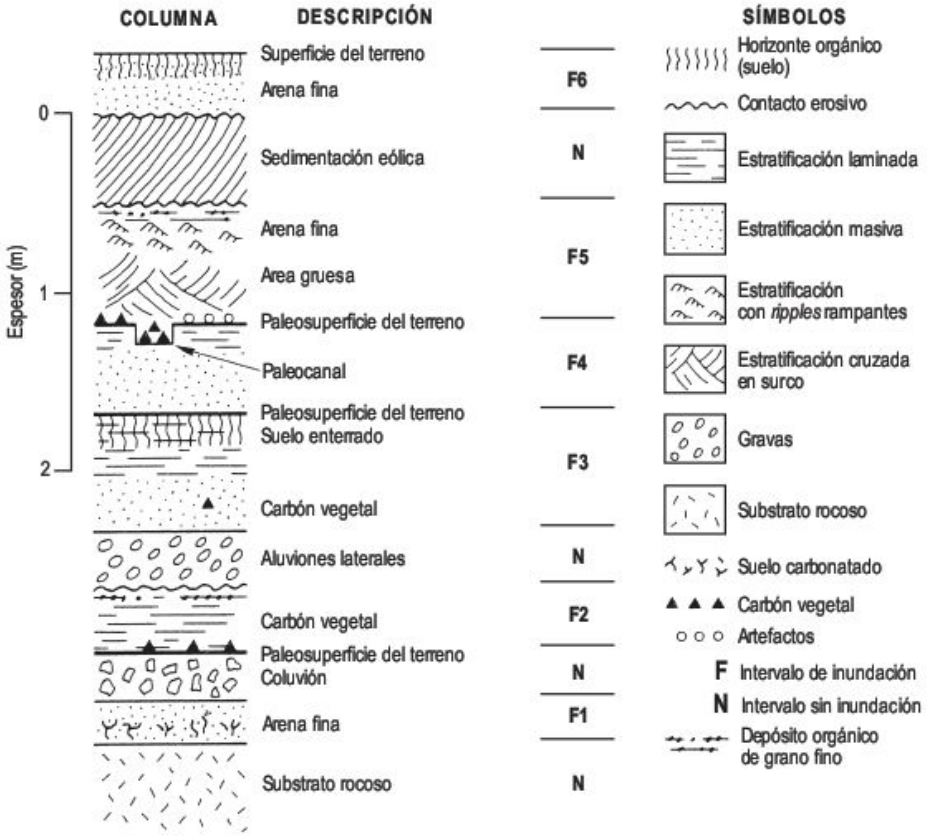


FIGURA 9.43 Columna estratigráfica idealizada de una secuencia de aguas estancadas (*slackwater*) que contiene seis depósitos de inundaciones (numerados de F1 a F6) y varios depósitos originados en medios no estancados (N). Los símbolos de la parte derecha indican la complejidad de esta hipotética sección (Baker, 1989).

FIGURA 9.44 Secuencia fluvial con inundaciones. Nahal Zin, desierto del Negev (Israel).

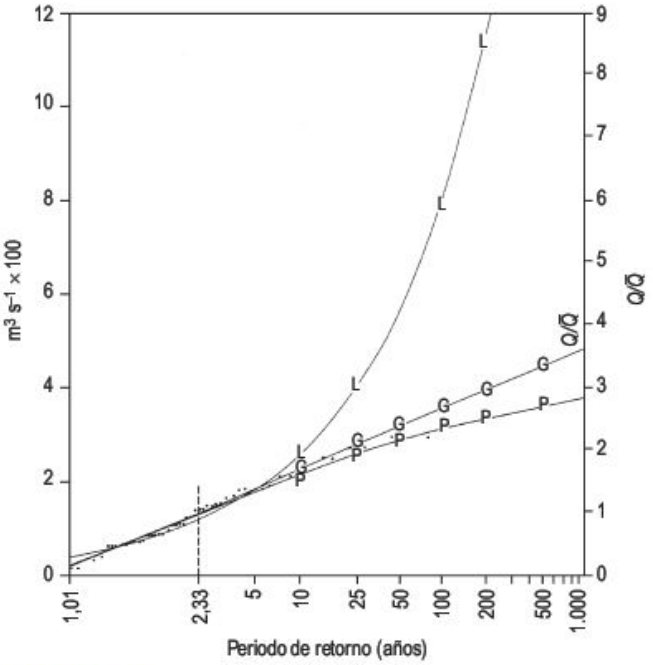


FIGURA 9.45 Representación de puntos Gumbel (G), log. Gumbel (L) y log. Pearson tipo III, para el Creek Raccoon en Moffatts Mill, Pennsylvania. Área de la cuenca: 461 km² (Reich, 1973).

Es importante conocer las edades de estas paleoinundaciones con el fin de compararlas con los **cambios climáticos** conocidos. Benito *et al.*, (1996, 1998b) y Benito (2002) estudian las paleoinundaciones del río Tajo en el centro de España. Indican que se reconocen inundaciones por registros históricos y geológicos con edades: 1150-1290 d.c., 1400-1500 y 1850-1990. El primero de estos periodos corresponde con la transición climática del final del Periodo Cálido Medieval o Pequeño Óptimo Climático (desde 900-1000 d.c. a 1200-1300) (Hughes y Díaz, 1994). Las inundaciones se produjeron a final de otoño e invierno. El segundo periodo se caracteriza por condiciones húmedas y cálidas (Font, 1988), que precede al clima muy frío de Pequeña Edad del Hielo (1600 a 1800-1900 d.c.) (Grove, 2004). El tercer periodo coincide con una variedad de temperaturas desde frío (1820 d.c.) a cálido (1885), volviendo al frío (1915 d.c.).

La ciencia de la hidrología de las inundaciones ha madurado de tal forma que se considera imprescindible para entender la hidrología de las grandes y raras inundaciones. Éstas están incrementando y constituyen riesgos para la población humana. A **nivel global**, en las tres últimas décadas, se ha producido un considerable avance con la obtención de edades de paleoinundaciones, cuantificación de las magnitudes y dinámica de los procesos de las paleoinundaciones y, finalmente, en la elaboración de modelos de riesgo. También proporcionan datos muy valiosos sobre el cambio ambiental global (Baker, 2006).

En **Europa** se han realizado un gran número de dataciones por radiocarbono de unidades fluviales en Gran Bretaña, Polonia y España y se han efectuado con el fin de investigar las relaciones entre cambio ambiental, inundaciones y dinámica de los ríos holocenos (Benito, 2003; Brown, 2003; Macklin, 2006). Las edades de ^{14}C de las secuencias fluviales coinciden con una modificación en la velocidad de sedimentación. Las múltiples fases de frecuencia de inundaciones más importantes se caracterizan por una erosión acelerada y sedimentación en las llanuras de inundación. Se reconocen quince periodos de máxima inundación, once coinciden con fases de máximo nivel de los lagos en Europa central. Esto demuestra un control climático, que se reconoce en la respuesta de los ríos al cambio climático, que es más rápida en los ríos que en los sistemas lacustres.

Thorndycraft y Benito (2006) a partir de 74 dataciones de radiocarbono en **medios fluviales holocenos en España**, identifican varios periodos de incremento de la actividad fluvial que tienen una buena correspondencia con lo señalado por Bond *et al.*, (2001) en el estudio de los testigos del Atlántico Norte. Las máximas inundacio-

nes holocenas coinciden con fases climáticas frías durante 9530-9280, 2880-2430 y 520-265 cal. años BP. Se reconoce otra fase fría durante 10855-10230 y otras fases cálidas en 9030-8780 y 975-790 cal. años BP.

La teoría del **efecto invernadero**, enfatizado por el hombre, señala que el ciclo hidrológico se acelerará. Los estudios recientes en Norteamérica y Europa no encuentran evidencia de un incremento en la frecuencia o magnitud de las inundaciones en el siglo XX, aunque se observa un aumento bajo a moderado en el flujo de los cursos fluviales (Lins y Cohn, 2003). Los autores concluyen que el calentamiento por efecto invernadero inducido por el hombre es probable que produzca cambios significativos en los regímenes fluviales medios, más que cambios hidrológicos extremos (Lins y Cohn, 2003).

Los resultados de las investigaciones de seis importantes grupos de trabajo permiten establecer un protocolo en el que se recomienda el uso de los eventos hidrológicos pasados relacionados con el entendimiento del cambio global, para intentar comprender las relaciones entre ellos (Gregory *et al.*, 2006).

El interés científico y tecnológico de los estudios de paleoinundaciones es evidente por la estimación de los periodos de retorno utilizados para diseños de la construcción y riesgos de planificación que pueden soportar los datos obtenidos (Thorndycraft *et al.*, 2003). También en el aspecto aplicado, se debe considerar la simulación del comportamiento hidrológico a largo plazo, con el fin de ubicar adecuadamente los repositorios subterráneos de residuos de baja y alta actividad y estimar el riesgo de inundación (Baker, 1998).

9.6 Riesgo de inundaciones

De todos los riesgos naturales, las inundaciones producen la mayor parte de las pérdidas humanas y materiales, que Burton *et al.* (1978) estiman en un 40%. Si se consideran las últimas 20 inundaciones que han producido una mayor mortandad, se obtiene una cifra de 7 millones de pérdidas de vida (Tabla 9.2) y en el periodo 1900-1999 las inundaciones produjeron 103.870 muertes y afectaron a más de 1.500 millones de personas, con un coste de 243.000 millones de dólares (McGuire *et al.*, 2004). Las inundaciones afectan a todos los países del mundo, aunque la tercera parte de los grandes desastres se encuentran en Asia. La inundación reciente más destructiva que ha tenido lugar en el año 2000 en Europa central produjo 230 muertes y pérdidas económicas de 55.000 millones de euros (Benito y Thorndycraft, 2004b).

TABLA 9.2 Inundaciones con pérdidas de vida desde 1900 (McGuire *et al.*, 2004).

FACTORES QUE INTENSIFICAN LAS INUNDACIONES			
Año	**País (lugar)**	**Muertes**	**Causa**
1931	China (Yangtze)	3.700.000	Inundación fluvial
1959	China (norte)	2.000.000	Inundación fluvial
1938	China (Huango)	500.000	Rotura de presa
1970	Bangladesh	300.000	Olas de tormenta
1935	China	142.000	Inundación fluvial
1991	Bangladesh	138.866	Olas de tormenta
1908	China (Yangtze)	100.000	Inundación fluvial
1911	China (Yangtze)	100.000	Inundación fluvial
1949	China	57.000	Inundación fluvial
1949	Guatemala	40.000	Inundación fluvial
1954	China (Dongting Lake)	40.000	Inundación fluvial
1999	Venezuela	30.000	Inundaciones súbitas *y debris flows*

Las más frecuentes inundaciones y de mayor riesgo se producen en las llanuras de inundación de los ríos y en costas de baja altura. El riesgo es elevado, ya que son zonas de gran población y con importantes recursos (Tabla 9.3). En una época de extraordinario esfuerzo humano para controlar el medio natural, los riesgos, a nivel global, se están incrementando, de tal forma que se está produciendo una gran cantidad de pérdidas humanas en los países menos desarrollados y las pérdidas sufridas por estos sucesos extremos son pequeñas. El 95% de los desastres relacionados con muertes se encuentran entre las dos terceras partes de los habitantes del mundo, que están ocupadas por los países en vías de desarrollo. Por el contrario, las tres cuartas partes de las pérdidas materiales se producen en los países ricos (Burton *et al.*, 1978).

En líneas generales, la información más real sobre las pérdidas por inundaciones se dispone únicamente en algunos países desarrollados. En la Fig. 9.46 se indican las pérdidas por inundaciones en los Estados Unidos para el periodo 1925-1994. A pesar de las grandes variaciones interanuales hay una clara tendencia ascendente de las pérdidas materiales, como consecuencia de un mayor bienestar de la población. El pico de 1993 se debe a las grandes inundaciones del Mid-West, previa a las también impor-

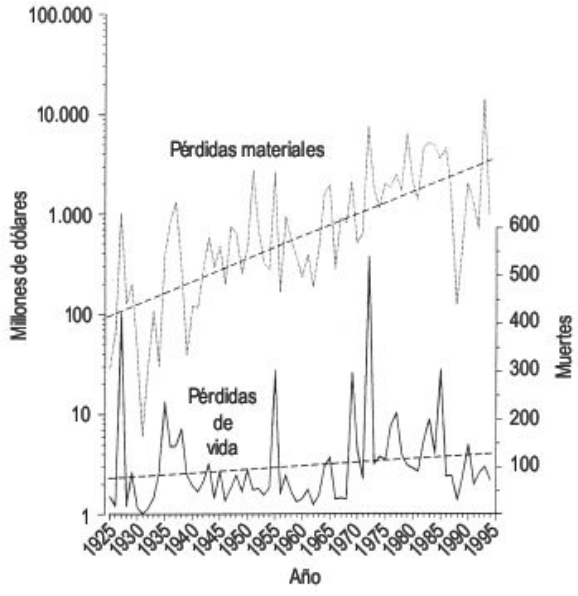


FIGURA 9.46 Muertes y pérdidas económicas anuales producidas por inundaciones en Estados Unidos en el periodo 1925-1994. Las pérdidas materiales se han calculado tomando como valor el dólar en 1990 (United States Department of Comerce, en Smithy Ward, 1998).

TABLA 9.3 Principales pérdidas económicas y aseguradas debidas a inundaciones (McGuire *et al.*, 2004).

Año	País	Pérdidas económicas (millones de US$)	Pérdidas aseguradas (millones de US$)
1998	China (Río Yangtze)	30.000	1.000
1996	China (Río Yangtze)	26.500	400
1993	Estados Unidos (Cuenca del Mississippi)	16.000	1.000
2002	Alemania, Austria, República Checa, Hungría	13.500	3.100
2000	Europa (Italia, Francia, Suiza)	8.500	420
2003	China (Ríos Yangtze, Huaihe)	8.000	
1993	India y Nepal	7.100	
1995	China (Río Yangtze)	6.720	
1997	Europa Central y del Este	5.900	795
2002	Europa (Italia, Alemania, Austria, República Checa), Rusia, Ucrania	5.100	193
1995	Oeste de Europa (Alemania, Francia, Bélgica, Holanda)	3.500	950
1953	Holanda, Reino Unido	3.000	
1998	Argentina	2.500	
1997	Estados Unidos (Dakota del Norte) y Canadá (Manitoba)	2.000	400
1997	Estados Unidos (Washington, Oregón, California, Idaho, Nevada)	2.000	400
2000	Reino Unido	1.500	1.090
2002	Sur de Francia	1.200	700

tantes de 1972 (Ciclón Agnes). Sin embargo, el número de pérdidas de vida se debe a la larga trayectoria del Ciclón Agnes, de Florida a Nueva Cork (Smith y Ward, 1998).

Los efectos directos de las inundaciones incluyen daños a viviendas, edificios públicos e industriales. Los efectos indirectos incluyen pérdidas en agricultura (Fig. 9.47), producción industrial y comercial, pérdidas de cabezas de ganado, carreteras cortadas (Fig. 9.48). También las vías de ferrocarril pueden quedar colgadas por la profunda incisión de los ríos (Fig. 9.49). La elevada energía de la corriente con los clastos que transporta puede producir la rotura parcial de un puente (Fig. 9.50). Se pueden generar importantes acreciones de sedimentos en un puente construido hace 30-40 años, en los que el fondo de la carga tractiva casi enrasa con el nivel de tránsito del puente (Fig. 9.51). Los impactos secundarios son aguas de suministro contaminadas, carestía de alimentos e incremento de las enfermedades, que pueden persistir muchos meses después de la inundación.

Los abanicos aluviales, característicos del modelado de piedemonte de las zonas montañosas áridas y semiáridas, se producen por la descarga de sedimentos, transportados por ríos procedentes de áreas montañosas en zonas de baja pendiente. Las áreas de abanicos aluviales presentan graves problemas para las actividades humanas (Beaty, 1974; French, 1987). Esto es debido a que los flujos son raros, impredecibles y con importantes variaciones dentro de un mismo flujo y entre flujos sucesivos. Estos flujos pueden estar dominados por el agua o detritos, en cuyo caso puede producirse la obstrucción de los canales. A su vez, pueden sufrir importantes migraciones y son frecuentes las avulsiones (Cooke, 1984).

Los riesgos de inundación son evidentes, pero no afectan de igual modo a todas las partes del abanico (Shick,

FIGURA 9.47 Inundación de la llanura de inundación del río Ebro de 8 de febrero de 2003. Escarpe de Remolinos (Zaragoza). Foto F. Gutiérrez.

FIGURA 9.48 Carretera cortada de Medenine-Gaber (Túnez) por las aguas de un uad. Foto J. L. Peña.

FIGURA 9.49 El cono del Arroyo del Medio sobre el que discurre el ferrocarril ha sido incidido por el río Grande, quedando sus vías colgadas. Cordillera de los Andes. Provincia de Jujuy, Argentina. Foto J. L. Peña.

FIGURA 9.50 Puente roto durante una crecida. Be'er Sheva. Desierto del Negev. Israel.

FIGURA 9.51 Importante acreción de depósitos fluviales del río León en la zona de un puente de carretera. Cordillera de los Andes. Provincia de Jujuy, Argentina. Foto J. L. Peña.

1974). Los riesgos son extremos a lo largo del canal activo, moderados en la cabecera y zona distal del abanico y débiles en el sector medio (Fig. 9.52) (Kesseli y Beaty, 1959). Una solución frecuente en ingeniería y planificación es diseñar y mantener un único canal para el flujo (Graf, 1988). Pero la mejor defensa contra estos riesgos es identificar las zonas peligrosas realizando mapas de riesgo de inundación, como el llevado a cabo en la ciudad de Suez y sus proximidades (Cooke *et al.*, 1982) (Fig. 9.53). Con estos mapas se pueden evaluar las densidades de construcción y situar las estructuras lejos de los canales. También se lucha contra el suministro de sedimentos construyendo pequeñas presas (*check dams*) y dragando los canales de la cuenca de alimentación. Además, pueden instalarse aparatos que alertan de las inundaciones (Porath y Shick, 1974, Shick, 1995).

Los canales de los abanicos son inestables, ya que con frecuencia se colmatan por aporte de sedimentos de grueso calibre, lo que lleva consigo la creación de nuevos canales, que en ocasiones forman parte del sistema de canales abandonados. En el sur de Jordania se produjeron importantes inundaciones en 1966 que destruyeron parcialmente la ciudad de Maan, donde fallecieron 70 personas. La causa fundamental fue la reutilización de un canal abandonado por las aguas de la crecida (Graf, 1988).

Quizás el problema más importante para el estudio del riesgo y sus consecuencias en estas áreas se debe a que los abanicos permanecen secos durante importantes periodos de tiempo, como en el sur de California, donde el intervalo de recurrencia es de 70 años. Como consecuencia, los

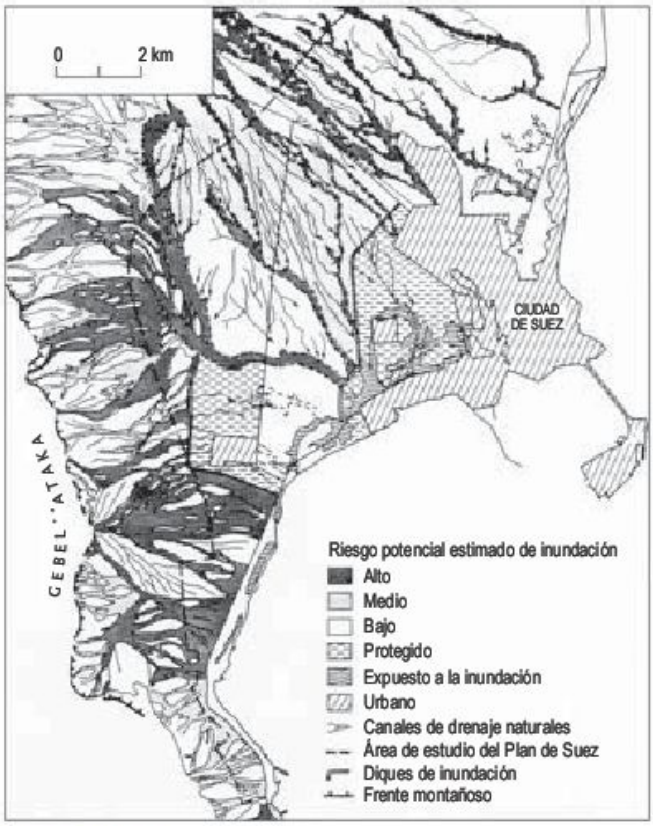


FIGURA 9.53 Mapa de riesgo de inundación en el área de Suez, Egipto (Halerow y Partners, 1978; en Cooke *et al.*, 1982).

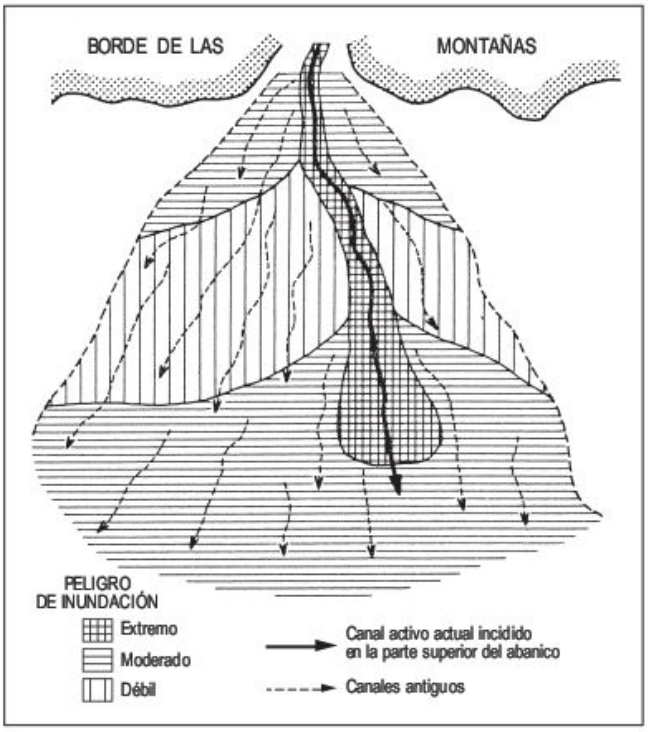


FIGURA 9.52 Peligro relativo de inundación en un abanico aluvial (Kesseli y Beaty, 1971; en Shick, 1971).

desastres sobrevienen de vez en cuando y sólo aquellos de gran intensidad son objeto de una atención pública (Burton *et al.*, 1978).

La lucha contra las inundaciones es una constante histórica de los habitantes de las zonas áridas. La ciudad de Calatayud (provincia de Zaragoza) fue fundada por los árabes a principios del siglo VIII y ocupaba parcialmente un abanico aluvial, expuesto a frecuentes inundaciones producidas por los eventos de tormenta. Con el fin de paliar este riesgo se construyó un azud y una canalización que derivaba las aguas del Barranco de la Rúa a la Rambla de Ribota (Fig. 9.54). Con esta obra musulmana se desvió una superficie de 6,3 km^2, de los 8,2 km^2 que constituyen la cuenca del Barranco de la Rúa. Al crecer la población hacia el Río Jalón, sobre todo en los siglos XIII y XIV, se intensificó el riesgo de inundaciones. En estas épocas o algo después se construyó la Balsa Valparaíso, cerca del ápice del abanico, para mitigar las crecidas. Con posterioridad al siglo XIV, se excavó un túnel de cerca de un kilómetro de longitud que drenó las aguas hacia el Barranco de Longia, con lo que el 98% de la escorrentía del Barranco de la Rúa fue derivada de su cuenca de recepción, evitándose el riesgo de inundaciones. El Barranco de las Pozas, de menor área de drenaje, sigue planteando problemas al casco urbano de Calatayud (Gutiérrez, 1998). En

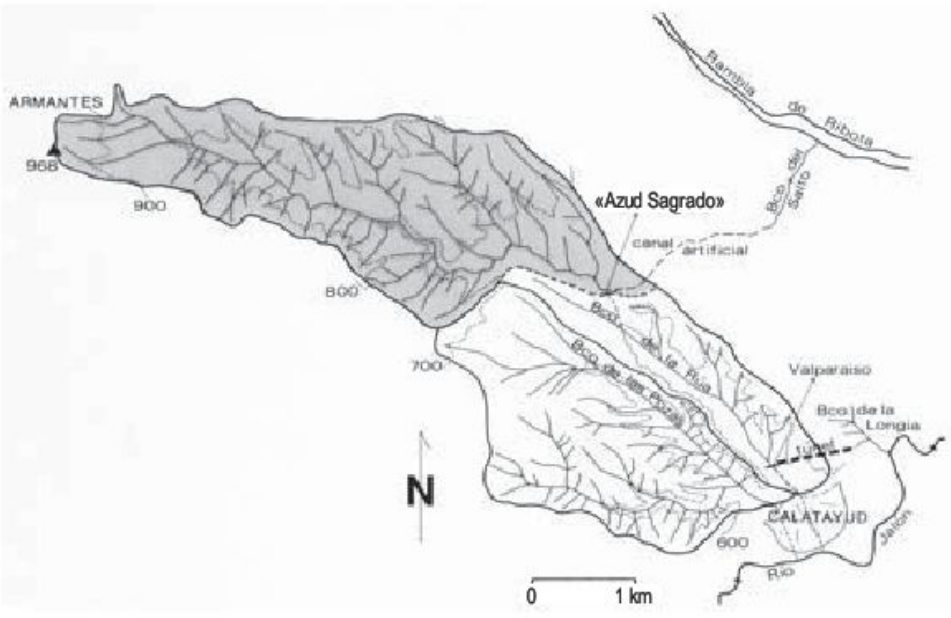


FIGURA 9.54 Lucha contra las inundaciones en la ciudad de Calatayud, provincia de Zaragoza. La ciudad está situada sobre un abanico aluvial (Gutiérrez, 1998).

la vecina ciudad de Daroca (provincia de Zaragoza) también se excavó, en 1555, la Galería de la Mina, de un kilómetro de largo, para derivar las aguas de la rambla principal que circulaba por lo que hoy es la calle Mayor y que ocasionó en el pasado importantes inundaciones (Fig. 9.55).

9.6.1 Riesgo de inundaciones en España

Las inundaciones son la catástrofe natural con mayor impacto económico y social en España. Estos fenómenos pueden afectar simultáneamente a zonas extensas del país o, por el contrario, causar efectos muy severos en zonas muy localizadas. Las inundaciones son el proceso que en horas o días generan el mayor volumen de pérdidas económicas y un mayor número de víctimas (Pujadas, 2002). De todos los riesgos geomorfológicos los más importantes son las inundaciones (Martínez *et al.*, 1987). Todo esto se confirma con el estudio prospectivo de Ayala *et al.*, (1987a) en el que se señala que en el período 1986-2016 se estiman unas pérdidas de 28.200 millones de dólares.

En España han tenido lugar históricamente numerosas inundaciones (Tabla 9.4). Entre los años 1407 y 1877 Sevilla ha sufrido 89 grandes riadas y en Málaga se han registrado 49 inundaciones entre 1544 y 1946 y, finalmente, el río Segura se ha desbordado 27 veces en el periodo entre 1528 y 1983 (Martínez *et al.*, 1987). Debido a las grandes inundaciones, que afectaron a Valencia, Alicante y Murcia y a la vertiente meridional de los Pirineos, la administración estudió los problemas de las inundaciones en nuestro territorio y se obtuvo una relación de 1.400 pun-

FIGURA 9.55 Barranco producido en 500 años por la salida de la Galería de la Mina (Daroca, provincia de Zaragoza).

TABLA 9.4 Inundaciones más importantes en España (Suárez y Regueiro, 1997; Cendrero *et al.*, 1997).

Año	Localidad	Daños (en pesetas)	N.º de víctimas mortales
1651	Murcia	Graves	1.000
1779	Ribera Baja del Júcar	Importantes	numerosas
1802	Lorca (Murcia)	Destrucción de la ciudad	700
1874	Cataluña	Grandes daños, más de setecientas viviendas destruidas	600
1879	Murcia	Grandes daños	800
1891	Consuegra (Toledo)	Destrucción parcial de la localidad	359
1940	Gerona		90
1957	Valencia	Grandes daños, más de trescientos edificios destruidos, 10.000 millones de 1957	86
1959	Zamora		150
1962	Cataluña	Grandes daños. Cinco mil viviendas destruidas. 2.700 millones en pérdidas	1.000
1963	Murcia, Almería	Grandes daños	300
1965	Cáceres		47
1971	Cataluña	Grandes daños. 7.000 millones de pérdidas	400
1972	Valdepeñas	Daños importantes	22
1973	Sureste	Grandes daños en zonas extensas	300
1979	Ciudad Real		22
1982	Pirineos		30
1982	Levante	Grandes daños. 300.000 millones de pérdidas	38
1983	País Vasco y Cantabria	Más de 150.000 millones	40
1987	Sureste		7
1989	Málaga y sureste	200.000 millones	42
1994	Cataluña	30.000 millones	9
1995	Yebra (Guadalajara)	Daños importantes	10
1996	Biescas (Huesca)	Varios miles de millones	87
1997	Alicante y sureste	10.000 millones	5

tos conflictivos (Aguilera, 1986) (Fig. 9.56) (Tabla 9.5). En el mapa en color que presentan Martínez *et al.* (1987) se establecen las distintas zonas con riesgo potencial (máximo, intermedio y mínimo), en función de la frecuencia, peligrosidad y magnitud de las inundaciones.

Las inundaciones son de considerable importancia en la **región mediterránea** (Martínez *et al.*, 1987; Díaz de Terán *et al.*, 1997). Son más frecuentes de septiembre a noviembre y se han registrado precipitaciones de 500-600 mm, con picos de 150 mm/h. Las ramblas secas, durante la mayor parte del año, desbordan su cauce (Segura, 1990). Una parte del área está deforestada, lo que incrementa la escorrentía, y en las inundaciones se transporta una gran carga de fondo, incrementando las pérdidas. Este área mediterránea está poco regulada por embalses debido a la corta vida de los mismos. Son numerosas las inundaciones importantes (Tabla 9.4).

En los **Pirineos** son relativamente frecuentes las inundaciones producidas por lluvias de tormenta (Comisión Nacional de Protección Civil, 1983; Instituto Geológico y Minero de España, 1985). Durante la época de deshielo, final de primavera y principios de verano, se incrementa la escorrentía, pero difícilmente llegan a producirse inundaciones. Por otra parte, las crecidas de los ríos más importantes se ven atemperadas por una importante vegetación, mayores densidades de drenaje y una mayor re-

FIGURA 9.56 Mapas de puntos conflictivos en España en los que han tenido lugar pérdidas de vida y económicas (Aguilera, 1988).

gulación del río por los embalses (Díaz de Terán *et al.*, 1997). No obstante, se han originado importantes inundaciones en 1982 (Tabla 9.4).

Las regiones litorales de **Cantabria** y **País Vasco**, sobre todo estas últimas, presentan ríos de corto recorrido, poco jerarquizados, estrechos y profundos. Estas características, junto con el emplazamiento de cascos urbanos y numerosas industrias en los valles, traen consigo frecuentes inundaciones catastróficas (Tabla 9.4, año 1983) (Martínez *et al.*, 1987; Olcina, 1994; Díaz de Terán *et al.*, 1997).

Finalmente, los **grandes ríos del interior de España** (Ebro, Duero, Tajo, Guadiana y Guadalquivir) son ríos con una buena regulación mediante embalses, canalizaciones, diques y encauzamientos. Como consecuencia, en épocas de grandes crecidas pueden llegar a desbordarse, como en

TABLA 9.5 Distribución por cuencas hidrográficas de los puntos conflictivos y de las zonas con riesgo potencial de inundación en la España peninsular (Aguilera, A. *Revista MOPU*, marzo, 1986).

		Zonas con riesgo potencial			
Cuenca hidrográfica	Puntos conflictivos	Máximo	Intermedio	Mínimo	Total
Norte de España	300	16	39	68	123
Duero	72	15	20	48	83
Tajo	25	6	12	70	88
Guadiana	66	4	9	47	60
Guadalquivir	177	15	21	68	104
Sur de España	121	6	21	60	87
Segura	9	3	5	10	18
Júcar	173	13	28	91	132
Ebro	221	18	45	220	283
Pirineo Oriental	172	√7	16	36	59
TOTAL	1.336	103	216	718	1.037

las proximidades de las provincias de Sevilla y Zaragoza (Fig. 9.47)

Del análisis efectuado sobre las inundaciones en el territorio español, se deduce que la mayor parte de las inundaciones destructivas son del tipo de **inundaciones súbitas** (*flash floods*), que responden a precipitaciones de gran intensidad, pero con caudales muy superiores a la capacidad de infiltración de la cuenca de recepción (Suárez y Regueiro, 1997). Estos autores consideran **inundaciones lentas** a las sufridas por los grandes ríos del interior del territorio. En este tipo de cuencas, con ríos permanentes, ha sido muy efectiva la total implantanción, que comenzó en 1984, del SAIH (Sistema Automático de Información Hidrológica) con el fin de prevenir y alertar de las posibles inundaciones. El sistema consta de puntos de control sensorizados (1728 en toda España), en los que analizan y se envían datos relativos de temperaturas, niveles y canales de agua, volúmenes embalsados, etc. Toda esta información se recoge en 170 puntos de concentración, que se transmiten a los centros de procesos de cuenca. Con todos estos datos se simulan modelos de desarrollo de las posibles crecidas con el fin de dar la alarma y estudiar posibles soluciones (Martínez *et al.*, 1987; Pujadas, 2002). Un estudio detallado del SAIH en la Cuenca del Ebro es el efectuado por Ortiz (1993).

9.6.2 Dos inundaciones catastróficas: Barranco de Arás (Huesca, 1996) y la Riada del Júcar (Valencia, 1982)

Se han elegido estos dos casos por su claro contraste. El primero, generado por una inundación súbita en un muy breve lapso de tiempo. La Riada del Júcar es el resultado de fuertes precipitaciones, que producen espectaculares crecidas en una amplia región del territorio español.

El 7 de agosto de 1996 se desencadenó una intensa tormenta convectiva, de poca duración, sobre la **cuenca del drenaje de Arás** de 18,56 km^2, que desembocó en un abanico aluvial sobre el que estaba situado un camping (Figs. 9.57 y 9.58). Perdieron la vida 87 personas y las pérdidas materiales fueron cuantiosas (Fig. 9.59). Esta catástrofe ha

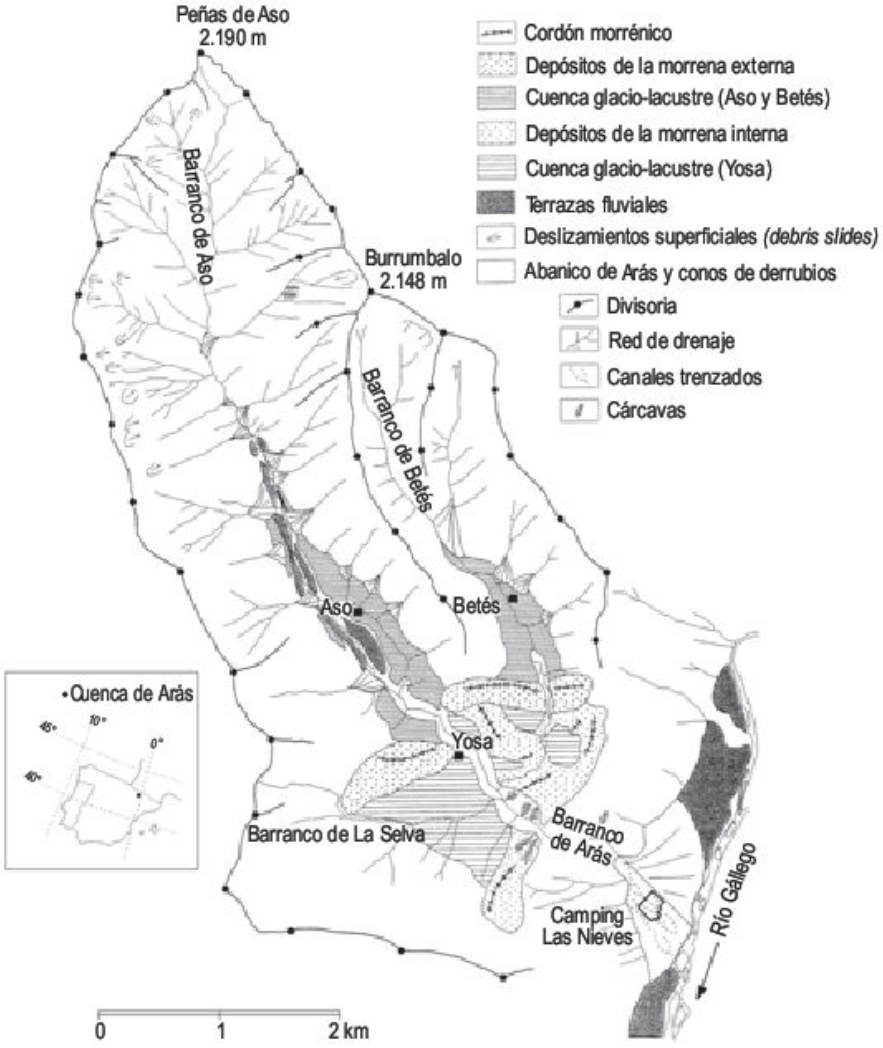


FIGURA 9.57 Mapa geomorfológico de la cuenca y del abanico aluvial de Arás (Gutiérrez *et al.*, 1998a).

FIGURA 9.58 Vista del abanico aluvial de Arás, dos semanas después de la catástrofe, cuando ya se han removido los rasgos erosivos y deposicionales. Se observa el canal artificial rectilíneo y escalonado que vierte sus aguas al río Gállego. En la parte derecha del mismo e inferior de la foto, se encuentran las instalaciones del camping Las Nieves, poblado de chopos. El lóbulo deposicional de grandes bloques en la cabecera del abanico terminó bruscamente en el contacto con la chopera.

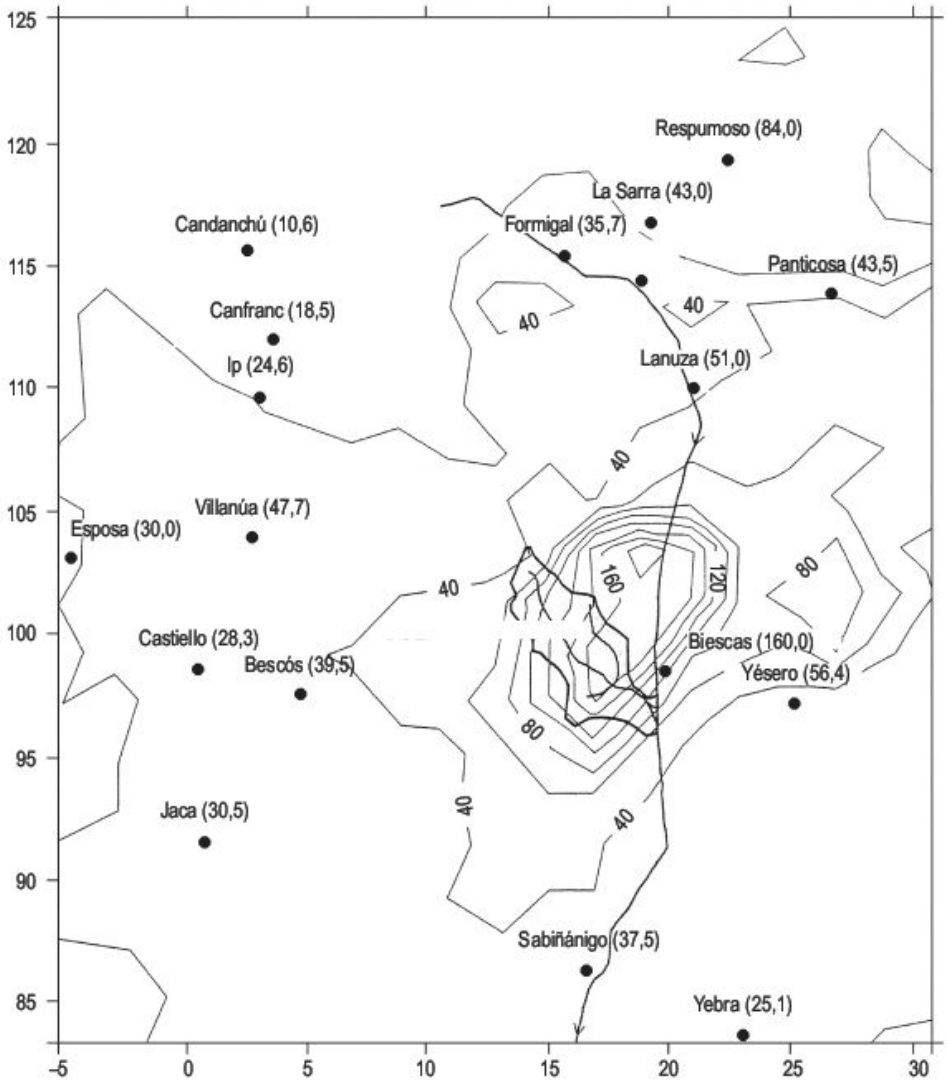


FIGURA 9.59 Precipitación diaria total (mm) a partir del pluviómetro (en negrita) y mapa de isoyetas de la precipitación diaria (mm) derivado de los datos de radar en el área de la cuenca de Arás correspondientes al 7 de agosto de 1996. Obsérvese la restringida distribución espacial de la tormenta. La figura ha sido redelineada a partir del informe del Instituto Nacional de Meteorología (Riosalido *et al.*, 1996).

sido estudiada científicamente y recopilada por numerosos investigadores (Ayala, 2002a; Benito *et al.*, 1998c; Cáncer, 1996; García-Ruiz *et al.*, 1996; Gutiérrez *et al.*, 1998a, b; Riosalido *et al.*, 1996).

Esta pequeña cuenca, de considerable relieve, está formada por tres subcuencas (Aso, Betés y La Selva) que alimentan al abanico aluvial del Barranco de Arás, localizado en el valle del río Gállego. Este abanico aluvial se drenó previamente con una canalización artificial con una capacidad de 150 m^3/seg. El barranco de Arás estaba provisto de más de 30 pequeñas presas de retención (*check dams*) que estaban rellenas de sedimentos antes del evento. Los datos de la precipitación obtenida, a partir de la estación de radar de la Sierra de Alcubierre, del Centro Meteorológico Nacional, indican que durante el 7 de agosto las precipitaciones más intensas fueron de 178,4 mm/día (Fig. 9.59) y la máxima intensidad fue de 153 mm/h durante un intervalo de 10 minutos. La mayoría de la precipitación cayó en unos 70 minutos. Esta tormenta desencadenó una gran escorrentía y movilizó una gran carga sólida que produjo daños catastróficos (Fig. 9.60) y cambios geomorfológicos significativos en la cuenca de drenaje, especialmente en la subcuenca de Betés.

La elevada descarga concentrada en el barranco de Arás destruyó la mayoría de los *check dams* (Fig. 9.61), y el canal principal se encajó y ensanchó, liberando una gran cantidad de sedimentos, que se depositaron en el sector meridional del abanico aluvial, formando un lóbulo deposicional de grandes bloques imbricados (Fig. 9.17, 9.62 y 9.63).

Sobre esta parte del abanico, en el camping Las Nieves que fue inaugurado en 1988, perdieron la vida 87 personas y los daños físicos se estimaron en 55 millones de dólares. Esta inundación súbita ha constituido el mayor

FIGURA 9.60 Vehículos y caravanas dañadas por la inundación del 7 de agosto de 1996. La fotografía está tomada al día siguiente de la catástrofe.

FIGURA 9.61 *Check dams* rotas por el impacto de los grandes bloques transportados del barranco de Arás, que derivan de la erosión de las morrenas.

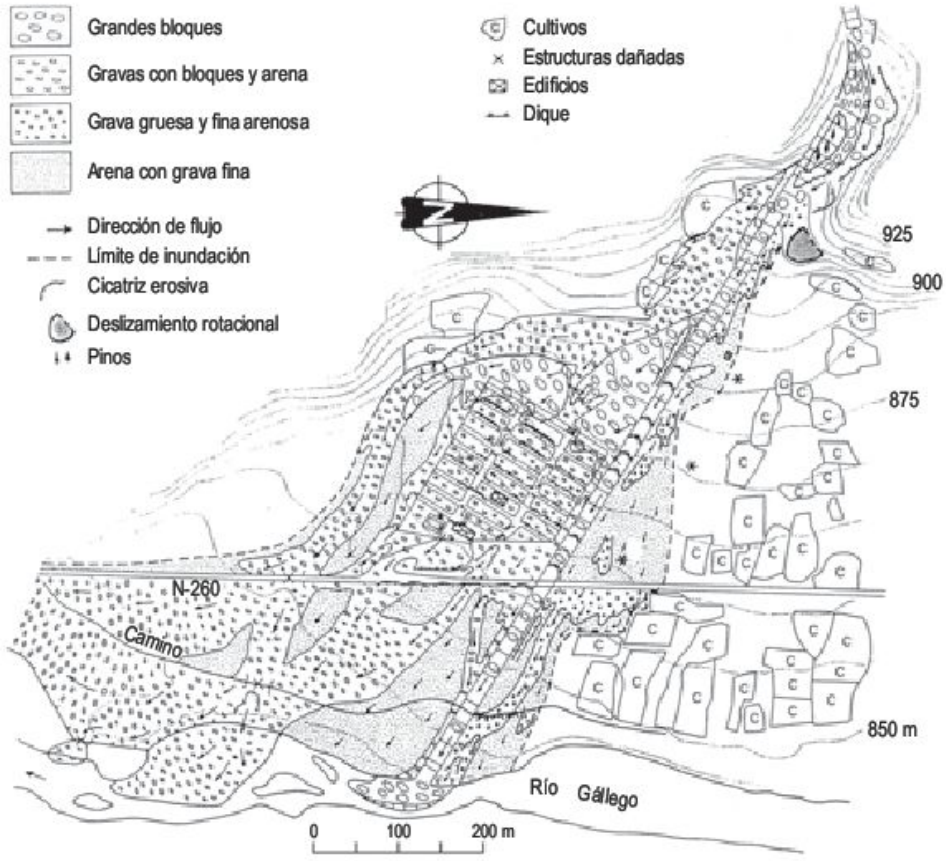


FIGURA 9.62 Mapa del lóbulo deposicional activo del abanico aluvial de Arás, mostrando los principales rasgos sedimentológicos (facies texturales) y geomorfológicos generados por la avenida del 7 de agosto de 1996. Las curvas de nivel corresponden a la topografía del abanico previa a la avenida. (Gutiérrez *et al.*, 1998a).

FIGURA 9.63 Lóbulo deposicional de grandes bloques y troncos de árboles que no superó las instalaciones del camping, indicadas por la chopera.

desastre, en términos de vidas humanas, acaecido en los últimos 40 años. Se diferencian dos etapas en el desarrollo de la inundación, a partir del análisis sedimentológico y geomorfológico del lóbulo del abanico inundado. La primera, correspondiente al pico de descarga de la arroyada en manto (no confinada), que depositó un lóbulo de grandes bloques y fosilizaron parcialmente la canalización artificial en la cabecera del abanico y produjo un efecto de represamiento para las aguas de inundación. En la segunda etapa, correspondiente a la disminución de la descarga, las aguas de inundación inciden en los detritos acumulados con anterioridad, generándose dos trayectorias principales de flujo.

Durante los días 19, 20 y 21 de octubre de 1982 se desencadenaron **fuertes lluvias sobre la región suroriental de la Península Ibérica**, afectando sobre todo a las cuencas de los río Segura, Vinalopó y Júcar, conocida como la

Riada del Júcar (Roselló, 1983; López Gómez, 1983 y Arenillas *et al.*, 1985). Este temporal penetró el día 19 de octubre en el litoral alicantino, dirigiéndose hacia el noroeste y norte en las cuarenta horas siguientes y acabó finalmente, en la ribera del Júcar, entre los días 20 y 21 (Piqueras, 1983). A su paso provocó numerosas inundaciones (Fig. 9.64). El mapa de esta figura ha sido elaborado con datos de 270 puntos. La nubosidad ocupó 140.000 km^2, la precipitación penetró fuertemente hacia el interior, el máximo de precipitaciones se localizó en el Barranco Salado de Bicorp, donde alcanzó 650 mm, y finalmente, la máxima precipitación alcanzó intensidades de 180 mm/h en Alicante (Pérez-Cueva, y Armengot, 1983).

La cuenca del Júcar, en su parte media baja, constituye un marco adecuado para que el mecanismo concreto de los vientos de componente E, combinados con una gota fría en altura, localizada en la vertical, y la topografía existente, produzca un efecto de embudo donde se desencadenan precipitaciones extremas (Roselló, 1983).

En el pluviograma de la Figura 9.65 se reconocen tres caudales máximos, separados en el tiempo, y corresponden al 20 de octubre. Una precipitación de 500 mm entre las 7 y 8 de la mañana del 20 de octubre trajo consigo que a las 9 horas se iniciara una crecida en Cofrentes y el caudal máximo se estimó en 4.000 m^3/seg en Escalona y 6.000 m^3/seg en Millares. En estos momentos todos los barrancos atravesaban la Carretera Nacional 340 (Roselló, 1983). El otro pico se produjo de 9 a 12 horas con unas lluvias de más de 450 mm y, finalmente, el tercer máximo se originó a las 16 horas con una precipitación de más de 400 mm. Los efectos catastróficos se produjeron bási-

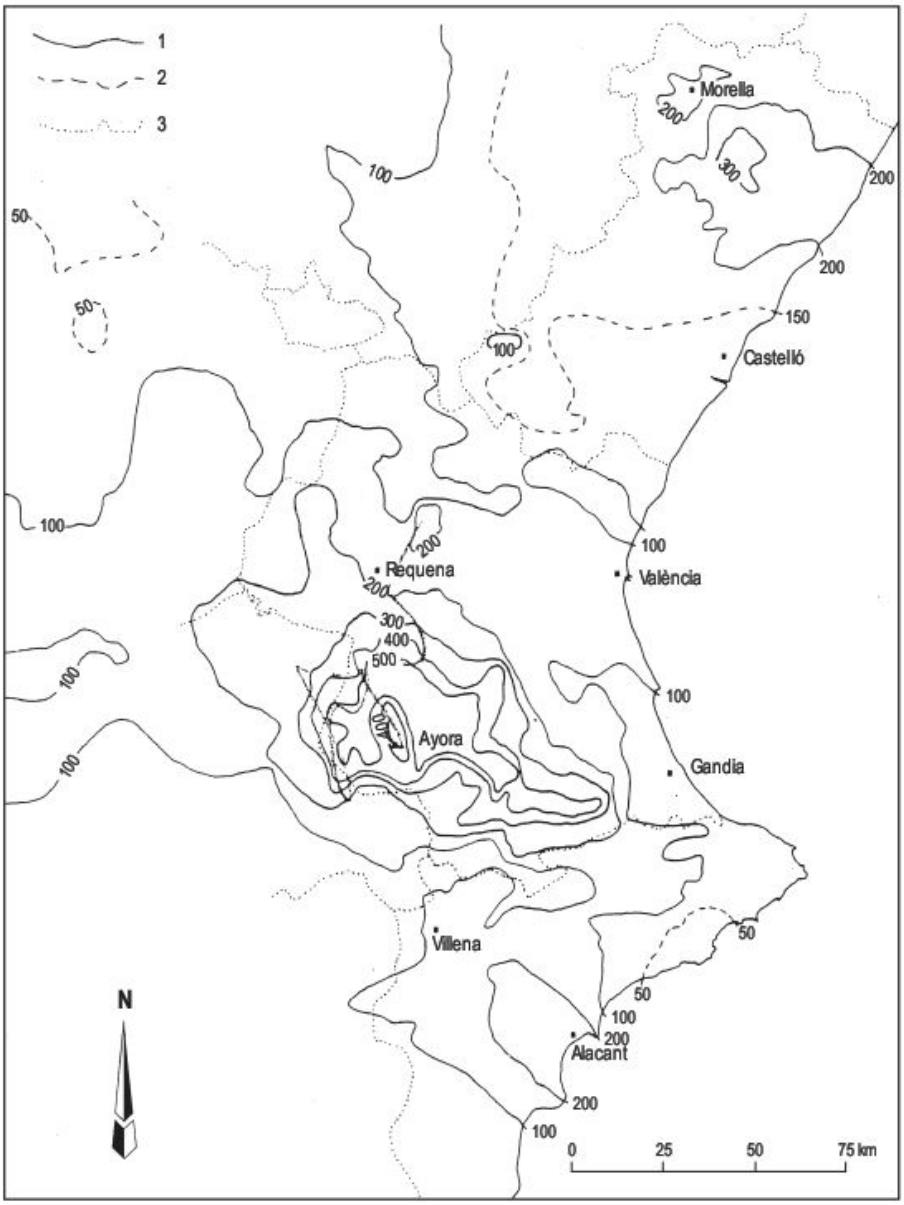


FIGURA 9.64 Mapa de isoyetas de las precipitaciones caídas en el País Valenciano y zonas contiguas durante los días 18-22 de octubre. (1) Isoyeta. (2) Isoyeta auxiliar. (3) Límite provincial (Pérez-Cueva y Armengot, 1983).

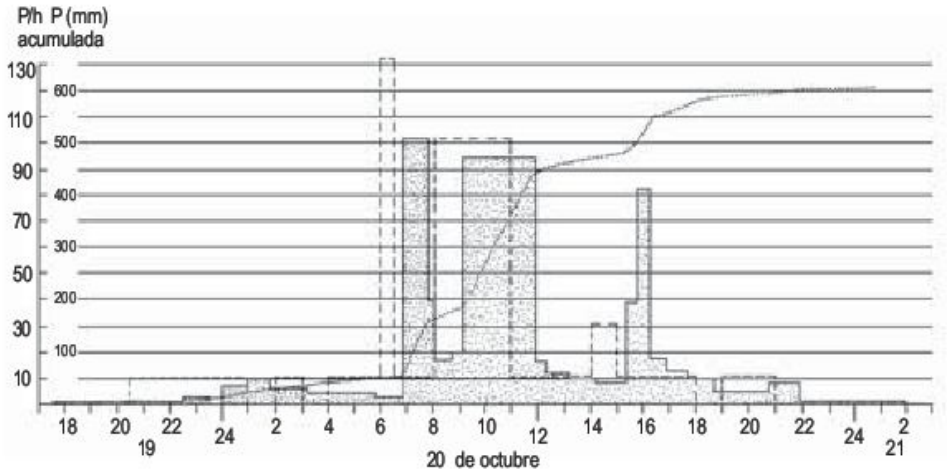


FIGURA 9.65 Interpretación del pluviograma de Cofrentes según el Centro de Estudios Hidrográficos. Las precipitaciones horarias y las lluvias acumuladas tienen escalas diferentes. En trazos, las primera interpretación de la Comisión de Aguas del Júcar (Roselló, 1983).

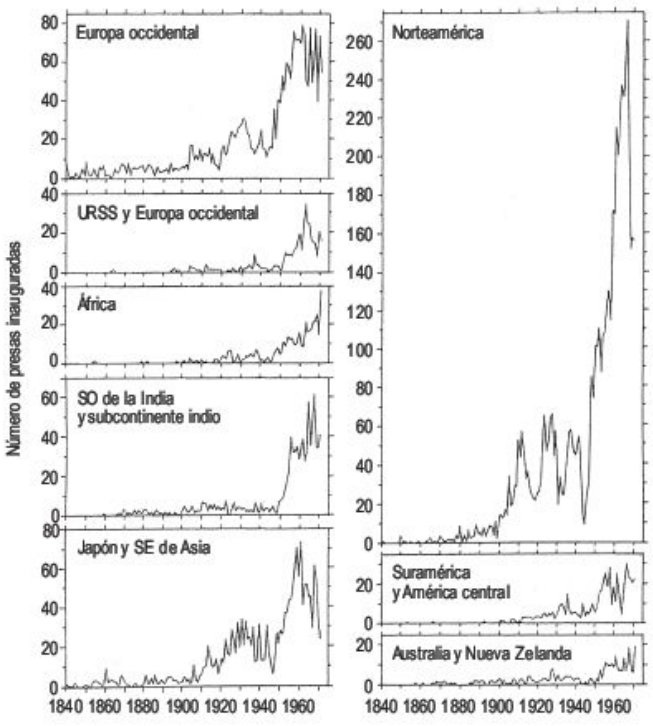
camente en la agricultura, rotura y daños de algunas casas e impacto importante en las comunicaciones.

Mención aparte, constituye la rotura de la **presa de Tous** en construcción (González, 1983a, b), a partir de un Proyecto de Grandes Presas de 1967. La presa está asentada sobre calizas y conglomerados y estaba concebida para producir energía hidroeléctrica, laminar las avenidas y para suministrar agua para el regadío. El día 19, a las 18.00 horas, el agua embalsada era de 51 hm^3, con un caudal entrante de 27 m^3/seg (Piqueras, 1983). Las compuertas de los aliviaderos no pudieron abrirse, ya que no había energía eléctrica disponible y el grupo electrógeno no funcionaba. El día 20, a las 17.00 horas, el agua empezó a rebasar la presa, comenzando la erosión de la misma y a las 19.13 horas se desmoronó una parte de la presa, abriéndose un boquete de unos 18 m. Se calcula que las pérdidas de los temporales de octubre de 1982 fueron de unos 300.000 millones de pesetas (Suárez y Regueiro, 1997).

9.7 Prevención y mitigación de las inundaciones

El propósito de la prevención es modificar las características hidrodinámicas del río para reducir el riesgo (Smith y Ward, 1998). Los efectos directos de las actividades humanas, tales como estructuras en el río o modificaciones del mismo, conducen a variaciones en el canal fluvial. Los cambios de uso del suelo dentro de la cuenca de drenaje pueden producir ajustes en el canal (Knox, 2001). Los impactos humanos sobre los canales fluviales se han incrementado a lo largo del siglo XX, a causa de que las llanuras de inundación se han ocupado intensamente y los cursos fluviales se han modificado sustancialmente (Downs y Gregory, 2004).

Las **presas** se han construido desde hace varios milenios. En 3100 a.C., el Rey Menes, fundador de la Dinastía I, represó el Nilo cerca de Memphis para proteger a la ciudad de las inundaciones (Downs y Gregory, 2004). A lo largo de la historia se han construido presas con fines diversos, como las de Muel y Almonacid de la Cuba, en la provincia de Zaragoza, durante la época romana, hoy colmatadas. A mediados del siglo pasado se hizo un gran esfuerzo en todo el mundo en la construcción de presas (Fig. 9.66). España no ha sido ajena a esta expansión y en la actualidad tiene más de 700 embalses (Martínez *et al.*, 1987). Las grandes presas permiten, aguas abajo, la laminación de las grandes crecidas de los ríos (Costa y Baker, 1981). No obstante, las presas no proporcionan un control de la inundación sino «una parte o cantidad específica de protección» (Leopold y Maddock, 1954). Además, las presas se construyen para generar energía hidroeléctrica, implantar regadíos y también se utilizan como áreas de recreo. Por otra parte, las presas retienen importantes cantidades de sedimentos tal como refleja la implantación de presas en el Río Colorado (Estados Unidos) (Fig. 9.67). En la cabecera de las corrientes se sitúan muchas presas pequeñas (*check dams*) para reducir la erosión y controlar la escorrentía para pequeñas inundaciones que suelen producir daños a la agricultura, pero no son efectivas para controlar la escorrentía de las grandes tormentas (Fig. 9.61). Las presas pueden romperse, en especial las presas de tierra por tener arcillas expansivas y elevado contenido en sodio intercambiable en el material de construcción. Existen otras causas, como fallo de substrato, aliviaderos inadecuados, construcción deficiente, asentamiento irregular, deslizamientos, terremotos y otros (Gruner, 1963; Butler y Kalenson, 2005). También



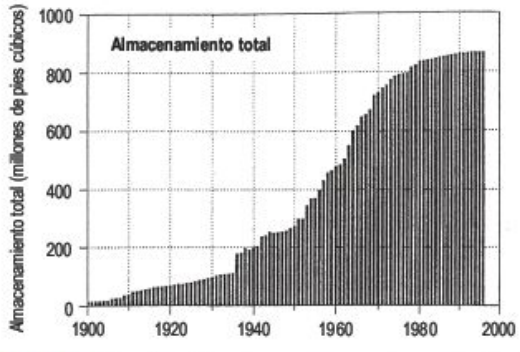


FIGURA 9.66 Construcción de presas en el mundo. En la parte superior, se indica la construcción de presas por regiones (Beaumont, 1978) y, en la parte inferior, se señala el incremento de la capacidad de embalsar de las presas en los Estados Unidos (Graf, 2001).

hay que tener presente el cálculo de la vida de un gran embalse y los impactos que puedan derivarse de su construcción, como el Delta del Nilo (Capítulo 11).

La construcción de **diques**, de hormigón o escollera, es la segunda medida, en orden de importancia, para la protección de las avenidas. Son construcciones paralelas al cauce para contener los desbordamientos. En el río Mississippi se diseñan diques urbanos para hacer frente a inundaciones con periodo de retorno de 200 años, mientras que los diques que previenen las inundaciones en terrenos agrícolas tienen en cuenta un periodo de 50 años (Smith y Ward, 1998). En la prática la altura de los diques raramente supera los 10 m y lo más frecuente es que sean inferiores a 6 m.

La **canalización** aumenta la capacidad de transporte del canal del río natural y, por consiguiente, contiene los picos de inundación. Incluye varios métodos, tales como el aumento de la pendiente del río, ensanchamiento y profundización del río, con el fin de aumentar el área de la sección transversal. El **dragado** implica la remoción del lecho del río para crear o mantener un volumen determinado de capacidad de flujo. El dragado se realiza sobre todo para el mantenimiento de la profundidad, que facilita la navegación en los grandes ríos (Downs y Gregory, 2004). La extracción de minerales de interés económico en la llanura de inundación (por ejemplo, diamantes en Tortilla, Costa de Marfil) también puede afectar a las características de los cursos fluviales (Schumm, 1977). La minería de **placeres** en el lecho fluvial causa la degradación del lecho y durante tormentas posteriores se puede originar un *knickpoint*, que se moviliza aguas arriba. Esta migración del *knickpoint* como consecuencia del dragado puede llegar a producir el descalze de los puentes (Downs y Gregory, 2004). El **ensanchamiento** del canal evita en parte los problemas de inestabilidad de los márgenes, asociados con la profundización del canal, especialmente en materiales erosionables. Otra práctica importante para paliar las inundaciones consiste en el **encauzamiento** (Fig. 9.68) que consiste en la eliminación de obstáculos, fundamentalmente vegetación, que dificulta el paso del

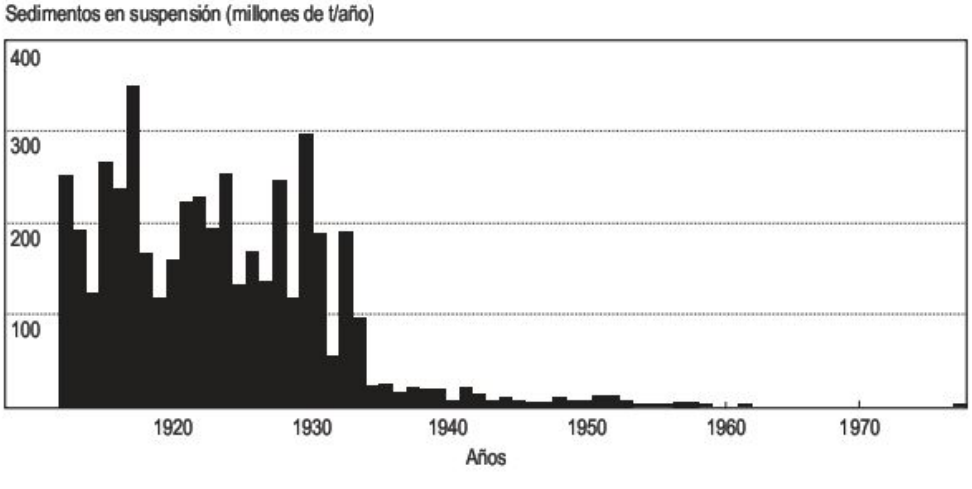


FIGURA 9.67 Sedimentación histórica del río Colorado (Estados Unidos), en millones de toneladas por año (Schwarz *et al.*, 1990).

FIGURA 9.68 Encauzamiento de la Ribera de Alcazaba (Badajoz, España).

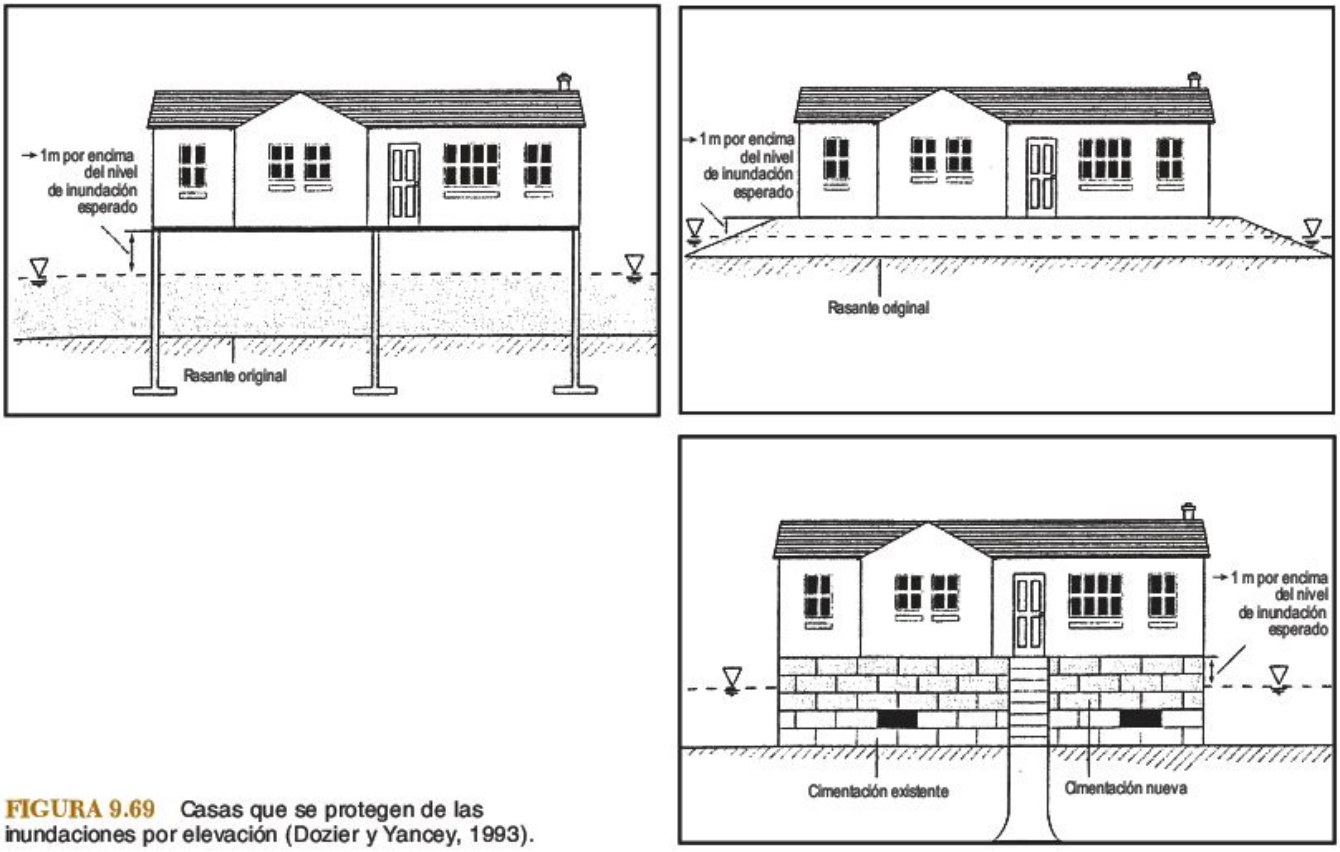


FIGURA 9.69 Casas que se protegen de las inundaciones por elevación (Dozier y Yancey, 1993).

agua y producen inundaciones. En ocasiones se lleva a cabo la canalización de los ríos, como en el caso de los ríos Pico y Vena, que antes de la canalización producían importantes inundaciones en la ciudad de Burgos (España). Un ejemplo más grandioso es el conocido como Solución Sur de Valencia, en la que se ha construido un nuevo y ancho cauce para evitar la inundación de la ciudad. El cauce antiguo se ha sustraído al río, incorporándolo al uso urbano como parque (Martínez *et al.*, 1987). Uno de los métodos directos es modificar los cursos meandriformes. En el bajo Mississippi se han realizado 16 estrangulamientos entre 1929 y 1942, reduciendo la longitud del río

FIGURA 9.70 Casas elevadas para protegerse de las inundaciones. Mulu, Sazawak, Malasia. Foto F. Gutiérrez.

en 240 km y descendieron 2-2,5 m los niveles de inundación (Smith y Ward, 1998).

Las crecidas de los grandes ríos, como el Amazonas, se producen todos los años y en los núcleos urbanos como Manaus se protegen de los aumentos del nivel de las aguas con diques paralelos, mientras que las pequeñas casas que bordean el río se construyen elevadas unos 6 metros con respecto de la época de menor caudal, para evitar que el agua las inunde (Fig. 9.69), al igual que ocurre en Malasia (Fig. 9.70).

Aunque las áreas urbanas ocupan menos de un 3% de la superficie terrestre, el efecto de la **urbanización** sobre la hidrología de las inundaciones y riesgo de inundación es desproporcionadamente grande. Las superficies urbanizadas son menos permeables que las superficies a las que reemplazan. Como resultado, el agua discurre rápidamente y sus hidrogramas tienden a tener picos más pronunciados que los anteriores (Leopold, 1968) (Fig. 9.71).

Es fundamental tener un buen conocimiento de las condiciones de las inundaciones para conseguir una **mitigación** adecuada. Los proyectos de mitigación y alerta están incrementando y están integrados en los sistemas de planificación y alarma que operan en tiempo real por medio de computadoras. Todo ello permite reducir las pérdidas de vida y los daños económicos producidos por las inundaciones. Estas situaciones deben comunicarse a la gente para que lleve a cabo medidas de protección antes de la llegada de las inundaciones (Smith y Ward, 1998).

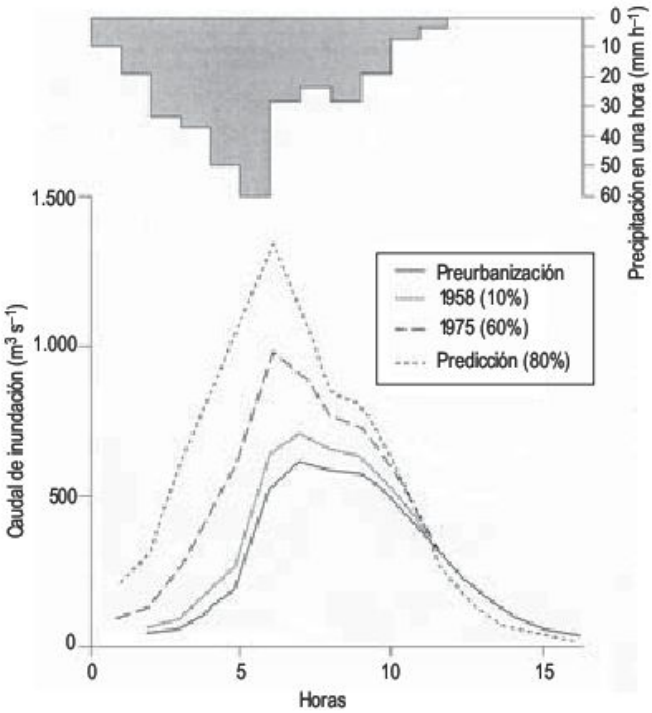


FIGURA 9.71 Hidrogramas de inundación que refleja la expansión de la urbanización (señalada como porcentaje de cuenca sin urbanizar) en la parte occidental de la megalópolis de Tokio, Japón (Yoshimoto y Suetsugi, 1990).