

RIESGOS NATURALES, CRECIDAS FLUVIALES Y CAMBIO CLIMÁTICO

Natural risks, river floods and climate change

Gerardo Benito, María A. Casas, María J. Machado (*); María T. Rico (**);
Yolanda Sánchez-Moya (***) ; Alfonso Sopeña (***) y Varyl R. Thorndycraft (****)

RESUMEN

Entre las principales incertidumbres del Informe del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC) (Trenberth et al., 2007) se encuentra la predicción de crecidas extremas en respuesta al Calentamiento Global. La falta de registros instrumentales dificulta en gran medida la posibilidad de diagnosticar la magnitud y frecuencia con la que ocurrirán los eventos extremos en relación con la variabilidad climática. Las evidencias de crecidas pasadas basadas en indicadores geológicos (sedimentarios y geomorfológicos) permiten ampliar los registros de eventos extremos (paleocrecidas) a los últimos milenios, y comprender su respuesta en relación al clima. En este trabajo se pretende describir el procedimiento metodológico utilizado en la literatura científica para la reconstrucción de eventos extremos obtenidos del pasado reciente basado en el estudio de procesos geológicos externos. Los registros sedimentarios obtenidos en diferentes ríos peninsulares muestran que las paleocrecidas son más frecuentes durante los estadios iniciales y finales de periodos fríos (e.g. Pequeña Edad del Hielo 1550-1850 A.D.). En el periodo instrumental (1910 hasta la actualidad), los ríos Atlánticos de la Península Ibérica han experimentado una disminución de la frecuencia de las crecidas ordinarias, y, en las cuencas Mediterráneas los datos existentes apuntan al aumento en la irregularidad hidrológica y la generación de crecidas relámpago.

ABSTRACT

Flood response to Global Warming is one of the major uncertainties on the latest IPCC (Trenberth et al., 2007). The lack of long instrumental records makes difficult to provide robust links between extreme events and climate variability. In this paper, we describe the methodological procedures used on scientific research for reconstructing past floods in the context of variability. Evidences from past floods based on sedimentary and geomorphic records (palaeofloods) show a higher frequency of floods during the initial and final stages of cold periods (e.g. Little Ice Age 1550-1850 A.D.). During the instrumental period (1910 to the present), Iberian Atlantic rivers show a decrease on frequency for ordinary flood events, and in Mediterranean rivers data point out to an increase in the hydrological variability with higher frequency of flash floods.

Palabras clave: Crecidas fluviales, Paleocrecidas, Cambio Climático, Calentamiento Global, Riesgos Naturales.

Keywords: Floods, Palaeofloods, Climate Change, Global Warming Natural Risk.

INTRODUCCIÓN

Los procesos geológicos actúan modificando y modelando la superficie terrestre. El clima juega un papel fundamental en los procesos geológicos externos, determinando la frecuencia e intensidad de la acción de agentes geológicos tales como agua, aire y hielo. Podemos decir, por tanto, que el clima es el motor de los cambios que se producen en la geodinámica externa, y por tanto, los agentes geológicos y los procesos resultantes son sensibles a la variabilidad climática, tanto en el pasado como en la actualidad. En general, la magnitud con la que actúan los agentes geológicos relacionados con el clima se suele denominar “peligro” (*hazard* en la literatura

anglosajona) y estadísticamente a cada evento se le asocia un periodo de retorno, o probabilidad anual de su ocurrencia. Cuando este peligro afecta causando daños en actividades humanas se introduce el término riesgo (*risk*), que a su vez presenta dos componentes: *exposición* o conjunto de bienes a preservar y que potencialmente pueden resultar dañados por el fenómeno natural, y la *vulnerabilidad* o pérdida esperable (%) de un determinado bien expuesto (humano, económico o ecológico). De los componentes del riesgo, únicamente el peligro (fenómeno natural) tiene relación con el clima, mientras que los factores de exposición y vulnerabilidad dependen de la ocupación humana del territorio. A un fenómeno se le asigna la categoría de desastre natural cuando su ocu-

(*) Instituto de Recursos Naturales, CSIC, Serrano 115 bis, 28006 Madrid. benito@ccma.csic.es.

(**) Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza.

(***) Dept. of Geography, Royal Holloway, University of London, Egham, Surrey, TW20 0EX, U.K.

(****) Instituto de Geología Económica, CSIC-Universidad Complutense, 28040 Madrid.

rrencia causa trastornos en los patrones de vida y ocasiona pérdidas humanas, materiales y económicas (Olcina y Ayala-Carcedo, 2002).

En España, los desastres naturales han producido entre 1971 y 2002 daños materiales superiores a 3400 millones de euros (>110 millones de euros anuales expresados en euros de 31 de diciembre de 2002; CCS, 2003), ocasionando más de 1680 víctimas mortales (según Ayala y Olcina, 2002; incluyendo las 794 víctimas de las inundaciones de 1962 en Cataluña). En un estudio reciente, publicado a raíz del Decenio Internacional para la reducción de los Desastres Naturales (1990-2000), estos daños se han incrementado considerablemente, casi de forma exponencial (ver datos de Piserra *et al.*, 2005), con pérdidas materiales superiores a 515 millones de euros y 480 víctimas mortales (según CCS, 2003 y Ayala y Olcina, 2002, respectivamente). Esta tendencia al aumento en los daños producidos por los desastres naturales favorece la idea de que está aumentando la frecuencia de eventos excepcionales asociada a los efectos del cambio climático. En este sentido, se debería disociar la frecuencia y magnitud de los desastres naturales del impacto socio-económico y la percepción mediática que, en muchas ocasiones, responden más a la intensiva ocupación del territorio (exposición al riesgo de bienes y personas), y la disminución de los umbrales de tolerancia social ante los riesgos naturales.

El estudio de los riesgos naturales se realiza desde disciplinas muy variadas que incluyen la ingeniería civil, biología, economía, sociología, hidrología, y la geología. En este trabajo se pretende describir algunos desarrollos metodológicos utilizados en la literatura científica para la reconstrucción de eventos extremos del pasado reciente, y su vinculación con el clima. El conocimiento de estos trabajos permite a los docentes de la geología proporcionar a sus estudiantes una visión aplicada y actual de cómo el estudio de los procesos superficiales en

el pasado reciente permite contextualizar los riesgos futuros bajo un escenario de cambio climático. En este trabajo se describen igualmente las posibles repercusiones del cambio climático en algunos desastres naturales y particularmente en las inundaciones, y cómo a partir de la práctica de la geología podemos mejorar el conocimiento de las pautas a las que responden estos desastres. Las evidencias de crecidas pasadas basadas en indicadores geológicos (sedimentarios y geomorfológicos) contribuyen a ampliar los registros de eventos extremos (paleocrecidas) a los últimos milenios, y comprender su respuesta en relación al clima.

CAMBIO CLIMÁTICO E INUNDACIONES: PERSPECTIVA ACTUAL

El impacto del cambio climático debido al efecto invernadero sobre las inundaciones constituye una de las principales incertidumbres de todos los informes realizados hasta el momento por los organismos internacionales (Fig. 1). En el último informe realizado por el IPCC (Trenberth *et al.*, 2007) se indica que el aumento en las concentraciones de gases de efecto invernadero y aerosoles en la atmósfera producirá un incremento en la variabilidad climática y en los eventos extremos en numerosas partes del mundo. En Europa, se señala que la concentración de la precipitación en invierno y primavera, meses en que los suelos se encuentran saturados, podría incrementar la frecuencia y severidad de las crecidas especialmente en las grandes cuencas del centro y oeste de Europa (Trenberth *et al.*, 2007). Igualmente, un ascenso de las temperaturas al final de la primavera y durante el verano puede conducir a una mayor incidencia de las precipitaciones torrenciales de carácter convectivo en pequeñas cuencas y, por tanto, al aumento de los riesgos debidos a crecidas relámpago, especialmente en zonas de montaña y en las regiones mediterráneas (Fig. 1).

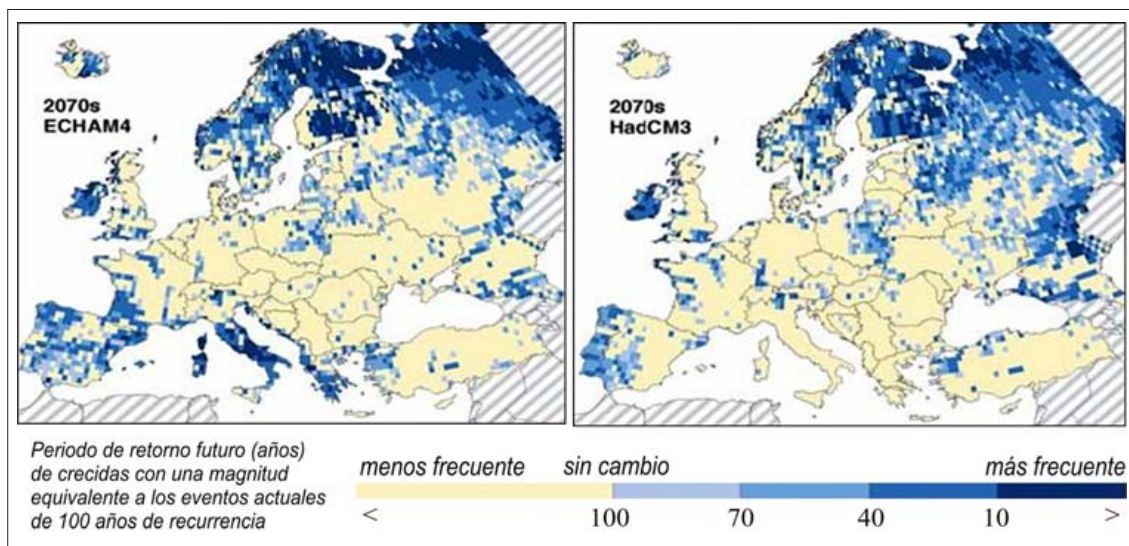


Fig. 1. Cambio en la recurrencia de eventos de crecida con periodo de retorno de 100 años entre el presente (1961–1990) y el futuro (2070s) a partir de simulaciones de clima y uso de agua. Fuente: Lehner *et al.* (2006), *Climatic Change* 75, p. 273-299.

En la Península Ibérica las proyecciones actuales disponibles se refieren únicamente al cambio en la precipitación (en mm/día). El modelo de clima PROMES (Castro *et al.*, 2005) proporciona una estimación promedio de la lluvia por estación del año (dic-ene-feb; invierno, mar-abr-may primavera, jun-jul-ago verano y sep-oct-nov otoño), calculada para dos escenarios SRES (del inglés Special Report on Emission Scenarios) de emisiones: A2 donde la concentración de CO₂ en el 2100 llegaría a unos 850 ppm, (120% superior a la actual), y B2 donde se llegaría a una concentración de 760 ppm, (doble que la actual). En el escenario A2, los valores correspondientes a las diferencias entre la simulación del periodo (2071-2100) y la de control (1961-1990) muestran un aumento de la precipitación invernal en el NW y otoñal para el NE de la Península, mientras que la primavera y verano muestran un descenso de las precipitaciones en el NW y N (Castro *et al.*, 2005). Estos datos podrían apuntar a un aumento de las crecidas extraordinarias en dichas zonas, dado que este tipo de fenómenos extremos se producen durante los meses de mayor precipitación diaria.

A pesar de todas estas conjeturas, la realidad es que ninguno de los modelos de circulación atmosférica global o regional es capaz de generar escenarios fiables sobre los cambios esperables en relación con los eventos extremos, dado que estas suposiciones parten de la base de que el cambio climático alterará todo el volumen de precipitación mensual en la misma proporción, sin tener en cuenta la concentración de lluvia en periodos temporales cortos. En la Figura 1 se pone en evidencia estas discrepancias, con el modelo inglés Hadley Centre HadCM3 señalando una disminución de los eventos de periodo de retorno de 100 años, y el modelo alemán del Max-Planck-Institute for Meteorology (MPI) ECHAM4 apuntando a un aumento de los mismos (Lehner *et al.*, 2006).

El análisis de los datos instrumentales de caudal registrados en estaciones de aforo apunta a una disminución en los picos de las crecidas ordinarias en los últimos 40 años (Fig. 2). En parte, esta disminución de los caudales pico se debe a la construcción

de presas, la mayor parte entre la década de los 50's y 60's, que actualmente supera el millar (1133 incluyendo diques laterales), con una capacidad de embalse superior a 56.000 hm³. Sin embargo, este efecto laminador de los embalses se muestra insuficiente en el caso de las crecidas extraordinarias, como las registradas en diversas cuencas Mediterráneas de la Península Ibérica en 1982 y 1987 (Fig. 2), o en las cuencas Atlánticas en el año 1979, alguna de las cuales (ríos Duero y Tajo) presentaron los mayores caudales punta del registro sistemático de aforos (últimos 50 años). En las cuencas Mediterráneas (e.g. Llobregat, Segre) las principales crecidas del registro instrumental se han producido igualmente durante la segunda mitad del siglo XX, a pesar de la regulación de las cuencas por los embalses. De cualquier manera, resulta evidente que se incorpora un elemento de variabilidad en los caudales máximos debido al efecto de las infraestructuras hidráulicas que dificulta el análisis hidroclimático de las series instrumentales, especialmente para los últimos 30 años. Igualmente, se evidencia la necesidad de prolongar el periodo temporal de los registros de inundaciones, para conocer la respuesta natural de los desastres naturales en relación con la variabilidad en el clima.

RECONSTRUCCIÓN DE CRECIDAS: REGRESO AL PASADO

El registro sedimentario

Desde hace dos décadas se vienen realizando en España diversas investigaciones, cuyo objetivo es descifrar la información contenida en los "archivos sedimentarios" que han ido dejando los ríos. En ellos, han quedado almacenadas las evidencias de crecidas catastróficas producidas durante milenios. A partir de estudios geológicos detallados, se han podido reconstruir la magnitud y frecuencia de muchas inundaciones acaecidas en épocas históricas y prehistóricas (Benito *et al.*, 1996, 2003a y b). En la mayor parte de los casos, estas *paleocrecidas* superan ampliamente la magnitud (caudal) de las inundaciones que han tenido lugar en las últimas déca-

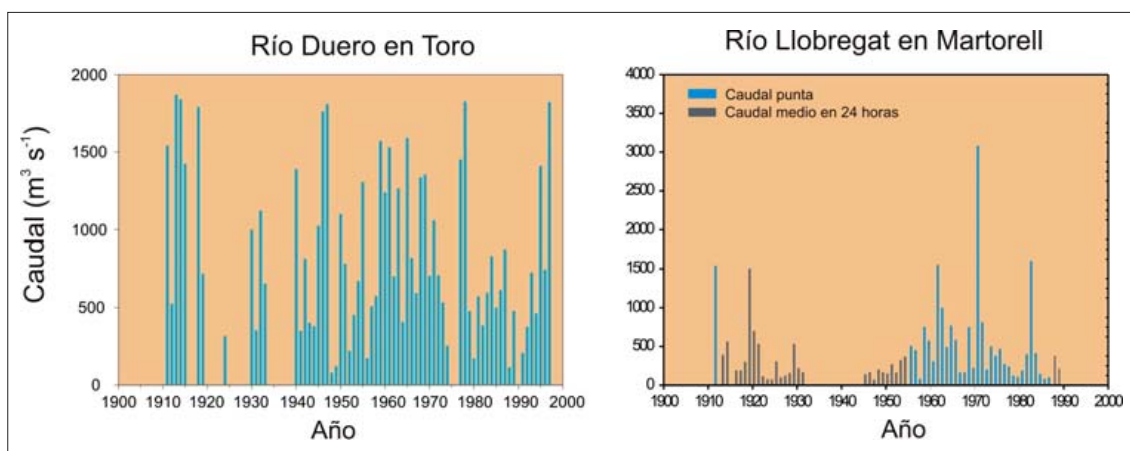


Fig. 2. Caudales máximos anuales representativos para ríos Atlánticos (Río Duero en Toro) y ríos Mediterráneos (Río Llobregat) peninsulares. Fuente Benito *et al.* (2005).

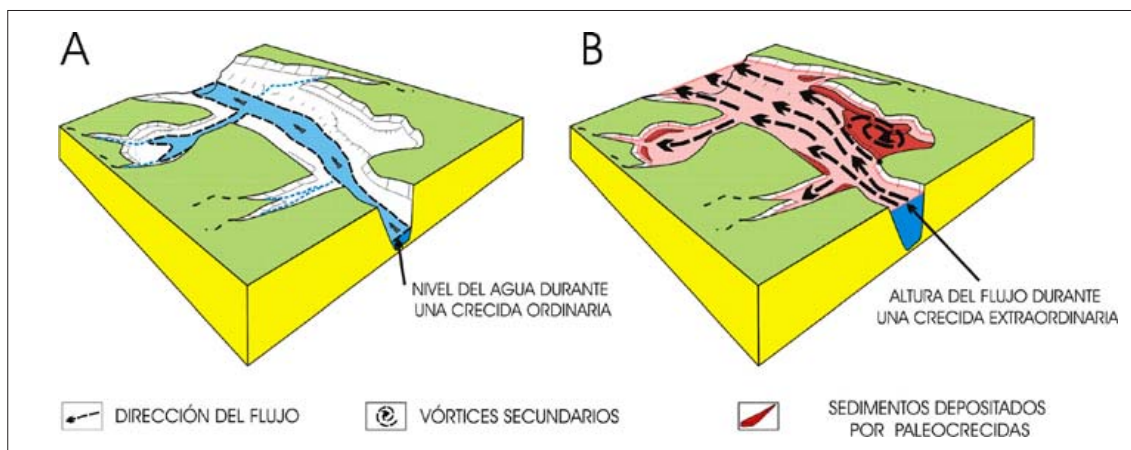


Fig. 3 - Comparación entre los niveles alcanzados por el agua en el cauce del río Tajo durante una crecida ordinaria (A) y otra extraordinaria (B). Obsérvese que en el segundo caso, el agua durante las crecidas desborda el cauce e inunda tanto los márgenes como los valles de los afluentes, acumulando sedimentos en áreas protegidas de la corriente principal.

das, y constituyen una información única para su utilización en los estudios de riesgos naturales de carácter hidrológico.

La magnitud y frecuencia de las inundaciones, difieren en cada cuenca dependiendo de los factores que influyen en el desarrollo y evolución de los Sistemas Fluviales. Los trabajos de investigación desarrollados en las últimas décadas, orientados al mejor conocimiento de las variaciones hidrológicas durante los pasados 10.000 años, utilizan los datos proporcionados por los registros estratigráficos de las paleocrecidas (Baker, 1993), para extender y aproximar las series de caudales máximos o punta, a las que se obtienen por medio de los registros de observación directa, es decir los de las estaciones de aforo.

Las crecidas fluviales provocan el transporte de una elevada cantidad de sedimento en suspensión, arena, limo y arcilla, que confiere al agua de inundación tonos marrones, rojos o blancos. Estos sedimentos, se acumulan en las llanuras aluviales y a lo largo de los cañones rocosos (Fig. 3). Los espesores máximos se registran en zonas de remanso donde la velocidad del agua, y por tanto la energía del flujo de inundación, es muy baja, normalmente menor de 0.2 m s^{-1} . Este tipo depósitos de inundación (en inglés *slackwater deposits*) contiene evidencias que permiten obtener un registro completo de las inundaciones pasadas, todo ello gracias a la labor detectivesca del geólogo. En general, las zonas de baja energía de flujo durante las inundaciones se localizan en los márgenes más alejados o protegidos de los valles, en la desembocadura de afluentes, en áreas de expansión de los valles, en curvas de meandros, o dentro de cavidades y cuevas desarrolladas en las paredes de los cañones rocosos (Fig. 3). Los depósitos de inundación suelen estar constituidos por arenas, limos y, en ocasiones, de arcillas, es decir, de tamaños de partícula menores de 2 mm. Tienen espesores que oscilan entre unos pocos centímetros y 1,5 m. (Fig. 4).

Desde el punto de vista sedimentológico, las secuencias verticales más comunes son granodecrecientes, con estructura masiva, laminación horizontal y laminación cruzada (Benito *et al.*, 2003a). Con mucha frecuencia, las unidades arenosas terminan con estructuras producidas por la migración de *ripples* cabalgantes, sobre los que se deposita

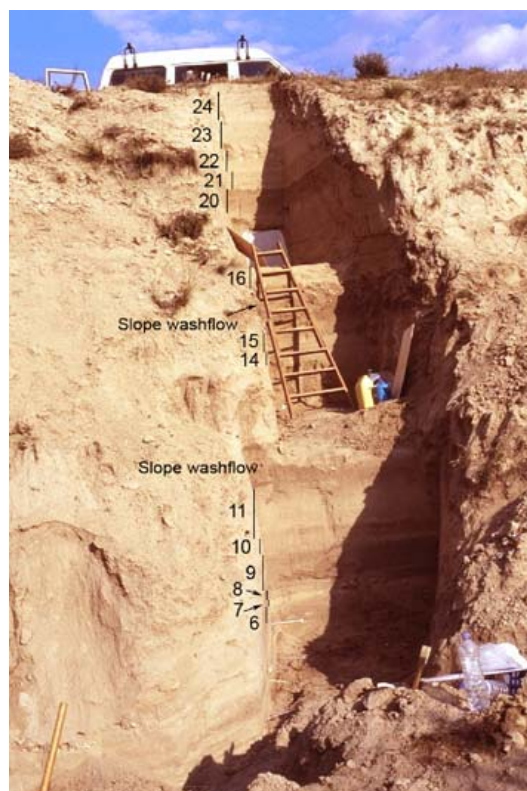


Fig. 4.-Depósitos de crecidas extraordinarias en el valle del río Caramel (provincia de Murcia). Su espesor total es de seis metros y se han reconocido 24 secuencias de edades comprendidas entre 945 ± 45 B.P. y 1973 A.D.

una fina lámina de limos que representa el final de la crecida. Este tipo de secuencias, refleja las variaciones en la velocidad de la corriente durante la crecida, ya que cada estructura se forma en un entorno de velocidad determinado. Los campos de estabilidad de cada una de las estructuras mencionadas, fueron determinados hace ya bastantes décadas mediante experimentos de laboratorio que reprodujeron las condiciones naturales en canales de experimentación. Como ejemplo, los distintos tipos de *ripples*, palabra inglesa de difícil traducción que se refiere a pequeñas ondulaciones de arena regularmente espaciadas, se forman entre, aproximadamente, 0,2 y 0,9 ms⁻¹. Al descender el nivel del agua, el sedimento queda expuesto y como consecuencia de la pérdida de volumen por evaporación de parte de agua contenida, pueden ocasionarse “grietas de desecación” (Fig. 5).



Fig. 5.- Parte superior de una secuencia correspondiente a una crecida extraordinaria del río Tajo cerca de Puente del Arzobispo. Se observan ripples cabalgantes de arena que migran hacia la derecha de la imagen. El límite de separación con la secuencia que le sucede, viene marcado por finas láminas de limos de color más oscuro con grietas de desecación.

Cada vez que se inunda una zona, se produce un depósito estratificado y bien diferenciado de los anteriores. La superposición de todos ellos conforma las páginas del libro donde se detalla la “historia” de las crecidas ocurridas en el pasado. El papel del geólogo especialista, consiste en realizar la lectura apropiada de estas páginas contenidas en los niveles estratigráficos, incluyendo la datación de las inundaciones y la estimación de su caudal. El reconocimiento y diferenciación de los depósitos correspondientes a cada *paleocrecida*, requiere un estudio muy detallado. Cada secuencia se caracteriza por el color del sedimento y por las estructuras que reflejan las condiciones de velocidad y profundidad de cada zona inundada (Fig. 6). Entre los niveles (capas) de inundación se pueden observar rasgos que indican el paso de cierto tiempo entre la acumulación de un nivel y el siguiente, permitiendo separar los depósitos de crecidas distintas. Algunos de estos indicadores de paso de tiempo entre avenidas son: paleosuelos, grietas de desecación, niveles de acumulación de hojas y ramas, o intercalaciones de otros materiales procedentes de laderas o barrancos próximos.

La cronología se consigue a partir de la datación de las diferentes unidades. La edad relativa se obtiene a partir de la posición estratigráfica. La edad absoluta se puede determinar, en algunos casos, a partir de técnicas radiométricas o arqueológicas. La técnica más utilizada en la datación absoluta o numérica es el radiocarbono (C¹⁴), tanto mediante contadores de gas como mediante el espectrómetro de acelerador de masas (AMS). El AMS es capaz de datar muestras orgánicas de tamaño muy pequeño (1-2 miligramos), como semillas, polen, hojas o restos diminutos de carbón vegetal. Otra técnica utilizada para datar este tipo de sedimentos es la termoluminiscencia estimulada ópticamente (OSL). La intensidad de la emisión lumínica provocada por excitación en granos de material termoluminiscente como cuarzo, feldespato o calcita, es proporcional al tiempo transcurrido desde que fueron expuestos a la fuente energética primaria. Esta fuente es normalmente la luz solar o la cocción en el caso de material cerámico, y en su exposición “resetea” el reloj geológico de la muestra. Esta técnica de OSL tiene la ventaja de que datan directamente los sedimentos. Además resuelven el problema de la escasez de restos de materia orgánica que limita la utilización del radiocarbono en zonas áridas y semiáridas.



Fig. 6.- Secuencia depositada por una crecida del río Llobregat (Junio del año 2000) en el borde del canal principal.

Caudales y magnitud de las paleocrecidas

La altura sobre el cauce a la que se localizan los depósitos, permite inferir el nivel mínimo alcanzado por el agua durante la crecida, ya que la superficie del agua de avenida estuvo situada por encima de los depósitos (Benito y Thorndycraft, 2005). Se ha observado de forma empírica que la altura máxima a la que se sitúan los depósitos está próxima a la altura del agua durante el momento de máximo caudal de avenida. Conocida la altura mínima del agua durante el caudal punta, podemos realizar una estimación del caudal asociado a cada uno de los depósitos de crecida.

La exactitud en los cálculos de los parámetros hidrológicos depende, por un lado, de la estabilidad de la sección de río a lo largo del periodo de estudio y, por otro, de los métodos hidráulicos utilizados en las estimaciones. Para asegurar que los ríos han te-

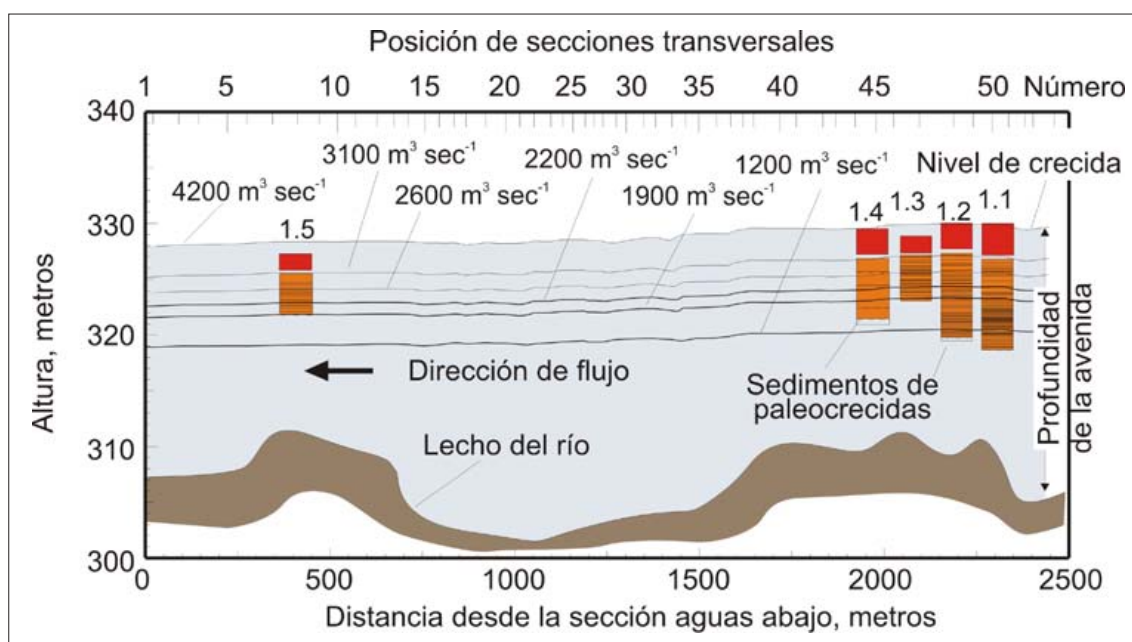


Fig. 7. Perfil longitudinal de un tramo fluvial del río Tajo en el Puente del Arzobispo (Toledo) en el que se muestra la posición de los perfiles estratigráficos (rectángulos naranjas y rojos), donde se han descrito los sedimentos. Los niveles de superficie de agua estimados por el modelo HEC-RAS para varios caudales (líneas continuas sombreadas en azul), muestran que estos sedimentos están comprendidos entre 1.200 m³s⁻¹ y 4.200 m³s⁻¹. Este modelo hidráulico se ha basado en 52 secciones transversales medidas en campo cuya posición se muestra en la parte superior de la figura.

nido una geometría y sección estable durante periodos de varios milenios, los estudios de *paleocrecidas* se realizan en cañones rocosos donde el encajamiento o la erosión de los lechos fluviales han sido mínimos. Los métodos específicos de cálculo para las determinaciones paleo-hidrológicas, consiguen la mayor exactitud de caudal y velocidad, si tienen en cuenta las variaciones y pérdidas de energía del flujo de agua. El procedimiento es de carácter iterativo de tipo prueba-error y se basa en la resolución de la ecuación de la energía en una dimensión, derivada de la fórmula de *Bernoulli* para flujo estacionario gradualmente variado. Existen diversos modelos hidráulicos que incorporan estas ecuaciones para flujo unidimensional (e.g. Modelo HEC-RAS, software libre del ejército Americano) o bidimensional, estas últimas normalmente resuelven las ecuaciones de Navier-Stokes mediante el método de volúmenes finitos. Mediante la aplicación de estos modelos se obtiene una estimación precisa de los caudales pico de cada una de las paleocrecidas, y que podemos incorporar como fuente de datos en los estudios de riesgos y en planificación territorial.

ESTUDIO DE PALEOCRECIDAS EN ESPAÑA

Las investigaciones sobre paleocrecidas en España se han llevado a cabo hasta ahora, en diversos tramos de los ríos Tajo, Llobregat, Ter, Segre, Guadalentín, Guadalhorce y Huebra (afluente del río Duero). Los registros estratigráficos más completos, se han encontrado en la cuenca del río Tajo, cerca de Puente del Arzobispo (Toledo) y en Alcántara (Cá-

ceres) (Benito *et al.*, 2003 a y b). En estas zonas se han podido reconstruir las principales crecidas de los últimos 17.000 años. Se han identificado más de ochenta grandes inundaciones. Aguas abajo de El Puente del Arzobispo (Toledo), el río Tajo atraviesa un cañón rocoso de 125 m de profundidad excavado en rocas graníticas del Paleozoico. En esta zona, los depósitos de inundación se apilan constituyendo tres niveles aterrazados con alturas de 17 m, 12 m y 10 m, sobre el fondo del río. Aquí, los depósitos de inundación más antiguos, datan del año 15000 a.C. El estudio del polen contenido en los sedimentos, aportó datos sobre la vegetación que existía en la cuenca del Tajo en el momento de esta inundación. Es notable la presencia de castaños (*Castanea sp.*) porque en la actualidad han quedado relegados a zonas húmedas y templadas del Oeste Peninsular. Durante el Holoceno (últimos 11.000 años), las crecidas más catastróficas se concentraron en tres periodos 8540-8110 a.C., 5000 a.C. y 785-1205 A.D. Los caudales punta superaron los 4.100 m³ s⁻¹ en el Puente del Arzobispo (superficie de la cuenca 35.000 km²) y los 15.000 m³ s⁻¹ en Alcántara (superficie de la cuenca de 52.000 km²).

Los periodos comprendidos entre 8110-7500 a.C., 7000-5000 a.C. y 1205-1450 A.D. también registraron crecidas frecuentes, pero de moderada o baja magnitud (2.500 m³ s⁻¹ en Puente del Arzobispo, y 6.000 m³ s⁻¹ en Alcántara; Benito *et al.*, 2003 a y b). Entre todos estos periodos con elevada frecuencia de crecidas extraordinarias, destaca el comprendido entre 8540 y 8110 a.C. En estos años se sucedieron, al menos, doce inundaciones catastrófi-

cas que, en la actualidad, supondrían un serio riesgo para poblaciones como Toledo y Talavera de la Reina. Desde el punto de vista climático, este periodo con elevada frecuencia de crecidas extraordinarias se produce inmediatamente después del *Younger Dryas* (10900-9250 a.C.), o periodo durante el cual se vuelve a condiciones casi glaciares, con una temperatura media del planeta de 8° C inferior a la actual (Thorndycraft y Benito, 2006; Benito *et al.*, 2008). La explicación es que el calentamiento global posterior al *Younger Dryas* produjo en el entorno de la Península Ibérica un aumento de la circulación atmosférica procedente del oeste (masas húmedas y templadas). La mayor frecuencia de paso de sistemas frontales atlánticos, tuvo como consecuencia inmediata precipitaciones copiosas y persistentes en la cuenca del Tajo. Los registros estratigráficos, demuestran que varias crecidas de magnitud similar se produjeron entre 785-1.205 A.D. Estos datos encajan con los procedentes de fuentes históricas (Benito *et al.* 2003b). Hay documentos en los que se describe un número anómalo de crecidas catastróficas entre 1150 y 1200 A.D., que ocasionaron importantes daños en Toledo y Talavera de la Reina.

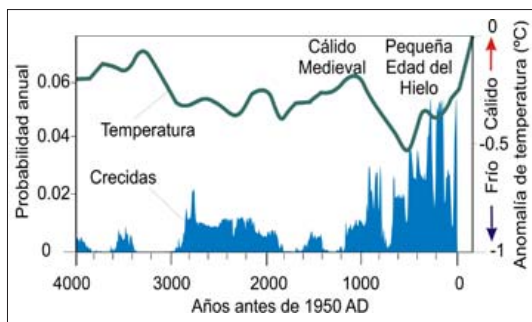


Fig. 8. Histograma de suma de probabilidades asociados a las dataciones de radiocarbono procedentes de depósitos de paleocrecidas, para los últimos 4000 años. La anomalía de temperatura (°C) durante el Holoceno se muestra como referencia, y ha sido elaborada por Rohde a partir de información Proxy de varios registros (http://www.global-warmingart.com/wiki/ Image:Holocene_Temperature_Variations.png Sept. 12, 2007).

El registro sedimentario de las paleocrecidas muestra de nuevo un aumento en la frecuencia de las inundaciones entre 1650 y 1900 A.D., coincidiendo con los avances glaciares de la denominada Pequeña Edad del Hielo, es decir en el periodo comprendido entre el principio del Siglo XV y mediados del siglo XIX (Fig. 8). Sin embargo, las mayores crecidas de los últimos 750 años de las que existe detallada información documental, se produjeron durante la segunda mitad del siglo XIX y primera mitad del XX, destacando, por su extraordinaria magnitud, las de 1876 A.D. y 1947 A.D. De alguna manera, estas crecidas extraordinarias recientes, se pueden considerar la típica respuesta hidrológica del sistema a las nuevas condiciones de calentamiento del planeta.

RIESGO DE INUNDACIÓN EN RESPUESTA AL EFECTO INVERNADERO

Los impactos del cambio climático sobre los extremos hidrológicos pueden afectar al número de episodios de caudal extraordinario que se producen en un año, a su frecuencia interanual, a la duración y volumen de los hidrogramas y a los caudales punta que se registran. Las condiciones atmosféricas generales en las que se enmarcan la persistencia de las situaciones que generan crecidas son complejas, y resulta difícil establecer una relación directa y unívoca entre clima e inundaciones. En las cuencas Atlánticas, la generación de crecidas, duración y magnitud se encuentran estrechamente ligadas a los cambios en la precipitación (Fig. 9). Aunque la relación caudal medio, precipitación y caudal máximo no es unívoca, se puede señalar que aquellos años con mayores módulos corresponden a años con importantes caudales punta. En los ríos Atlánticos, los tipos de circulación con una mayor influencia en el régimen de precipitaciones son la advección del suroeste y advección del oeste/noroeste, que se establecen fundamentalmente en los meses de invierno relacionados con una elevada frecuencia de la circulación zonal. Las precipitaciones más copiosas en las cuencas Atlánticas se producen cuando la circulación zonal se sitúa baja en latitud (35-45° N), generando precipitaciones importantes y persistentes en las cuencas del Duero, Tajo, Guadiana y Guadalquivir. Estas condiciones se presentan con mayor persistencia durante años donde el Índice del Atlántico Norte (NAOI en inglés: *North Atlantic Oscillation Index*; NAO: *North Atlantic Oscillation*) en los meses invernales presenta valores negativos (Fig. 9).

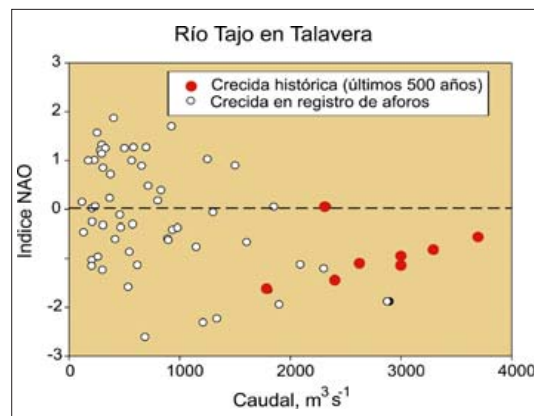


Fig. 9. Relación entre el índice NAO mínimo de invierno reconstruidos por Luterbacher *et al.*, (2002) con los caudales punta históricos reconstruidos para el río Tajo en Talavera desde 1400 A.D. (Benito *et al.*, 2008).

En la figura 9 se muestra la relación del NAOI reconstruido por Luterbacher *et al.* (2002) con los caudales punta reconstruidos para las crecidas históricas del río Tajo en Talavera y Alcántara desde 1400 A.D. En general, se observa que la mayor parte de las crecidas con caudales superiores a los 2000 m³s⁻¹ se producen durante los inviernos (dic-

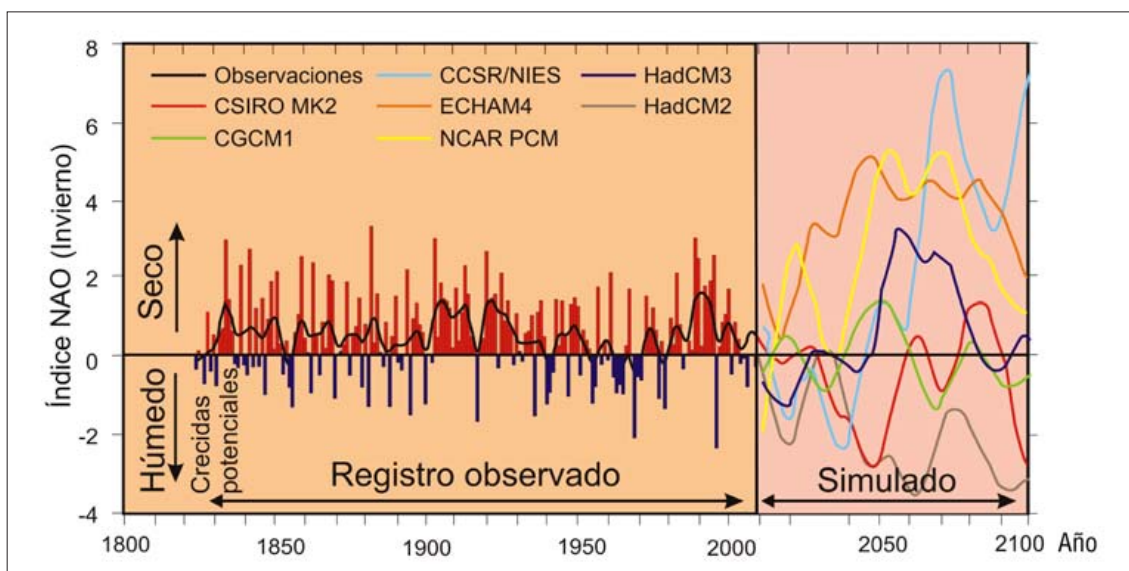


Fig. 10. Series temporales del índice NAO (hPa) de los meses invernales observadas (negro) y simuladas bajo valores crecientes de concentración de gases invernadero según Osborn (2004). (CCSR/NIES: azul, CGCM1: verde, CSIRO Mk2: rojo, ECHAM4: naranja, HadCM2: marrón, HadCM3: pupura, NCAR PCM: amarillo). Patrón basado en el índice de presión del nivel del mar entre Gibraltar e Islandia. Las series se han suavizado con un filtro de 30 años.

en-feb) con índice NAOI negativo, tal y como cabría esperarse dada la relación de años húmedos y años de crecidas importantes en la cuenca del Tajo. En la actualidad, aproximadamente la mitad de los modelos predicen una intensificación positiva del índice asociada al cambio global, mientras que la otra mitad predicen que NAOI se mantendrá en niveles comparables a los presentados en las últimas décadas (Osborn, 2004; Fig. 10). En ambos casos, tanto si NAO aumenta o se mantiene en los niveles de las décadas pasadas, podría traducirse en una tendencia clara a la disminución de las crecidas ordinarias en las cuencas Atlánticas de la Península Ibérica en relación con los patrones de frecuencia existentes en la segunda mitad del último siglo (Fig. 10). Esta proyección estaría de acuerdo con los modelos de clima global que predicen una reducción de un 10% en la precipitación, que podría traducirse en una disminución en los caudales punta extremos en las cuencas de los grandes ríos Atlánticos. En el caso de los ríos Duero y Ebro, los caudales pico pueden verse afectados por fenómenos de deshielo rápido como consecuencia de subidas bruscas en la temperatura durante los meses de invierno e inicios de primavera. En el otro lado de la balanza, si atendemos a lo ocurrido en los últimos 400 años, se observa una elevada variabilidad de este NAO, incluso en periodos de calentamiento del planeta (e.g. décadas posteriores a la Pequeña Edad del Hielo), que se traduce en un incremento de la variabilidad hidrológica en un escenario de cambio climático.

En relación con las cuencas Mediterráneas, los mecanismos que se establecen entre clima y crecidas son mucho más complejos y en la actualidad no se han determinado índices válidos ni se han desarrollado modelos que permitan realizar predicciones dentro de un escenario de cambio climático. En princi-

pio, resulta probable que el incremento de la temperatura durante los meses de verano puede favorecer la generación de tormentas, así como los fenómenos de gota fría cuando se inicia la entrada de aire frío del oeste. Estas tormentas tendrían un carácter netamente local, y podrían desencadenar crecidas relámpago en cuencas de tamaño pequeño. En estos casos, las diferencias de temperatura entre el Mediterráneo y el continente favorecen la creación núcleos convectivos de precipitación especialmente en otoño.

En cuanto a la afección de los ríos Mediterráneos de primer orden, las series de paleocrecidas y crecidas históricas indican que las avenidas extremas se han producido durante periodos de elevada irregularidad de la precipitación tanto estacional como anual (sequías seguidas de eventos de inundación; por ejemplo, 2700 años B.P., inicio de la Pequeña Edad del Hielo, Fig. 8). En periodos recientes, se ha observado un incremento en la generación de fenómenos de gota fría en la década de los ochenta en el mediterráneo que se interpretó como una respuesta al cambio climático, aunque dicha tendencia se ha invertido en los años noventa (Fig. 2), lo que revela la complejidad de la señal climática en la generación de extremos.

CONCLUSIONES

Diversos autores han señalado la elevada sensibilidad de las inundaciones a cambios modestos en el clima que son difíciles de detectar utilizando la medida de las variaciones de las condiciones hidrológicas medias. El cambio en el clima se puede detectar a partir de las modificaciones en el patrón de magnitud y frecuencia de eventos extremos. Si analizamos las series temporales que disponemos sobre crecidas en

los últimos 2500 años se observan diferentes cambios en los patrones de frecuencia y magnitud de las crecidas y sequías, la mayor parte de ellos se producen en momentos de transición climática, destacando entre ellos por el incremento y severidad de las inundaciones el periodo de 1580-1620 y 1840-1870 A.D. en el Mediterráneo (Barriendos y Martín Vide, 1998) y entre 1590-1610, 1730-1760, 1780-1810, 1870-1900 A.D., en las cuencas Atlánticas (Benito *et al.*, 1996; 2003 a y b). En el siglo XX se observan dos periodos con incremento en la magnitud y frecuencia en las crecidas en las cuencas Atlánticas entre 1930-1950 y 1960-1980 A.D., con una disminución en los caudales punta de las crecidas extraordinarias en los últimos 25 años. En la vertiente mediterránea se observa una fuerte irregularidad en los patrones con aumento de los fenómenos de gota fría en la década de los 80 que generan máximos históricos de caudales en 1982 y 1987, y una reducción de los mismos en la década de los 90. Entre el año 1990 y 2000, se han incrementado las precipitaciones convectivas que generan crecidas relámpago en cuencas pequeñas, como las ocurridas en Yebera y Almoguera (Guadalajara), Biescas (Huesca), Alicante, y Badajoz, entre otros, y que han tenido dramáticas consecuencias sociales (207 víctimas). Este cambio en los patrones de magnitud y frecuencia de diverso signo en las cuencas Atlánticas y Mediterráneas constituyen una señal clara del cambio en el clima actual.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo constituye una contribución del Proyecto CGL2008-06474-C02-01/BTE "Riesgo de Inundaciones en ríos Mediterráneos en respuesta a la variabilidad climática y cambios ambientales" financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología. La redacción del mismo se realizó durante una estancia de G. Benito en el U.S. Geological Survey (Portland, Oregon) dentro del Programa de Movilidad de Profesores (Programa Salvador de Madariaga) financiada por el Ministerio de Educación (Ref.: PR2008-0154).

BIBLIOGRAFÍA

- Ayala, F.J y Olcina, J. (Coords.) (2002). *Riesgos Naturales*. Ariel Ciencia, Barcelona, 1512 pp.
- Baker, V.R. (1993). Learning from the past. *Nature*, 361, 402-403.
- Barriendos, M. y Martín Vide, J. (1998). Secular Climatic Oscillations as Indicated by Catastrophic Floods in the Spanish Mediterranean Coastal Area (14th-19th Centuries). *Climatic Change*, 38, 473-491.
- Benito, G., Machado, M^a.J. y Pérez-González, A. (1996). Climate change and flood sensitivity in Spain. En: Branson, J., Brown, A.G. y Gregory, K.J. (Eds.), *Global Continental Changes: the context of Palaeohydrology*. Geological Society of London Special Publication, 115, 85-98.
- Benito, G. y Thorndycraft, V. R. (2005). Palaeoflood hydrology and its role in applied hydrological sciences. *Journal of Hydrology*, 313 (1-2), 3-15.
- Benito, G., Barriendos, M., Llasat, C., Machado, M. y Thorndycraft, V. R. (2005). Impactos sobre los riesgos

naturales de origen climático. En: *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del Cambio Climático* (J.M. Moreno, Coordinador), Ministerio de Medioambiente, 527-548.

Benito, G., Sopena, A., Sánchez-Moya, Y., Machado, M.J., y Pérez-González, A. (2003a). Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1737-1756.

Benito, G., Díez-Herrero, A., y Fernandez de Villalta, M. (2003b) Magnitude and frequency of flooding in the Tagus Basin (Central Spain) over the last millennium. *Climatic Change* 58, 171-192.

Benito, G., Thorndycraft, V.R., Rico, M., Sánchez-Moya, Y. y Sopena, A. (2008). Palaeoflood and floodplain records from Spain: Evidence for long-term climate variability and environmental changes. *Geomorphology*, 101, 68-77.

Castro, M., Martín-Vide, J. y Alonso, S. (2005). El clima de España: pasado, presente y escenarios de clima para el Siglo XXI. En: *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del Cambio Climático* (J.M. Moreno, Coordinador), Ministerio de Medioambiente, 1-64.

CCS-Consorcio de Compensación de Seguros. (2003). Estadística de Riesgos Extraordinarios. Serie 1971-2002. Madrid 148 pp.

Lehner, B., Döll P., Alcamo, J., Henrichs y T., Kaspar, F. (2006). Estimating the impact of global change on flood and drought risks in Europe: a continental integrated analysis. *Climatic Change*, 75, 273-299.

Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P.D., Davies, T.D., Portis, D., Gonzalez-Rouco, J.F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C. y Wanner, H. (2002). Extending North Atlantic Oscillation Reconstructions Back to 1500. *Atmos. Sci. Lett.*, 2, 114-124 (doi:10.1006/asle.2001.0044).

Olcina, J. y Ayala-Carcedo, F. (2002). Riesgos naturales. Conceptos fundamentales y clasificación. En: *Riesgos Naturales* (F.J. Ayala-Carcedo, y J. Olcina, coords.), Ariel Ciencia, Barcelona, 41-73.

Osborn, T.J. (2004). Simulating the winter North Atlantic Oscillation: the roles of internal variability and greenhouse gas forcing. *Clim. Dyn.*, 22, 605-623.

Piserra, M.T., Nájera, A. y Lapieza, R. (2005). Impactos sobre el sector del seguro. En: *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del Cambio Climático* (J.M. Moreno, Coordinador), Ministerio de Medioambiente, 691-726.

Thorndycraft, V.R. y Benito, G. (2006). The Holocene fluvial chronology of Spain: Evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews*, 25, 223-234.

Trenberth, K.E., Jones, P.D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J.A., Rusticucci, M., Soden, B. y Zhai, P. (2007). Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 235-336. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 24 de marzo de 2009 y aceptado definitivamente para su publicación el 26 de septiembre de 2009.