

CAROLINA BOIX FAYOS*
ADOLFO CALVO CASES**
ANTON C. IMESON*

IMPLICACIONES DEL CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE LOS PROCESOS GEOMÓRFICOS EN EL ÁMBITO MEDITERRÁNEO. ESTADO DE LA CUESTIÓN

RESUMEN

Pretendemos con este trabajo sintetizar la información existente sobre las predicciones de cambio climático global, con especial énfasis en aquellas que proporcionan información para la cuenca mediterránea. En este sentido se recopilan tanto trabajos dedicados al análisis de las tendencias termoplúviométricas de las últimas décadas, como aquellos que modelizan la dinámica atmosférica del planeta considerando diferentes concentraciones de gases.

Asumiendo los resultados de estos trabajos se han desarrollado distintas líneas de investigación que pretenden generar conocimiento sobre los efectos del cambio climático sobre los factores de los procesos geomórficos actuales. En este sentido se exponen los resultados más significativos de los trabajos aplicados en el ámbito mediterráneo.

ABSTRACT

Implications of Climate Change on Geomorphic Processes in Mediterranean Environments. State of the Art.

This paper tries to synthesise the existing information on the forecasts of global climatic change, with special emphasis in those that provide information for the Mediterranean basin. In this sense, projects devoted to the analysis of the rainfall and temperature trends of the last decades, as those dedicated to model the dynamics of the Earth climates, considering different gas concentrations at the atmosphere, are reviewed.

Assuming the results of these projects, different investigation lines have been developed. These try to generate knowledge on the effects of the climatic change on the factors of the current geomorphic processes. In this sense, the most meaningful results obtained until now in the Mediterranean area are revised.

INTRODUCCIÓN

La erosión y degradación de los suelos está íntimamente ligada al impacto de las actividades humanas y a cambios de las condiciones climáticas. Numerosos lugares de la

* F.C.B.L., Universiteit van Amsterdam.

** Departament de Geografia. Universitat de València.

cuenca mediterránea muestran altos índices de degradación del suelo tras siglos de utilización intensiva. No obstante, estos sistemas pueden tener un alto grado de resistencia y elasticidad (*resiliencia*) favorecida por las prácticas de conservación aplicadas y por mecanismos naturales de adaptación. Es desde el momento en que aparecen fuerzas externas que sobrepasan el ritmo de adaptación natural, cuando el proceso de erosión del suelo se convierte en problema, y hablamos de erosión acelerada.

Algunas predicciones de cambio climático futuro pronostican, para parte de la cuenca mediterránea, situaciones de mayor aridez y en paralelo un incremento de la torrencialidad de las lluvias; dos características climáticas determinantes en la evolución de factores edáficos y ecológicos que controlan procesos geomórficos. En este sentido este trabajo pretende una revisión de los estudios que plantean las consecuencias que un cambio climático puede tener sobre el funcionamiento de los ecosistemas en general y sobre los procesos hidrogeomórficos en condiciones ambientales mediterráneas, en particular. Como cuestión previa se examina el problema del cambio climático, el debate sobre sus causas y las magnitudes sobre su alcance establecidas por las distintas metodologías que abordan el problema del cambio global.

El suelo como regulador de buena parte de los procesos naturales, es interdependiente con la vegetación y controla el ciclo hidrológico continental. La degradación del suelo implica un deterioro o cambio de una serie de propiedades físicas, químicas e hidrológicas que contribuyen a formar y mantener en niveles óptimos su estructura y fertilidad. La disminución de las precipitaciones y el aumento de las temperaturas, reduce la disponibilidad de agua para las plantas y por tanto el porcentaje de cubierta vegetal, y como consecuencia, el aporte de materia orgánica al suelo. La reducción de ésta implica un descenso de la estabilidad de los agregados, que tienden a romperse y a dispersarse con mayor facilidad ante el impacto de las gotas de lluvia. Esta desagregación contribuye al sellado y al encostramiento de las superficies, lo cual reduce la capacidad de infiltración y los umbrales para la producción de escorrentía.

Ante esta situación de deterioro de la estructura desciende la capacidad de retención hídrica. Disminuida ésta y mermada la entrada de agua en el suelo, la cubierta vegetal y la actividad biológica en el suelo decrecen y vuelta a empezar en una serie de procesos de retroalimentación, que a la larga conllevan una degradación del suelo y de la cubierta vegetal, aunque en un contexto en el que las interrelaciones entre variables son complejas y varían mucho en magnitud y frecuencia.

EL CALENTAMIENTO GLOBAL Y EL EFECTO INVERNADERO

La cuestión del cambio climático es un problema de ritmo y escalas. En relación con la escala de tiempo geológica que subyace en los cambios climáticos ocurridos en el pasado, el ritmo al cual la atmósfera terrestre está cambiando actualmente es demasiado rápido. El hombre ha estado interfiriendo en la naturaleza desde hace milenios y durante ese tiempo la atmósfera está experimentando un incremento de ciertos gases, entre ellos CO₂. La concentración de este gas era de 279 ppm entre 1750 y 1800 y ha pasado a 354 ppm en 1990 (WIGLEY, 1992). La causa de este aumento del CO₂ es el uso de combustibles fósiles (WATTS, 1980) y la deforestación, ambos procesos son responsables de la conversión del carbono en CO₂ en grandes cantidades. Además existen otros gases, menos abundantes en la atmósfera, cuya concentración ha aumentado, destacan el metano, los óxidos de nitrógeno y los clorofluorocarburos.

El metano (CH_4) es el principal producto de metabolismo anaerobio producido por un grupo de bacterias muy sensibles al oxígeno llamadas metanógenos. Estos organismos utilizan hidrógeno y dióxido de carbono como fuentes de energía y se encuentran principalmente en sedimentos saturados ricos en materia orgánica, en el transecto intestinal de los rumiantes y termitas, el estiércol de bovinos, zonas palustres y otros ambientes anaerobios (TETLOW, 1995). Los óxidos de nitrógeno y los clorofluorocarburos son gases que no abundan mucho en la atmósfera, pero pueden contribuir al efecto invernadero debido a su enorme incremento en las últimas décadas y su origen es exclusivamente industrial.

La consecuencia del incremento de estos gases en la atmósfera terrestre es el llamado "efecto invernadero" o retención de energía en la superficie de la Tierra y en las capas bajas de la atmósfera, produciendo así un incremento de la temperatura media al alterar el balance energético terrestre. Mientras que gases como nitrógeno (78%) y oxígeno (21%) se componen de moléculas diatómicas simétricas (N_2 y O_2), que no interfieren con la radiación infrarroja. Todas las moléculas poliatómicas como dióxido de carbono (CO_2), agua (H_2O) y ozono (O_3), producen vibraciones y rotaciones que las convierten en potentes absorbentes de la radiación infrarroja en el balance energético terrestre. Existe una "ventana" a una longitud de onda entre 8 y 13 micras, por la que pasa la mayor parte de la energía irradiada por la Tierra, dando lugar a un equilibrio. Al aumentar la concentración de dióxido de carbono, metano, óxidos de nitrógeno y clorofluorocarburos la ventana disminuye enormemente creando un "efecto invernadero" al atrapar en la atmósfera la energía de irradiación, elevándose así la temperatura media en la superficie de la Tierra y en capas bajas de la atmósfera.

A la pregunta de cómo el recalentamiento de la Tierra afecta al clima es más difícil responder, ya que lo máximo a lo que podemos llegar es a realizar predicciones basadas en modelos de simulación que en algunos casos exhiben resultados contradictorios. Parece generalmente aceptado que la concentración de gases responsables del efecto invernadero puede doblarse para el año 2030. La mayoría de los modelos climáticos existentes han predicho un incremento de la temperatura media de la Tierra entre 1° y 5°C aunque existe una enorme variabilidad en los resultados. Partiendo de este aumento de la temperatura el clima respondería de diversas maneras según las latitudes.

CAMBIOS CLIMÁTICOS ESPERADOS: LA DIFICULTAD DE LA PREDICCIÓN Y EL PROBLEMA DE LA RESOLUCIÓN ESPACIAL

Parece existir un relativo consenso sobre el aumento de la temperatura media de la Tierra arriba mencionado. Sin embargo el impacto climático del aumento de estos gases en la atmósfera no puede ser simplemente visto en términos de incremento de las temperaturas, la mayor disponibilidad de energía como consecuencia del cambio en el balance de radiación tendrá importantes consecuencias sobre la circulación del sistema atmosférico que probablemente causará complejos patrones regionales de cambio climático (LOUGH *et al.*, 1983).

A grandes rasgos, podemos decir que existen dos tipos de acercamiento al problema. Ambos realizan predicciones o construyen escenarios climáticos futuros. El primer tipo de acercamiento al problema (i) consiste en la construcción de escenarios climáticos basados en la utilización de períodos más cálidos en el pasado como situación análoga al futuro. Estos métodos (ver MONTÓN CHIVA y QUEREDA SALA, 1997) utilizan períodos cálidos

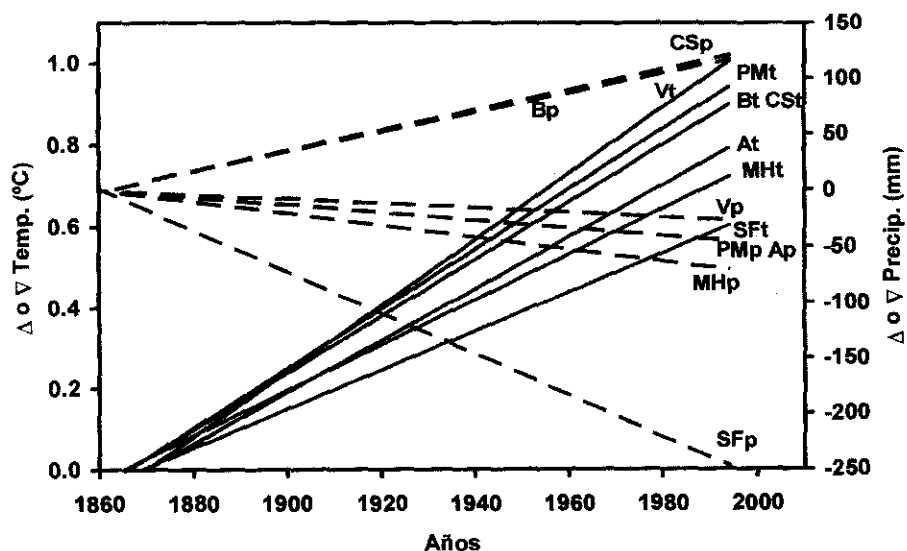


Figura 1. Tendencia de las temperaturas medias (t) y precipitaciones anuales (p) observadas (1860-1995) en distintas estaciones españolas: Alacant, Barcelona, CaStelló, MaHó, Palma de Mallorca, San Fernando y València. Elaboración propia a partir de datos compilados por Montón Chiva y Quereda Sala (1997).

pasados, aunque éstos siempre tuvieron temperaturas por debajo de las predichas por los modelos para el efecto invernadero.

Pittock y Salinger (1982) proponen diversos métodos para derivar escenarios análogos futuros de clima más cálido y Lough *et al.* (1983) realizan un trabajo interesante en esta línea derivando escenarios más cálidos para Europa. Estos autores utilizan patrones de temperatura media del aire, precipitación y presión de los períodos 1934-53 y 1901-20, que fueron, respectivamente, los períodos de 20 años más cálidos y fríos de este siglo. Sus resultados indican que con una elevación general de las temperaturas, la presión atmosférica asciende en la mayor parte de Europa, excepto en el Ártico y en la cuenca mediterránea. En general se produce un aumento del número e intensidad de anticiclones de bloqueo en los períodos cálidos, forzando a las depresiones a trasladarse hacia el Sur, lo que conducirá a veranos, primaveras y otoños más cálidos e inviernos más fríos.

A apoyado en las series de datos disponibles de algunos observatorios españoles se observa una tendencia creciente de las temperaturas (Figura 1) de un orden de magnitud entre 0.6-0.9° C para el período 1860-1995 (ver también POU, 1992). En cualquier caso estas tendencias y su análisis son complejas y así algunos autores identifican tres fases en la evolución de las temperaturas atmosféricas en el planeta: 1880-1940, con un ascenso de 0.5° C; 1940-1965 con un descenso de 0.2° C y el período entre 1965 y 1993 dónde se ha experimentado de nuevo un ascenso de 0.5° C (WILSON y HANSEN, 1994, en MONTÓN CHIVA y QUEREDA SALA, 1997).

Las precipitaciones medias anuales tienden a disminuir en Europa, aunque con excepciones en Inglaterra, Noroeste de Francia, Noruega, Suecia y algunos puntos de

Europa central y del Este. Estacionalmente, primavera y verano serán más secos, mientras que las mayores precipitaciones se darán en otoño e invierno (LOUGH *et al.*, 1983). En el caso de la Península Ibérica los datos de la figura 1 muestran un descenso de Valencia hacia el Sur y una tendencia contraria hacia el norte, para el periodo 1860-1995.

El otro tipo de acercamiento al problema (ii) consiste en la utilización de modelos de circulación global (MCG). Estos, siempre parten de una serie de asunciones básicas para simplificar el problema, aunque cada vez incorporan variables más complejas. La tabla 1 ofrece una representación de algunos tipos de modelos utilizados para predecir escenarios climáticos desde el final de los años 60. Manabe y Wetherald (1975) en su MCG partían de los supuestos de que el Polo y el Ecuador actuaban de barreras aislantes, los océanos eran masas sin movimiento y actuaban sólo como fuente de humedad y eliminaban los efectos de la orografía asumiendo las áreas continentales como completamente planas. Aún así, su modelo de 1975 predice un incremento de la temperatura media de 2,93°C, con una gran intensificación del ciclo hidrológico como resultado del aumento de la evaporación del 7 % y un incremento de la precipitación, en todo el mundo, pero especialmente en latitudes altas. Además añaden que la evaporación superaría a la precipitación en latitudes entre 30°N y 50°N, es decir incluyendo el mediterráneo.

El modelo de Budyko de 1978 (WATTS, 1980) incluye entre los factores de la circulación global el proceso de retroalimentación del albedo del hielo¹, considerado un factor muy importante y que quedaba excluido en el modelo de Manabe y Wetherald (1975). Sin embargo llega a conclusiones muy parecidas a las de estos últimos, apuntando hacia un calentamiento en latitudes bajas y medias y un elevado calentamiento en latitudes altas.

Lian y Ness (1977) incluyen la nubosidad², otro factor considerado como provocador de un proceso de retroalimentación muy importante, y el ángulo de incidencia, ya incluido en el modelo de Budyko, y concluyen en un menor incremento de la temperatura media especialmente en latitudes altas. Si en el modelo de Manabe y Wetherald la elevación de la temperatura se hallaba sobre los 5°C, en el de Lian y Ness se halla por debajo de los 4°C.

En 1980 Manabe y Wetherald publican de nuevo su modelo de circulación global corregido, incluyendo esta vez el proceso de retroalimentación de la nubosidad, y consiguen resultados similares a los de 1975, apuntando unos 3°C de incremento de la temperatura. No obstante, los mismos autores reconocen una serie de carencias no contempladas en el modelo y que seguro tienen consecuencias importantes en la circulación global de la atmósfera, entre ellas destacan: los efectos estacionales y diurnos, la química de

¹ El proceso de retroalimentación del hielo hace referencia al elevado albedo de la nieve y el hielo, lo cual significa que ambos reflejan una gran parte de la radiación solar que reciben. Si la elevación de la temperatura media en la superficie terrestre causa la desaparición de las masas de hielo y nieve, una superficie más oscura quedaría expuesta a los rayos solares, así se incrementaría la cantidad de energía absorbida. Este fenómeno se vería intensificado especialmente si se produjera la fusión del hielo en el mar, donde el agua, con un albedo muy bajo, quedaría expuesta a los rayos solares. Este incremento de energía absorbida por las superficies ocasionaría un calentamiento adicional y el hielo tardaría más en formarse durante el invierno.

² Las nubes cubren entre la mitad y las dos terceras partes de la superficie del planeta y son muy buenos reflectores de la energía solar pero al mismo tiempo bloquean la radiación infrarroja. De este modo, ejercen un doble papel en el llamado efecto invernadero. El proceso de retroalimentación de la nubosidad está estrictamente relacionado con su reflectividad y ésta depende del tipo de nubes, es decir, de su espesor, de la cantidad y tamaño de cristales de hielo que las forman y del tipo de sustancias contaminantes que contengan. En cualquier caso, el incremento del vapor de agua en la atmósfera como consecuencia de una mayor evaporación debida al aumento medio de la temperatura intensifica el efecto invernadero por una mayor humidificación de la atmósfera. El vapor de agua absorbe gran cantidad de espectro infrarrojo, especialmente en una longitud de onda entre 5 y 8 micras y 16 y 50 micras, contribuyendo al calentamiento.

Tabla 1. Características de algunos modelos de predicción del cambio climático elaborados desde finales de los 60

Publicación	Modelo	Hipótesis de partida	Δ de Temperatura	Δ de Precipitación	Otras predicciones	Características destacables
Manabe y Wetherald (1967) en Watts (1980)	Convectivo de Radiación	2 x CO ₂	2,3°C	-	-	Se asumen equilibrio de radiación local mientras no se supera la tasa de cambio de T° con altura admiteda (-6,5°C Km ⁻¹)
Budyko (1969) en Watts (1980)	De Balance de Energía	2 x CO ₂	11,3°C	-	-	Incluye el proceso de retro-alimentación del albedo del hielo
Manabe y Wetherald (1975) en Watts (1980)	De Circulación Global	2 x CO ₂	2,93°C	Incremento general en todas partes pero especialmente en latitudes elevadas	Intensificación del ciclo hidrológico. Evaporación mayor que precipitación en latitudes mediterráneas	No incluye orografía. Océanos masas estáticas. Ecuador y el Polos barreras aislantes. Area modelizada entre meridianos 120° E y W y latitud entre 81,7° N y Ecuador.
Augustsson y Ramanathan (1977) en Watts (1980)	Convectivo de Radiación	2 x CO ₂	1,98°C	-	-	Asume una nubosidad fija en cantidad y en altura
Lian y Ness (1977) en Watts (1980)	De Balance de Energía	2 x CO ₂	2,98°C y 4°C en latitudes altas	-	-	Incluye nubosidad y ángulo de incidencia en el modelo de Budyko
Budyko (1978) en Watts (1980)	De Balance de Energía	2 x CO ₂	2,7°C y >10°C en latitudes altas	-	-	-
Ramanathan (1978) en Watts (1980)	Basado en el de Balance de Energía de Budyko	2 x CO ₂	3,26°C (i) 3,31 °C (ii)	-	-	Calcula temperatura a partir del (i) flujo solar anual y (ii) estacional
Manabe y Wetherald (1981)	De Circulación Global	2 x CO ₂	3°C	-	-	No incluye orografía, ni química de atmósfera, ni dinamismo de masas oceánicas. La división de masas oceánicas como en Hemisferio N.
Manabe, Wetherald y Stouffer (1980)	De Circulación Global	4 x CO ₂	-	Reducción de las lluvias en primavera	Reducción humedad del suelo al final de primavera y verano, muy importante en latitudes medias y altas. Incremento tasa escorrentía en latitudes altas, excepto verano, por entrada de aire húmedo y cálido	Incluye orografía. Modeliza humedad del suelo y tasa de escorrentía
Wilson y Mitchell (1987) en Palutikoff y Wigley (1996)	UK Meteorological office five layer model (de Circulación Global)	4 x CO ₂	3-6°C en invierno 4-9°C en verano	Decrece en verano e invierno en el Mediterráneo excepto en Turquía	-	330 km de resolución. Analiza el cambio de clima en Europa W

Tabla 1. Continuación.

Publicación	Modelo	Hipótesis de partida	Δ de Temperatura	$\Delta\delta V$ de Precipitación	Otras predicciones	Características destacables
Houghton <i>et al.</i> (1990) y (1992)	De Circulación Global del IPCC (International Panel for Climate Change)	2 x CO ₂	2°C en invierno 2°-3°C en verano	Incremento en invierno. Descenso en verano entre el 5 y 15%	La humedad en el suelo desciende entre 15 y 25 %	Resolución entre 35°-50° N. y 10° oeste -45° E. (S. Europa y Turquía)
Giorgi <i>et al.</i> (1992)	Limited Area Model. (interpolación a escalas inferiores de un Modelo de Circulación Global)	2 x CO ₂	entre 1,5 y 7°C	Entre un 20% menos sobre los Alpes en Octubre hasta un 177 % más en el Mediterráneo Occidental en Julio	-	Reducción de precipitación en Octubre por debilitamiento de la corriente en chorro
Von Storch <i>et al.</i> (1993)	De Circulación Global Interpolado estadísticamente a escalas inferiores (Península Ibérica)	2 x CO ₂	-	Incremento general, mientras que en el original MCG se mostraba un descenso	-	-
Wigley y Raper (1992)	Upwelling Diffusion Climate Model para el IPCC92 (Intergovernmental Panel on Climate Change, informe del 92)	2 x CO ₂	Entre 1990 y el 2100 de 1,7° a 3,8°C. Sobre el Mediterráneo en el 2100 entre 1,5° y 3,4°C. en la parte Nororiental entre 2,1,° y 4,9°C	-	-	Tiene en cuenta el efecto de retroalimentación del ozono y el efecto de los aerosoles de sulfatos.
Wigley (1995)	MAGICC (Model for the Assessment of Greenhouse-gas Induced Climate Change). SCENGEN (usa resultados MAGICC y los incorpora en escenarios climáticos)	2 x CO ₂	-	-	-	Convierte las emisiones de las concentraciones en fuerza de radiación y ésta en cambio de temperatura y del nivel del mar. Puede predecir con una resolución de 5°x5° y para Europa y Estados Unidos con 1°x1°
Palutikoff y Wigley (1996)	Combinación de 4 Modelos de Circulación Global: UKMO (U. K. Meteo. Office). GISS (Goddard Institute of Space Studies). GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Lab.). OSU (Oregon State Univ.)	1 x CO ₂	Escala regional: Entre 1 y 1,3°C. Aumento mínimos en Italia, Grecia y África del Norte y máximo en Noroeste del Mediterráneo. Escala subregional: entre 0,7 y 1,6°C, con más incremento en SW y NW	Escala regional: invierno aumento 2-3°C en E y N del Mediterráneo. Menor precip. en S de Italia y N de África. Escala subregional: pp/año entre -12 y +13 %/año. Mayor aumento en N Mediterráneo, centro Italia y Túnez	-	Construyen escenarios climáticos para la cuenca Mediterránea a tres escalas diferentes

la atmósfera, la división entre continentes y océanos, que se asemeja más a aquella del hemisferio Norte que a la del hemisferio Sur, la orografía y el dinamismo de las masas oceánicas.

Manabe, Wetherald y Stouffer (1981) publican un trabajo en el que proponen tres modelos climáticos. En dos de ellos se incluye el factor orográfico y simulan el cambio del clima ante una cuadruplicación del contenido de CO₂ en la atmósfera. Hasta entonces los modelos expuestos asumían una duplicación del CO₂ en la atmósfera. Este modelo resulta interesante porque partiendo del ya conocido y supuesto aumento de las temperaturas, modeliza variables hidrológicas como la humedad del suelo y las tasas de escorrentía. Concluyen que en latitudes medias la reducción de la tasa de deshielo (resultado de la anticipación de la estación del deshielo y de la menor cantidad de nieve acumulada) y una elevada evaporación serán los causantes de un descenso de la humedad del suelo al final de la primavera. Además, obtienen un acortamiento del periodo de lluvias en primavera, con un máximo también adelantado, lo que contribuye en general a un alargamiento y acentuación del déficit de agua en el suelo durante el verano. Se apunta también hacia un incremento de la humedad del suelo y de la escorrentía en latitudes elevadas debido a la penetración de masas de aire cálido y húmedo prácticamente durante todo el año, a excepción del verano.

Todos estos modelos son muy generales, y aunque nos proporcionan una idea global de lo que puede ocurrir, poseen una resolución espacial demasiado baja que no nos aporta prácticamente ningún dato fiable sobre los cambios climáticos concretos en la región mediterránea. En los 90, se produce un avance en este sentido, los modelos realizados para el IPCC90 y 92 (Intergovernmental Panel on Climate Change en sus informes del 90 y del 92) y descritos en Houghton *et al.* (1990 y 1992), también los descritos en Giorgi *et al.* (1992) y Von Storch *et al.* (1993), Wigley y Raper (1992), Wigley (1995) y Palutikoff y Wigley (1996) hacen referencia al ámbito mediterráneo con más detalle.

Palutikoff y Wigley (1996) construyen escenarios climáticos a varias escalas en la cuenca mediterránea utilizando un modelo que integra componentes de cuatro modelos de circulación general. Lo interesante en el trabajo de estos autores es que parten de modelos de circulación con resoluciones entre 4°-7,8° de latitud y 5-10° de longitud y producen escenarios a tres escalas en la cuenca mediterránea: escala regional con resolución 5°x10°, escala subregional 5°x5° y escala local (cinco casos de estudio) con un aumento de las observaciones sobre la última escala, para interpolar de una escala superior a una inferior utilizan análisis de regresión. Los resultados en la escala intermedia apuntan hacia un incremento de la temperatura media anual entre 0,7° y 1,6° C. En todas las estaciones, excepto en otoño, se señala un incremento de la temperatura media, aunque menor en la Península Ibérica que en la media de la cuenca. En cambio en otoño, el Sur de Francia, la Península Ibérica y África Noroccidental alcanzan un incremento de la temperatura por encima de 1,3°C.

Las precipitaciones anuales, según Palutikoff y Wigley (1996), disminuyen y aumentan entre un -12% y un +13%, por cada grado de aumento de la temperatura global y para el conjunto de la cuenca mediterránea. El mayor incremento se produciría en el Mediterráneo septentrional y central, entre Italia y Túnez. En invierno la variación de las precipitaciones oscila entre un -22% y un +26% por °C de ascenso térmico. En primavera se da un aumento de éstas en el Mediterráneo Norte y un descenso en el Sur. En verano se da un descenso general, excepto en cuatro zonas aisladas y, en otoño oscilan entre un -22% y +24%, con los valores bajos en el Mediterráneo occidental y altos en el oriental.

A pesar de las cada vez más detalladas escalas de estudio quedan muchas cuestiones importantes en el aire. Por ejemplo, si esta disminución/aumento de las precipitaciones irá acompañada de un aumento ó disminución de su intensidad media, factor clave para determinar la agresividad de la lluvia y el funcionamiento de procesos hidrogeomórficos.

INFLUENCIA DEL CAMBIO DE LAS CONDICIONES CLIMÁTICAS SOBRE PROCESOS GEOMÓRFICOS

La preocupación por conocer el impacto del cambio climático sobre los procesos y de, incluso, detectar cambios en el clima a través de cambios en la dinámica erosiva, tomo fuerza desde finales de los 80 (IMESON y DE GROOT, 1989). Los enfoques tomados como válidos incluyen por un lado la perspectiva cuaternarista que permite conocer el impacto de cambios climáticos pasados. Por otra parte el estudio de procesos actuales, como necesidad de generar más conocimiento sobre la dinámica bajo diferentes condiciones climáticas y con escalas más detalladas.

A escala geológica, el estudio de cambios climáticos en el pasado se relaciona con episodios erosivos de mayor o menor magnitud que nos ayudan a interpretar paleoformas del relieve, algunos autores basándose en observaciones de procesos geomórficos actuales interpretan como actuaron éstos en el pasado, teniendo como marco diferentes escenarios climáticos. De este modo, Yair (1994) basándose en observaciones de procesos actuales, y en especial la ratio afloramientos rocosos/suelo, como factor que controla la generación de escorrenría en medios áridos y semiáridos, explica las consecuencias geomórficas de cambios climáticos en el pasado en una escala de tiempo geológica. Así, asocia unas condiciones más húmedas, en el desierto de Negev (Israel) a finales del Pleistoceno y coincidiendo con la glaciación Würm, a la entrada de loess que, cubriendo gran parte del paisaje rocoso, dio lugar a un gran aumento de las tasas de infiltración, acompañadas de una drástica reducción de las tasas de escorrenría y de erosión. Esto propició el enterramiento y la desintegración de la hasta entonces existente y bien integrada red de drenaje.

Las pulsaciones climáticas cuaternarias se traducen en el ámbito geológico y geomorfológico en fluctuaciones de la línea de costa dando lugar a momentos alternativos de mayor o menor potencial erosivo, de los cuales quedan como testigos formas paleogeográficas que, en el Mediterráneo y en la línea mediterránea costera española, se han estudiado ampliamente (ZAZO *et al.*, 1981). Perfiles estratigráficos costeros (FUMANAL *et al.*, 1993; FUMANAL, 1995a,b; VIÑALS *et al.*, 1993) y continentales (GUTIÉRREZ ELORZA y PEÑA MONNE, 1989), así como depósitos cuaternarios en cuevas y abrigos (FUMANAL, 1989), paleosuelos que han servido como indicadores ambientales de climas pasados (FUMANAL y CARMONA, 1995) y el análisis polínico de sedimentos arqueológicos (DUPRÉ, 1989).

Para una escala temporal más breve y predicciones con mayor resolución espacial, los cambios previstos en los procesos geomórficos como consecuencia del cambio climático son, hasta el momento, estimaciones basadas en tres tipos de metodologías (EYBERGEN y IMESON, 1989): (i) reproducción de situaciones análogas, (ii) monotorización de procesos geomórficos actuales y (iii) modelización. Los resultados dependerán enormemente del escenario climático que se tome como punto de partida que será aquel que represente mejor la situación de cambio climático en el futuro.

Balance de agua y tasas de erosión

Como consecuencia del cambio climático se esperan alteraciones del ciclo hidrológico y del balance de agua. La naturaleza de estos cambios es fundamental porque de ellos dependen la aceleración o desaceleración de procesos geomórficos.

Bultot *et al.* (1988) determinan que los principales impactos hidrológicos producidos por una atmósfera con doble tasa de dióxido de carbono se referirán principalmente a la evapotranspiración efectiva y potencial, a la humedad del suelo, al nivel de los acuíferos y al caudal de los ríos. Lemmela *et al.* (1990) apunta que un incremento de la evaporación y los cambios producidos en las condiciones del hielo y la nieve conducirán a cambios en la humedad del suelo y en la capacidad de infiltración, que afectarán a la escorrentía superficial y subsuperficial, a la recarga de acuíferos y a variaciones en el régimen anual y estacional de los ríos.

Utilizando como metodología el análisis de situaciones análogas en el pasado, Wilby (1995) analiza los efectos del período 1988-92, extraordinariamente cálido en el Reino Unido, en el que además de temperaturas por encima de la media se produjo una alterancia de ciclos de sequía con períodos extraordinariamente húmedos. Sin embargo la elevación de las tasas de evapotranspiración junto a un descenso de la precipitación del 20% mermó a la mitad las tasas de escorrentía y la recarga de los acuíferos se redujo a menos del 30 % de la recarga media anual.

Bultot *et al.* (1988) utilizan un modelo hidrológico para predecir el cambio del balance de agua como consecuencia del cambio climático aplicado a tres cuencas de dimensiones medianas en Bélgica. Para la construcción de su escenario climático utilizan datos derivados de varios Modelos de Circulación General. En su escenario climático proponen una media anual de aumento de la temperatura de 2,86°C y un aumento total de 54,3 mm de la precipitación anual, repartido entre un decrecimiento de la precipitación de Mayo a Agosto y un aumento de Octubre a Abril.

Los resultados comunes a las tres cuencas modelizados en este escenario climático indican un aumento de la evapotranspiración potencial y efectiva del 9 % y del 7%, respectivamente, ligados a un consecuente incremento de la biomasa y de la producción agrícola. Además, los suelos tendrían con más frecuencia contenidos en agua por debajo del 60 ó 40% de su capacidad de retención en condiciones de saturación, lo que conllevaría la disminución de algunos tipos de cultivos y de prados. El aumento de la escorrentía se produciría en aquellas cuencas con una litología que limitara la capacidad de infiltración, como consecuencia, por ejemplo, de una capa impermeable, sin embargo se produciría una mayor recarga de los acuíferos en aquellas cuencas con litología favorable a la capacidad de infiltración.

En cuanto al aumento o disminución de las tasas de erosión ligadas a los cambios en la escorrentía se han realizado numerosos trabajos de modelización (BOARDMAN *et al.*, 1990, BOARDMAN y FAVIS MORTLOCK, 1993, NICKS y WILLIAMS, 1993, FAVIS MORTLOCK y BOARDMAN, 1995).

Boardman *et al.* (1990) simulan la respuesta erosiva de zonas agrícolas de Inglaterra y Gales usando los modelos EPIC (Erosion Productivity Impact Calculator) y Expert System con diferentes escenarios climáticos. Concluyen que en el caso de aumentar la precipitación, incluso en pequeñas cantidades, las tasas de erosión aumentarían substancialmente.

Sefton y Boorman (1997) exponen un trabajo donde los procesos de precipitación-producción de escorrentía se representan en un modelo basado en un hidrograma unitario

calibrado con datos históricos pertenecientes a 39 cuencas de Inglaterra, llegan a la conclusión de que las cuencas en la zona central y oriental de Inglaterra disminuirán más su escorrentía mientras que inundaciones y elevadas escorrentías se incrementarán en el Norte y Oeste. Westmacott y Burn (1997) investigan el efecto del cambio climático en la cuenca del río Churchill-Nelson en Canadá. Estos autores afirman que la magnitud de los eventos hidrológicos decrecerá con el tiempo mientras que los eventos debidos a escorrentía nival ocurrirán antes.

La mayoría de los autores citados predicen valores anuales en zonas concretas de difícil extrapolación. Favis-Mortlock y Boardman (1995) concluyen que la erosión se incrementaría de forma no-lineal ante aumentos de precipitación de distintos calibres.

Otros modelos de base física son SHE (Système Hydrologique Européen), IHDM4 (Institute of Hydrology Distributed Model) y SWMM (Storm Water Management Model) (citados por EL-HAMES y RICHARDS, 1994). Destaca también el TOPMODEL desarrollado por Beven y Kirkby (1979) que incorpora características morfológicas donde parámetros topográficos predicen la fluctuación del área saturada y el déficit de humedad del suelo en la cuenca.

Cambios en los procesos en el ámbito mediterráneo

Entre los modelos a escala de parcela aplicados a climas semiáridos y mediterráneos destacan WEPP (Water Erosion Prediction Project) (FOSTER *et al.*, 1981), EUROSEM (MORGAN *et al.*, 1992) y MEDALUS (KIRKBY *et al.*, 1993, 1996). El modelo PATTERN (MULLIGAN, 1996) combina parámetros hidrológicos y ecológicos a escala de ladera. En una aplicación de este último modelo a una zona semiárida de Castilla La Mancha, Mulligan (1998) concluye que el paisaje erosionado es más el resultado de unos cuantos eventos de precipitación importantes que la consecuencia de una progresiva degradación del suelo.

Entre los modelos que funcionan a escala de cuenca podemos citar SPUR (Simulation of Production and Utilization of Rangelands) (WIGHT y SKILES, 1987), SWRRB (Simulator for Water Resources in Rural Basins) (WILCOX *et al.*, 1991) que simula satisfactoriamente la escorrentía superficial en aquellas zonas donde existe una fuerte correlación entre escorrentía y precipitación anualmente. El modelo ANSWERS (Areal Non-point Source Watershed Environment Response Simulation) (BEASLEY *et al.*, 1980) es aplicado por Connolly *et al.*, (1997) para simular la respuesta hidrológica de una cuenca bajo diferentes estrategias de revegetación, evaluando el efecto de distintos patrones de distribución espacial de la vegetación, que bien pueden ser el resultado de la adaptación de la vegetación a un cambio en las condiciones climáticas.

Continuando con la modelización a escala de cuenca, destaca también el trabajo de Bathurst *et al.* (1996), ellos utilizan el modelo hidrológico SHETRAN y lo aplican a dos zonas (Alentejo y Murcia). Lo novedoso del trabajo es que calibran el modelo con datos de campo obtenidos a escala de parcela y lo aplican incluso a dos escalas superiores, obteniendo resultados bastante satisfactorios para el gran problema que supone el cambio de escala en este tipo de investigaciones, sobre todo cuando se quieren aplicar en modelos los resultados de experimentación y medición en el campo y laboratorio. Además, simulan la repuesta hidrológica y erosiva a escala de subcuenca en un escenario climático derivado de un modelo de circulación global (el Canadian Climate Centre Model), con 2x CO₂, un descenso de la precipitación entre el 20 y el 30 % y un aumento de la temperatura de 3,5° C.

Los resultados apuntan que en la cuenca portuguesa de Cobres los impactos hidrológicos más importantes se deberán más a la propia intervariabilidad anual de producción de escorrentía que al impacto de un cambio en el clima. La descarga anual de sedimentos dependerá enormemente de uno o dos eventos al año. En la cuenca de Mula se señala una disminución de la escorrentía y la descarga de sedimentos desde las condiciones actuales a unas condiciones con doble tasa de dióxido de carbono en la atmósfera. A menos que se produzca un gran aumento de la intensidad de la precipitación acompañando la disminución del total de ésta, la descarga de sedimentos descenderá en general. Al igual que en Cobres la variabilidad interanual de la escorrentía y la descarga de sedimentos será comparable a la producida como efecto de un cambio en el clima, al menos en una escala anual.

Panagoulia y Dimou (1997) simulan la respuesta hidrológica de la cuenca de Mesochora (Grecia central) a escala mensual y estacional. Utilizan tres modelos, el MWB (Monthly Water Balance Model) y otros dos modelos conjuntamente de ablación-acumulación de nieve y humedad del suelo (SAA-SMA, US National Weather Service Snow Accumulation-Ablation model y Soil Moisture Accounting model, respectivamente). Estos modelos predicen un aumento comparable de la escorrentía para escenarios climáticos más húmedos y una reducción de ésta para los más secos. El principal aumento de las tasas de escorrentía se produciría en invierno y el principal descenso en verano. En otoño y primavera los cambios se presentan muy variables aleatoriamente y complicados.

Finalmente, el modelo MEDRUSH (KIRKBY *et al.*, 1998) conjuga las interacciones en el ecosistema basándose en cuatro submodelos que simulan la respuesta de la atmósfera, la vegetación, los suelos y la superficie del suelo a cambios externos, como bien puede ser un cambio climático o un cambio en usos del suelo. Este modelo tiene en cuenta diversos procesos de retroalimentación entre el sistema suelos-vegetación-estructura superficial del suelo.

Sin embargo, gran parte de los trabajos existentes sobre impacto de condiciones climáticas en ecosistemas mediterráneos tienen otra aproximación al problema y se pueden encuadrar mejor dentro del segundo tipo de metodología apuntada por Eybergen y Imeson (1989) definida como la monitorización de procesos actuales *in situ*. Dentro de esta línea aparecen trabajos comparando procesos actuales en condiciones climáticas diferentes, preferentemente a lo largo de transectos y gradientes climáticos.³

Lavee *et al.* (1991) a lo largo de un gradiente climático subhúmedo-semiárido-árido en Israel encuentran una reducción de las tasas de infiltración y un aumento de la erodibilidad del suelo a medida que las condiciones climáticas se aridizan (Figura 2). Los factores limitantes de la capacidad de infiltración responden a distintos procesos según las zonas, todos los procesos se muestran climático-dependientes e intuyen una respuesta no-lineal de los suelos frente a la erosión.

Kutiel *et al.* (1998) señalan, en un estudio sobre la cubierta superficial del suelo en el mismo gradiente climático en Israel, que en caso de incrementarse la aridez del clima los componentes físicos de la cubierta superficial del suelo (vegetación, costra biológica, pedregosidad y suelo desnudo) actuarán como contribuyentes al flujo superficial, incre-

³ Por gradiente climático entendemos un transecto topográfico a lo largo del cual se dan unas características básicas homogéneas en términos de litología, suelos, tipo de vegetación y usos del suelo; donde, además, las condiciones climáticas varían gradualmente aumentando las precipitaciones y disminuyendo las temperaturas a medida que ascendemos en altura y viceversa (Boix *et al.*, 1998)

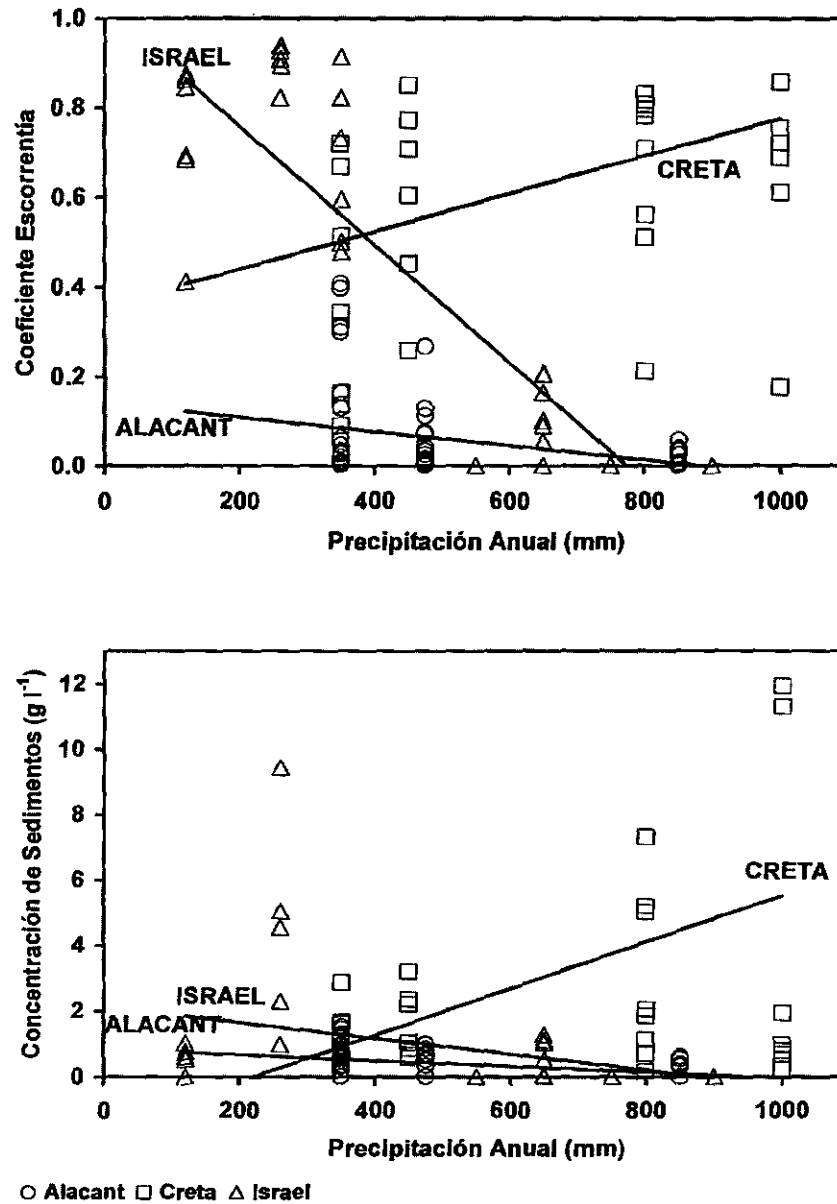


Figura 2. Tendencias y variabilidad espacial de los coeficientes de escorrentía (arriba) y concentración de sedimentos (abajo), obtenidas en los gradientes climáticos de Alacant, Creta e Israel a partir de experimentos de simulación de lluvia. Fuente: ERMES (1994)

mentándose la probabilidad de que éste ocurra. En el caso de aumentar las precipitaciones y disminuir la evaporación estos autores apuntan que los factores bióticos tendrán el papel dominante en la determinación de la generación de escorrentía y erosión a lo largo del gradiente climático.

Resultados de Calvo *et al.* (1998), que comparan tasas de escorrentía y erosión en un gradiente climático de la provincia de Alacant, han confirmado índices de escorrentía elevados en la zona más húmeda pero tasas de erosión mucho más elevadas en la zona más árida dentro del gradiente. Sin embargo Boix *et al.* (1995) en un estudio realizado a lo largo de un gradiente climático en Creta obtienen tasas más altas de escorrentía y erosión en la zona más húmeda (figura 2), los suelos de esta zona muy compactados, debido al pastoreo intensivo explican parcialmente esta respuesta. Las tendencias de los coeficientes de escorrentía y concentración de sedimentos obtenidas, en estos gradientes climáticos de Israel, Alacant y Creta (figura 2) muestran la inversión de los resultados que se produce en Creta como consecuencia de este impacto antrópico. Así mismo, la figura 2 muestra la enorme variabilidad espacial en las laderas de condiciones semi-áridas, que disminuye en condiciones muy áridas (Cisjordania) y también en las más húmedas (de Alacant e Israel), pero que siempre es muy alta en todo el transecto de Creta, altamente afectado por el sobrepastoreo.

Estas grandes diferencias en el modo de acción de los procesos son el reflejo de los cambios en suelos y vegetación que producen las diferencias climáticas y el impacto antrópico.

En Israel, Lavee *et al.*, (1996) encuentran una disminución de la estabilidad de los agregados del suelo al incrementarse la aridez climática y señalan que en condiciones mediterráneas la estabilidad de agregados a una escala estacional depende en gran medida de las condiciones de humedad y temperatura del suelo. En Creta degradación ecológica, las tasas de descomposición de hojarasca y las comunidades de artrópodos en general, se encuentran directamente afectadas por las condiciones climáticas e indirectamente por el pastoreo (ARIATNOUSOU *et al.*, 1998)

Finalmente Eybergen y Imeson (1989) resumen los cambios potenciales en el suelo y procesos asociados como consecuencia del cambio climático, afectando a su erodibilidad en condiciones mediterráneas como resultado del (i) descenso en la cobertura vegetal asociado a disminuciones en la materia orgánica y en la fauna del suelo; (ii) aumento del porcentaje de suelo desnudo expuesto y de la evapotranspiración; (iii) cambios en la fertilidad y en la estructura del suelo inducidos por cambios en la disponibilidad de nutrientes y en la microagregación; (iv) cambios en los procesos de sellado y encostramiento producidos por un descenso de la estabilidad de agregados y (v) dispersión de las arcillas que conducirían a concentraciones de sedimentos muy elevadas, cambios en la conductividad hidráulica del suelo y en la capacidad de retención hídrica.

Las posibles implicaciones que estos cambios tendrían sobre la erosión del suelo y la hidrología de las laderas se resumirían en: (i) reducción de la capacidad de infiltración, (ii) descenso de umbrales para la producción de escorrentía, (iii) incremento de la erosión en lámina y en regueros, coladas de barro producidas por elevadas concentraciones de sedimentos en el agua de escorrentía, (iv) acumulación de sedimentos en los piedemontes y en cuencas de drenaje de orden superior, (v) alteración de las características de los cauces e (vi) incremento del transporte de sedimentos en ríos provenientes de zonas margosas y de badlands.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se inició con los proyectos ERMES I (EV5V-CT91-0023) y ERMES II (ENV4-CT95-0181). Nuestro agradecimiento a los participantes en ambos proyectos que han contribuido en la obtención de datos e ideas.

Muy especialmente queremos dedicar este trabajo a la Dra. M^a Pilar Fumanal, con quien comenzamos a preocuparnos del cambio climático.

REFERENCIAS

- ARIANOUTSOU, M.; IMESON, A.C.; BOIX-FAYOS, C.; SCHOORL, J.M.; WITTE, A.; BERKHOUT, E.; ONLAND, S.; KAZANIS, D.; RADEA, C.; PAPAVALASSIOU, C.; PAPANASTASIS, V.P.; KAKKOUROS, P.; KYRIAKAKIS, S. y AVGERINOS, S. (1998): *The Crete transect*. En: *ERMES II, an integrated methodology for projecting the impact of climate change and human activity on soil erosion and ecosystem degradation in the Mediterranean: a climatological gradient and dynamic systems approach*, Memoria proyecto ERMES II. (Inédito)
- AUGUSTSSON, R. y RAMANATHAN, V. (1977): A radiative-convective model study of the CO₂ climate problem, *Journal of Atmospheric Science* 34, 448 -51.
- BATHURST, J.C.; KILSBY, C. y WHITE, S. (1996): Modelling the impacts of climate and land-use change on basin hydrology and soil erosion in mediterranean Europe. En: BRANDT, C.J. y THORNES, J.B. (Eds.) *Mediterranean Desertification and Land Use*, 355-388. Wiley.
- BEASLEY, D.B.; HUGGINS, L.F. y MONKE, E.J. (1980): Answers: A model for watershed planning. *Transactions of the ASAE* 23, 938-944.
- BEVEN, K.J. y KIRKBY, M.J. (1979): A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24, 143-169.
- BOARDMAN, J. y FAVIS-MORTLOCK, D.T. (1993): Climate change and soil erosion in Britain. *Geographical Journal* 159,179-183.
- BOARDMAN, J.; EVANS, R.; FAVIS-MORTLOCK, D.T. y HARRIS, T.M.(1990): Climate change and soil erosion on agricultural land in England and Wales. *Land Degradation and Rehabilitation* 2, 95-106.
- BOIX, C.; CALVO, A.; IMESON, A.C.; SORIANO SOTO, M.D. y TIEMESSEN, I.R. (1998): Spatial and short-term temporal variabilities of soil properties along a mediterranean climatological gradient in Alicante (Spain). *Catena* 33, 123-138.
- BOIX, C.; CALVO, A.; IMESON, A.C.; SCHOORL, J.M.; SORIANO SOTO, M.D. y TIEMESSEN, I.R. (1995): Properties and erosional response of soils in a degraded ecosystem in Crete (Greece). *Environmental Monitoring and Assessment* 37, 79-92.
- BUDYKO, M.I. (1969): The effect of solar radiation variations on the climate of the earth, *Tellus*. 21, 611-619.
- BUDYKO, M.I. (1978): The heat balance of the earth. En GRIBBIN, J. (Ed.) *Climate Change*, Cambridge University Press, 85-113.
- BULTOT, F.; COPPENS, A.; DUPRIEZ, G.L.; GELLENS, D. y MEULENBERGHS, F. (1988): Repercussions of a CO₂ doubling on the water cycle and on the water balance- a case study for Belgium. *Journal of Hydrology* 99, 319-347.
- CALVO CASES, A.; BOIX-FAYOS, C.; CORELL, A.; CUENCA, J.; GARCÍA VENTOSO, B.; RAMÍREZ, L.; REUS, A. y SORIANO SOTO, M.D. (1998): *The Alicante transect*. En: *ERMES II, An integrated methodology for projecting the impact of climate change and human activity on soil erosion and ecosystem degradation in the Mediterranean: a climatological gradient and dynamic systems approach*, Memoria proyecto ERMES II. (Inédito).

- CONNOLLY, R.D.; CIESIOLKA, C.A.A.; SILBURN, D.M. y CARROLI, C. (1997): Distributed parameter hydrology model (Answers) applied to a range of catchment scales using rainfall simulator data. IV Evaluating pasture catchment hydrology. *Journal of Hydrology* 201, 311-328.
- DUPRÉ, M. (1989): Climatic and vegetation changes in the valencian region during the upper Pleistocene and the Holocene based upon palynology and other registers in archaeological sites and other sedimentary environments. En Imeson, A. C. y De Groot, R. S. (Eds.): *Landscape ecological impact of climatic change on the mediterranean region*. Discussion report (inédito)
- EI-HAMES, A.S. y RICHARDS, K.S. (1994): Progress in arid-lands rainfall-runoff modelling. *Progress in Physical Geography* 18, 343-365.
- ERMES (1994): *Modelling and exploring the impact of climate change on ecosystem degradation, hydrology and land use along a transect across the mediterranean*. Technical Annex Contract EV5V-0023. (Inédito)
- EYBERGEN, F.A. y IMESON A.C. (1989): Geomorphological processes and climatic change. *Catena* 16, 307-319.
- FAVIS-MORTLOCK, D. y BOARDMAN, J. (1995): Nonlinear responses of soil erosion to climate change: a modelling study on the UK South Downs. *Catena* 25, 365-387.
- FOSTER, G.R.; LANE, L.J.; NOWLIN, J.D.; LAFLÉN, J.M. y YOUNG, R.A. (1981): Estimating erosion and sediment yield on field-sized areas. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineering* 24, 1253-1262.
- FUMANAL, M. P. (1989): Reconstruction of the environmental phases and weathering-sedimentation processes, from the climatostratigraphic records. En IMESON, A. C. y DE GROOT, R. S. (Eds.): *Landscape ecological impact of climatic change on the mediterranean region*. Discussion report (inédito)
- FUMANAL, M.P. (1995a): El Valle del Gorgos. Litoral de Xabia: Un transecto en el dominio bético del País Valenciano. En *El Cuaternario del País Valenciano*. Universitat de Valencia y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario. 169-176.
- FUMANAL, M.P. (1995b): Los acantilados béticos valencianos. En *El Cuaternario del País Valenciano*. Universitat de Valencia y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario. 177-186.
- FUMANAL, M.P. y CARMONA, P. (1995): Paleosuelos pleistocenos en algunos enclaves del País Valenciano. En: *El Cuaternario del País Valenciano*. Universitat de València y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, 195-134.
- FUMANAL, M.P.; USERA, J.; VIÑALS, M.J.; MATEU, G.; BELLUOMINI, G.; MANFRA, L. y PROSZYNSKA-BORDAS, H. (1993): Evolución cuaternaria de la bahía de Xabia (Alicante). En: FUMANAL, M.P. y BERNABEU, J. (Eds.): *Estudios sobre Cuaternario: Medios sedimentarios. Cambios ambientales. Hábitat humano*, Universitat de Valencia y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario. 17-26.
- GIORGI, F.; MARINUCCI, M.R. y VISCONTI, G. (1992): A 2 x CO₂ climate change scenario over Europe generated using a Limited Area Model nested in a General Circulation Model. 2. Climate Change Scenario, *Journal of Geophysical Research* 97, 10011-10028.
- GUTIÉRREZ-ELORZA, M. y PEÑA-MONNE, J. L. (1989): Upper Holocen climatic change and geomorphological processes on slopes and infilled valleys from archaeological dating (NE Spain). En IMESON, A. C. y DE GROOT, R. S. (Eds.): *Landscape ecological impact of climatic change on the mediterranean region*. Discussion report (inédito)
- HOUGHTON, J.T.; CALLANDER, B.A. y BARNEY, S.K. (Eds.), (1992): *Climate Change 1992: the Supplementary report to the IPCC Scientific Assesment*. Cambrigde University Press, 200 p.

- Mediterranean region. En L. JEFTIC, S. KECKES y J.C. PERNETTA (Eds.): *Climate Change and the Mediterranean*, Volume 2, 27-56, Arnold.
- PANAGOULIA, D. y DIMOU, G. (1997): Linking space-time scale in hydrological modelling with respect to global change. Part 2. Hydrological response for alternative climates. *Journal of Hydrology* 194, 38-63.
- PITTOCK, A.B. y SALINGER, J.M. (1982): Towards regional scenarios for a CO₂-warmed Earth, *Climatic Change*, 4, 23-40.
- POU, A. (1992): Cambio climático y referencia a la degradación de suelos. *Ecosistemas* 3, 24-26.
- RAMANATHAN, V. (1978): Zonal and Seasonal Radiative effects of a doubling of atmospheric carbon dioxide concentration. En: *JOC-GARP Conference on Climate Modeling*, Washington D.C.
- SEFTON, C.E.M. y BOORMAN, D.B. (1997): A regional investigation of climate change impactos on UK streamflows. *Journal of Hydrology* 195, 26-44.
- TETLOW SMITH, A. (1995): Environmental factors affecting global atmospheric methane concentrations, *Progress in Physical Geography* 19, 322 -335.
- VIÑALS, M.J.; BELLUOMINI, G.; FUMANAL, M.P.; DUPRÉ, M.; USERA, J.; MESTRES, J. y MANFRA, L. (1993): Rasgos paleoambientales holocenos en la bahía de Xabia (Alicante). En: *Estudios sobre Cuaternario. Medios sedimentarios. Cambios ambientales. Hábitat humano*. Universitat de Valencia y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, 107-114.
- VON STORCH, H.; ZORITA, E. y CUBASCH, U. (1993): Downscaling of global climate change estimates to regional scales: an application to Iberian rainfall in wintertime, *Journal of Climate* 6, 1161 -1171.
- WATTS, R.G. (1980): Climate models and CO₂ induced climatic changes. *Climatic Change* 2, 387-408.
- WESTMACOTT, J.R. y BURN, D.H. (1997): Climate change effects on the hydrologic regime within the Churchill-Nelson River basin. *Journal of Hydrology* 202, 263-279.
- WIGHT, J.R. y SKILES, J.W. (1987): *SPUR-Simulation of Production and Utilization of Rangelands: Documentation and User Guide*. U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, ARD-63, December, 367 p.
- WIGLEY, T.M.L. (1995): Global-mean temperature and sea level consequences of greenhouse gas concentration stabilization. *Geophysical Research Letters* 22, 45-48.
- WIGLEY, T. M. L. (1992): Future climate of the Mediterranean Basin with particular emphasis on changes in precipitation. En: JEFTIC, L.; MILLIMAN, J. D. y SESTINI, G. (eds). *Climatic Change and the Mediterranean*. 15-44, Arnold.
- WIGLEY, T.M.L. y RAPER, S.C.B. (1992): Implications for climate and sea level of revised IPCC emissions scenarios, *Nature* 357, 293 -300.
- Wilby, R.L. (1995): Greenhouse hydrology. *Progress in Physical Geography* 19, 351-369.
- WILCOX, B.P.; SEYFRIED, M.S.; COOLEY, K.R. y HANSON, C.L. (1991): Runoff characteristics of sagebrush rangelands: modeling implications. *Journal of Soil and Water Conservation* 46, 153-158.
- WILSON, C.A. y MITCHELL, J.F.B. (1987): Simulated climate and CO₂ induced climate change over western Europe, *Climatic Change* 10, 11-42.
- YAIR, A. (1994): The ambiguous impact of climate change at a desert fringe: Northern Negev, Israel. En: MILLINGTON, A.C. y PYE, K. (Eds.) *Environmental change in drylands. Biogeographical and geomorphological perspectives*, 199-227. Wiley.
- ZAZO, C.; GOY, J.L.; HOYOS, M.; DUMAS, B.; PORTA, J.; MARTINELL, J.; BAENA, J. y AGUIRRE, E. (1981): Ensayo de síntesis sobre el Tirreniense peninsular español. *Estudios geológicos* 37, 257-262.

- HOUGHTON, J.T.; JENKINS, J.G. y EPHRAUMS, J.J. (Eds.), (1990): *Climate Change: the IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press, 364 p.
- IMESON, A. C. y DE GROOT, R. S. (Eds.), (1989): *Landscape ecological impact of climatic change on the mediterranean region*. Discussion report (inédito)
- KIRKBY, M.J.; ABRAHART, R.; MCMAHON, M.D.; SHAO, J. y THORNES, J.B. (1998): MEDALUS soil erosion models for global change. *Geomorphology* 24, 35-49.
- KIRKBY, M.J.; BAIRD, A.J.; DIAMOND, S.M.; LOCKWOOD, J.G.; MCMAHON, M.L.; MITCHELL, P.L.; SHAO, J.; SHEEHY, J.E.; THORNES, J.B. y WOODWARD, F.I. (1996): The MEDALUS slope catena model: a physically based process model for hydrology, ecology and land degradation interactions. In: THORNES, J.B. y BRANDT, C.J. (Eds.) *Mediterranean Desertification and Land Use*, 303-354. Wiley.
- KIRKBY, M.J.; BAIRD, A.J.; LOCKWOOD, J.G.; MCMAHON, M.D.; MITCHELL, P.J.; SHAO, J.; SHEEHY, J.E.; THORNES, J.B. y WOODWARD, F.I. (1993): MEDALUS Project A1: Physically based process models: Final Report. En: THORNES, J.B. (Ed.): *Part of Medalus I final report*. (Inédito)
- KUTIEL, P.; LAVEE, H. y ACKERMAN, O. (1998): Spatial distribution of soil surface coverage on north and south facing slopes along a Mediterranean to extreme arid climatic gradient. *Geomorphology* 23, 245-256.
- LAVEE H.; IMESON A.C.; PARIENTE, S. y BENYAMINI Y. (1991): The response of soils to simulated rainfall along a climatic gradient in an arid and semi-arid region. *Catena Supplement* 19. 19-37.
- LAVEE, H.; SARAH, P. y IMESON, A.C. (1996): Aggregate stability dynamics as affected by soil temperature and moisture regimes. *Geografiska Annaler* 78, 73-82.
- LEMMELA, R.; LIEBSCHER, H. y NOBILIS, F. (1990): Studies and models for evaluating the impact of climate variability and change on water resources within WMO-Regional Association VI (Europe). *Working group on Hydrology*, 1990, World Meteorological Organization.
- LOUGH, J.M.; T.M.L.WIGLEY y PALUTIKOF, J.P. (1983): Climate and climate impact scenarios for Europe in a warmer world, *Journal of climate and Applied Meteorology* 22, 1673 -1683.
- MANABE, S. y WETHERALD, R.T. (1967): Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity, *Journal of Atmospheric Science* 24, 251-259.
- MANABE, S. y WETHERALD, R.T. (1975): The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model. *Journal of Atmospheric Science* 32, 3-15.
- MANABE, S. y WETHERALD, R.T. (1980): On the Distribution of Climatic Change Resulting from an Increase in CO₂ Content of the Atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* 37, 99-118.
- MANABE, S.; WETHERALD, R.T. y STOUFFER, R.J. (1981): Summer dryness due to an increase of atmospheric CO₂ concentration. *Climate Change* 3, 347-386.
- MONTÓN CHIVA, E. y QUEREDA SALA, J. (1997): *¿Hacia un Cambio Climático? La Evolución del Clima Mediterráneo desde el Siglo XIX*. Fundación Davalos-Fletcher, 520 p.
- MORGAN, R.P.C.; QUINTON, J.N. y RICKSON, R.J. (1992): *EUROSEM: a user guide*, Silsoe: Silsoe College.
- MULLIGAN, M. (1996): *Modelling the hydrology of vegetation change in a degraded semi-arid environment*. University of London, King's College, Tesis doctoral (Inédito)
- MULLIGAN, M. (1998): Modelling the geomorphological impact of climatic variability and extreme events in a semi-arid environment. *Geomorphology* 24, 59-78.
- NICKS, A.D. y WILLIAMS, R.D. (1993): Estimating water resources of a mixed land use basin under changing climate and environment. En *Proceedings of International Conference on Environmentally Sound Water Resources Utilization*, Bangkok: 1993, II-8-II-17.
- PALUTIKOF, J.P. y WIGLEY, T. M. L. (1996): Developing climate change scenarios for the