

V Simposio sobre EL AGUA EN ANDALUCÍA

ALMERÍA 25-28 Septiembre 2001

VOLUMEN I



Editores:

Antonio Pulido Bosch
Pablo A. Pulido Leboeuf
Ángela Vallejos Izquierdo



Grupo de Investigación
Recursos Hídricos y
Geología Ambiental



Departamento de
Hidrogeología y
Química Analítica
UNIVERSIDAD DE ALMERÍA



V Simposio sobre el Agua en Andalucía

- © De la edición: *Universidad de Almería,
Servicio de Publicaciones*
- © Del texto: *Los autores*

Obra completa: ISBN: 84-8240-460-1
Volumen I: ISBN: 84-8249-458-X

Depósito Legal: AL-209-2001

Imprime: **arte impresores, s.l.** 18200 MARACENA (Granada)

ANÁLISIS DE LOS REGÍMENES DE HUMEDAD DEL SUELO EN EL SUB-DESIERTO DE TABERNAS Y SU INFLUENCIA EN LA ESCORRENTÍA

Y. Cantón¹, A. Solé², F. Domingo³, R. Lázaro y J. Puigdefábregas³

1. *Departamento de Edafología y Química Agrícola, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Almería, Almería*

2. *Estación Experimental de Zonas Áridas, CSIC, Almería*

3. *Departamento de Biología Vegetal y Ecología, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Almería, Almería*

RESUMEN. Se ha estudiado la distribución espacio-temporal de la humedad del suelo y los factores que la controlan, demostrándose que la variabilidad de la humedad del suelo está controlada por el tipo de cubierta y por las características del suelo. Se ha comprobado el papel de las costras líquénicas en la conservación de la humedad del suelo aunque las características del suelo y las topográficas no favorecen el almacenamiento del agua. Se discuten los distintos regímenes de humedad bajo la cubierta vegetal y en los claros, así como el papel de la topografía sobre la humedad. El seguimiento simultáneo de la humedad del suelo, la lluvia y la escorrentía ha permitido analizar el efecto de la humedad antecedente sobre la generación de escorrentía, observándose que ésta se produce sólo cuando la superficie del suelo está próxima a saturación.

Palabras claves: *Humedad del suelo, humedad antecedente, escorrentía, erosión, modelo digital de elevaciones.*

INTRODUCCIÓN

En los ecosistemas áridos la variación en la disponibilidad de agua del suelo es una de las causas más importantes de heterogeneidad espacial en las comunidades vegetales (Evenari *et al.*, 1971), constituyendo en dichos ambientes el principal factor limitante por su efecto sobre el crecimiento de las plantas (Thornes, 1985; Yair y Berkowicz, 1989; Nash *et al.*, 1991). Estudios previos en el sub-desierto de Tabernas revelan una gran variabilidad en la cubierta del suelo cuando ésta se analiza a esca-

la de decámetro a hectómetro (Solé-Benet *et al.*, 1997), afectando dicha heterogeneidad a la respuesta hidrológica. Para entender la distribución espacial de los tipos de cubiertas (especialmente de los tipos de vegetación) es necesario analizar los regímenes espaciales y temporales de la humedad del suelo. Recíprocamente las propiedades de la superficie del suelo son un factor principal en la distribución de la humedad del suelo, como se demuestra en otras zonas áridas (Yair y Danin, 1980).

La humedad del suelo es, además, un factor clave que condiciona la escorrentía superficial ante una precipitación dada (Fitzjohn *et al.*, 1998). Según Phillips (1992) la escorrentía y la humedad del suelo son variables interdependientes. Sin información acerca de la variabilidad de la humedad del suelo, la predicción e interpretación de la respuesta hidrológica de una cuenca es problemática.

Varios trabajos en el área acarcavada del sub-desierto de Tabernas (Calvo *et al.*, 1991; Solé-Benet *et al.*, 1997; Cantón *et al.*, 2001b) han demostrado que la generación de escorrentía no es uniforme en las diferentes superficies (definidas en función de la cobertura, características edáficas y topográficas), sino que cada superficie presenta unos coeficientes de escorrentía y unas tasas de erosión características. La diferente distribución espacial de la escorrentía debe afectar a la variación espacial en la humedad del suelo y a la variabilidad en la distribución de comunidades vegetales (Yair y Danin, 1980). En este contexto, los objetivos de este trabajo fueron:

- a) Describir y comparar los regímenes de humedad del suelo de las superficies (o unidades del terreno) más representativas del área acarcavada del sub-desierto de Tabernas, a diferentes escalas temporales y analizar los factores que controlan estos regímenes.
- b) Evaluar el efecto de la humedad antecedente sobre la escorrentía.

CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio está situada en la cuenca de Sorbas-Tabernas, a unos 20 km al Norte de la ciudad de Almería, y al Sureste de Tabernas (fig. 1). Es una depresión intramontañosa limitada por la Sierra de Filabres al Norte y la Sierra Alhambilla al Sur. Concretamente el área de estudio se localiza en una zona muy acarcavada del desierto de Tabernas, de unas 12.65 hectáreas, localizada entre las coordenadas UTM 549712, 4096215 y 550162, 4096704, y se extiende en un intervalo de altitud desde los 247.5 y 382.5 m s.n.m.

Geología.

La litología dominante está constituida por margas calcáreas y yesíferas muy bioturbadas y poco estratificadas de la formación de Chozas del Tortoniense (Kleverlaan, 1989). Existe otro conjunto lito-sedimentario de origen continental, representado por facies terminales de abanicos aluviales, del Pleistoceno Superior, pero sólo se reconoce en la parte superior de algunos cerros y en la periferia del área (Delgado y Puigdefábregas, 1994). El ascenso y disección durante el Cuaternario parecen haber sido episódicos, produciendo un paisaje de *badlands* de múltiples edades. Cantón *et*

al., (2001a) demuestran que la meteorización de la marga está causada por el efecto de la humectación-secado y solubilización-cristalización del yeso.

Clima.

El clima del área es mediterráneo cálido y semiárido. La precipitación media anual registrada en un periodo de 30 años en la estación meteorológica de Tabernas es de 235 mm, oscilando entre 115 y 431mm (coeficiente de variación de Pearson inter-anual de 37.4). La temperatura media anual es de 17.8°C (Lázaro *et al.*, 2001).

Durante el período comprendido entre los años hidrológicos 91-92 a 96-97, los eventos más frecuentes fueron los eventos pequeños, el 53% del total fueron £ a 1 mm, el 86% £ a 10 mm y solo un 2% sobrepasó los 50 mm (Cantón *et al.*, 2001b).

El número de días con lluvia al año varió entre 32 y 69. La mayor intensidad de precipitación máxima en 5 min (I_5) registrada en el periodo estudiado fue de 55.9 mmh⁻¹. Para la mayoría de los eventos la I_5 máxima se situó entre 2 y 10 mm/h. Solo el 16% de los eventos presentaron una I_5 superior a 15 mmh⁻¹.

Paisaje.

El paisaje está dominado por valles disectados en dirección NW-SE con una marcada asimetría entre las laderas NE y SW. Estudios previos en la zona (Calvo *et al.*, 1991; Solé *et al.*, 1997; Cantón, 1999; Cantón *et al.*, 2001b) permiten agrupar en 4 tipos principales las superficies del suelo en función del tipo de cubierta que presentan, las características del suelo, su topografía y comportamiento hidrológico y erosivo y el porcentaje de área que ocupan en la zona de estudio que son:

- a) PER: Matorral disperso, de bajo porte y zonas con abundantes plantas anuales. Se localiza en los pedimentos situados a los pies de laderas NE, sobre pendientes suaves, de menos de 30° (promedio de 19°) y sobre suelos relativamente desarrollados Regosoles Calcáricos.
- b) STI: Espartal y matorral disperso sobre laderas orientadas al N situadas en el nivel de estabilización más antiguo (Alexander *et al.*, 1994), en la cabecera de la cuenca de estudio. Son laderas bastante inclinadas, con pendientes entre 30 y 40°.
- c) LIQ: Superficie dominada por una costra líquénica casi continua, junto con algunas plantas perennes y anuales dispersas. Se localizan en la parte alta de las laderas NE sobre suelos incipientes (Leptosoles Eútricos), con pendientes entre 10 y 40° (promedio 27°).
- d) MAR: Regolito margoso desnudo, a veces cubierto por una costra física. Aparece predominantemente en laderas SW con pendientes desde 20 a más de 70° (promedio 40°).

METODOLOGIA

Para realizar un seguimiento de la humedad del suelo (θ), se usó un sensor desarrollado en la Estación Experimental de Zonas Áridas de Almería (CSIC), basado en una técnica denominada Puente de Impedancia Auto Equilibrado mediante "chop-

ping" (*SBIB-CHS, Self Balanced Impedance Bridge, Chopped Stabilized*), de bajo coste y no destructivo que permite la determinación del contenido volumétrico de agua en el suelo, en continuo (Vidal, S. 1994; Vidal *et al.*, 1996). Varias réplicas del mismo prototipo se han usado en suelos semiáridos en los últimos 5 años generando buenos resultados (p.e. Domingo *et al.*, 1999 y 2001; Puigdefábregas *et al.*, 1998, 1999).

La sonda se conectó a un *datalogger* (CR10, Campbell Scientific Ltd. Loughborough, Reino Unido), registrando θ cada 15 minutos.

En el área acarcavada de Taberna se dispone de una microcuenca instrumentada de 1.88 ha (microcuenca 1), y tres subcuencas de la misma, microcuencas 2, 3 y 4 (fig. 1). La microcuenca 3 (62 m²) está formada al 100% por MAR; la microcuenca 2 (225 m²) tiene un 80% de superficies no vegetadas; la microcuenca 4 (5775 m²) está formada casi enteramente por superficies vegetadas. La microcuenca 1 tiene un 52% de superficies vegetadas, PER y STI, un 25.5% de superficies desnudas, MAR y LIM, y un 22.3% dominadas por líquenes. Todas las microcuencas disponen de sistemas de aforo (tipo H, denominados respectivamente F1, F2, F3 y F4 que registran la escorrentía y los sedimentos).

En la microcuenca 1 se colocaron 23 sondas *SBIB* en 3 laderas que integran los tipos de superficies más representativas del área: PER, LIQ, MAR y STI (fig. 1). θ se midió a 3 cm de profundidad, excepto en PER donde además se midió a 15cm y se distinguieron dos posiciones bajo planta y en los claros. En cada punto de muestreo se colocaron 3 sondas (3 repeticiones) separadas unos 10 cm entre si. Se estudiaron 3 laderas (fig. 1).

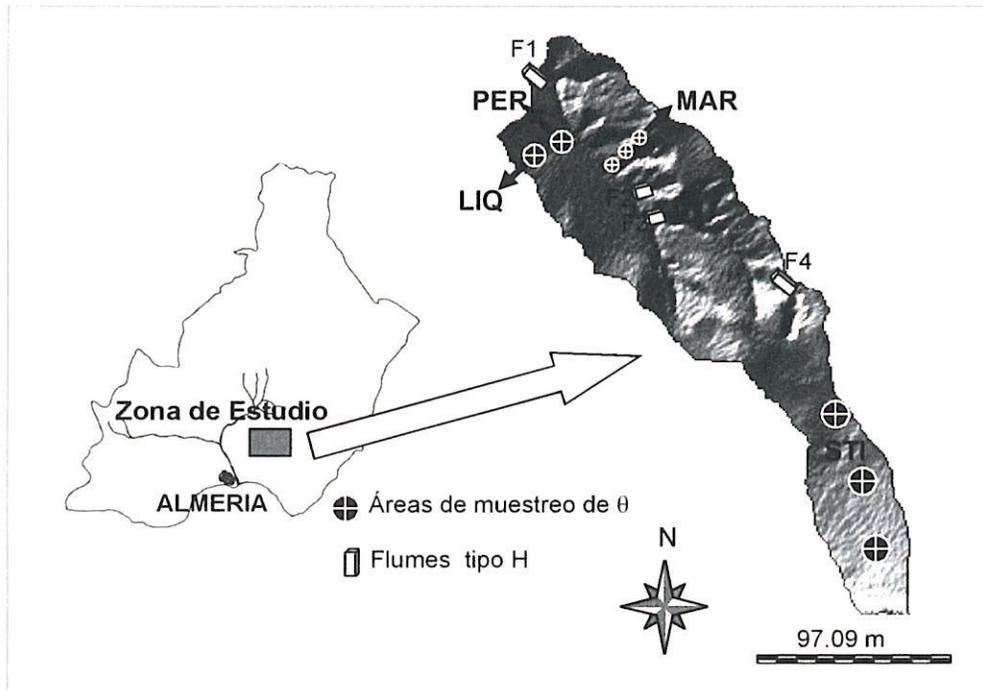


Figura 1. Localización del área de estudio y zonas de muestreo de la humedad del suelo.

El análisis de las relaciones entre θ , los atributos topográficos y características del suelo se llevó a cabo mediante un análisis de correlación, usando el coeficiente de Pearson. Como datos se usaron promedios de θ estacional (promediando todas las sondas que existen en cada posición de muestreo). Las características del suelo corresponden a las de un perfil muy próximo al punto de muestreo. Los atributos topográficos se extrajeron a partir del Modelo Digital de Elevaciones de 1 m de resolución (Cantón, 1999). Para comparar la θ con los atributos topográficos, se georreferenciaron los puntos donde se situaron los SBIBS y se crearon máscaras para cada punto de muestreo (imágenes donde el punto de muestreo presenta el valor 1 y las restantes celdas, correspondiente al resto del territorio, presenta un valor 0). Cada una de estas máscaras se superpuso a las imágenes del atributo topográfico para extraer el valor del mismo en el punto donde se localiza la sonda.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Regímenes espacio-temporales de la humedad del suelo.

Los regímenes de θ analizados a diferentes escalas temporales ponen de manifiesto que existen diferencias importantes en la disponibilidad de agua entre los diferentes tipos de superficies. La figura 2 muestra los regímenes de θ para los 4 tipos de superficies estudiados a lo largo de un año y medio.

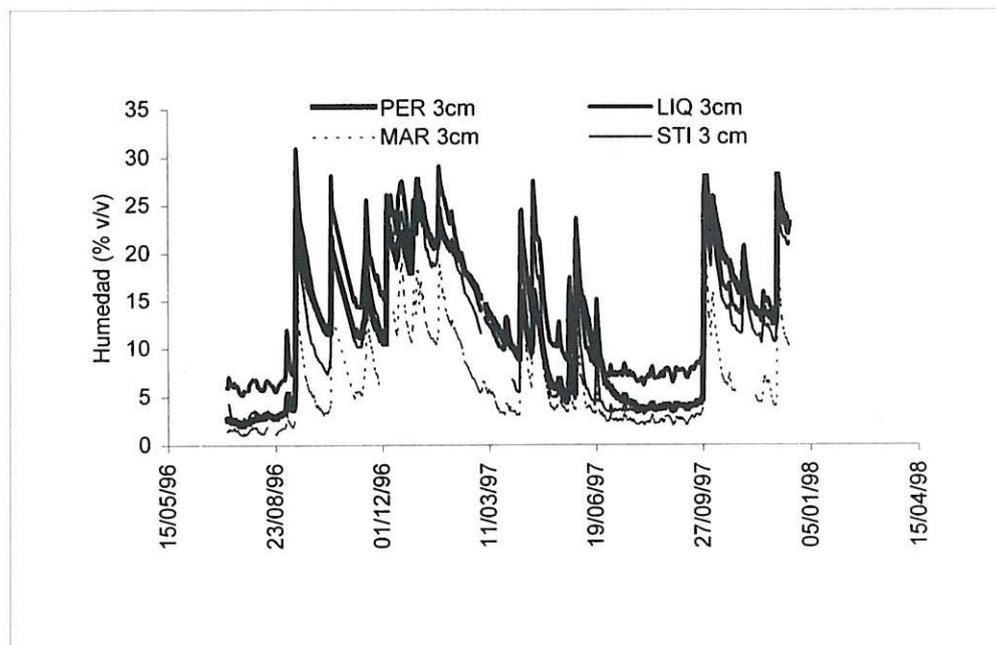


Figura 2. Regímenes de θ (media diaria) a 3cm de profundidad en diferentes superficies. Para cada superficie se calcula el promedio del total de sondas situadas sobre la misma.

Mediante un análisis de la varianza se comprueba que las 4 superficies son significativamente diferentes entre si ($F(3,1935)=127.73$; $p=0.0000$) en cuanto a θ diaria. Cuando se comparan dos a dos las superficies, todos los pares son significativamente diferentes entre si.

Basándonos en el tipo de cubierta que presentan las superficies, se espera que θ sea mayor en las superficies con cubierta vegetal de perennes y anuales (es decir PER y STI), seguida de LIQ (cubierta criptogámica) y por último MAR, sin vegetación. Además las características del suelo (tabla 1) corroboran esta secuencia en cuanto a la capacidad para almacenar agua. Topográficamente también se favorece la disponibilidad de agua en la secuencia expuesta (tabla 1). Cuando se mide θ en cada superficie, se mantienen en general los patrones esperados. Sin embargo existen excepciones como en la superficie LIQ (líquenes), que presenta valores de θ superiores a lo esperado, sobre todo en épocas de baja humedad. En verano, LIQ presenta una θ a 3 cm de profundidad superior a la de PER; sin embargo, después de las lluvias de otoño, LIQ se seca antes que PER tanto en los claros como bajo planta.

	LIQ	PER	MAR (parte alta ladera)	MAR (parte baja ladera)	STI (parte alta ladera)	STI (parte media ladera)	STI (parte baja ladera)
HVER	9.32	5.79	3.40	2.80	8.20	5.98	4.91
HOTO	18.46	15.10	8.36	7.77	15.75	12.94	14.27
HINV	20.19	19.26	11.72	9.15	19.92	19.32	18.39
HPRIM	13.72	10.39	6.76	5.71	10.59	8.64	8.43
ARE	8.00	30.22	3.67	7.44	35.00	8.33	41.22
W	2.51	3.46	1.34	2.28	2.87	2.27	4.40
DIST	24.39	9.07	10.07	5.11	61.75	33.59	23.80
PLN	-0.06	-0.01	-0.11	-0.06	0.09	-0.04	0.01
PRF	0.04	-0.02	-0.05	0.02	-0.03	-0.03	0.02
PEND	24.88	7.51	33.83	27.35	31.60	24.49	10.81
RADP	27.70	34.38	23.84	27.02	25.96	29.66	35.30
AREN	20.80	29.62	16.68	15.54	20.92	57.09	39.44
LIM	58.90	54.56	64.25	62.94	57.42	30.88	46.97
ARC	20.30	15.82	19.07	21.52	21.66	12.03	13.59
POROS	62.85	53.33			59.2	52.33	50.57
M.O.	1.18	1.64	1.18	0.81	0.36	1.58	1.17
C.C.	26.3	36.84	25.17	24	31.88	22.27	36.07
P.M.P.	8.07	7.37	8.16	8.6	9.14	7.42	5.73

Tabla 1. Promedios estacionales de q y características topográficas y del suelo de los puntos de muestreo de θ . HVER: θ media en verano; HOTO: θ media en otoño; HINV: θ media en invierno; HPRIM: q media en primavera. Para PER se promedian claros y bajo planta. Variabes topográficas: ARE: Area drenada o área de contribución; W: Índice topográfico de humedad; DIST: Distancia al cauce; PLN: Curvatura en dirección transversal a la pendiente; PRF: Curvatura en la dirección de la pendiente; PEND: Pendiente; RADP: Radiación media en primavera. Características del suelo: AREN: Contenido en arena del suelo (%); LIM: Contenido en limos (%); ARC: Contenido en arcillas (%); POROS: Porosidad (%); M.O: Materia orgánica (%); C.C. Capacidad de campo; P.M.P.: Punto de marchitez permanente.

LIQ se localiza en laderas donde no se favorece topográficamente el almacenamiento de θ : por una parte, el área de contribución (área drenada) no es muy extensa y por otra parte presentan una pendiente bastante elevada (tabla 1). Además, las características del suelo no favorecen la retención de agua, aunque los contenidos en arcilla y limo sean bastante elevados y la porosidad alta (tabla 1), es un suelo con una estructura muy débil y con baja capacidad para retener agua, sobre todo a potenciales altos. La capacidad de retener agua a potenciales bajos es similar a la del resto de los suelos de la zona. Estas características hacen que este suelo se seque muy rápidamente. Pero sin embargo a potenciales altos (en verano) LIQ es la superficie que presenta los mayores valores de θ .

Los líquenes constituyen una capa bastante continua que aísla al suelo de la radiación solar disminuyendo la evaporación. Brotherson y Rushforth (1983) encontraron que los líquenes sellan la superficie del suelo y reducen la evaporación. En los géneros de líquenes como las que aparecen en LIQ, otros autores han demostrado que los espacios intercelulares del córtex superior están rellenos con muchos cristales finos de oxalato cálcico, formando junto con las células del córtex, una capa superficial continua (Gallum, 1963). En la figura 3 se muestra una imagen obtenida con microscopio electrónico donde se observa este tipo de entramado de células del córtex y cristales en líquenes de la superficie LIQ. Además LIQ está constituida casi mayoritariamente por líquenes blancos, por lo que el albedo de esta superficie es muy elevado

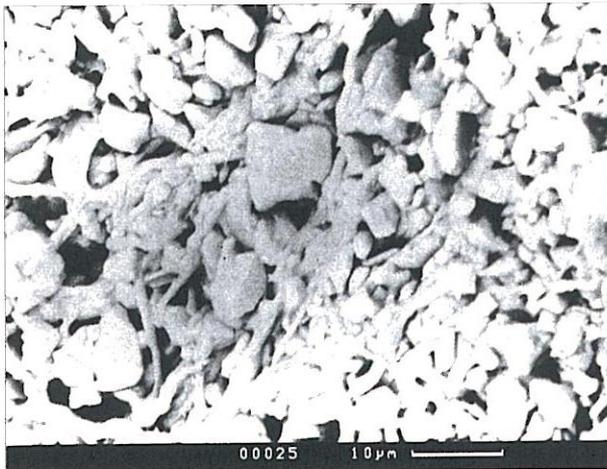


Figura 3. Corteza de *Diploschistes diacapsis*. Se observa el entramado de hifas y cristales de oxalato.

del suelo bajo esta superficie, que consiste en un regolito margoso, sin estructura, con una capacidad muy limitada para retener el agua.

Por otro lado, las características topográficas de MAR no favorecen el almacenamiento de agua, pues las áreas de contribución son poco extensas y las pendientes muy elevadas (tabla 1). Este régimen de θ a su vez retroalimenta la ausencia de cubierta vegetal, que está limitada por la disponibilidad de agua.

y refleja una parte importante de la radiación, por lo que se reduce la evaporación.

En LIQ, durante 17 días al año, θ fue superior a la retenida a 33 kPa (26.30% v/v), lo que implica que durante esos días hubo drenaje y lavado.

La superficie MAR (regolito desnudo) presenta el régimen de humedad del suelo más árido a lo largo de todo el año, con los menores máximos de θ de todas las superficies. También es la que más rápidamente se seca. Este régimen de θ lo explica la ausencia de cubierta vegetal y las características

En las superficies MAR y STI los regímenes de θ muestran diferencias según se trate de la parte alta o baja de la ladera (tabla 1). En MAR, en la parte alta de la ladera, θ es mayor que en la parte baja. Estas diferencias son significativas y se demuestra mediante un análisis de la varianza ($F(1,944)=16.97$; $p=0.0000$). En STI, θ en la parte alta de la ladera se mantiene más elevada que en la parte media y baja (tabla 1), sin embargo cuando llueve y θ es elevada, hay pocas diferencias entre las tres posiciones topográficas (como muestran los valores de θ media diaria de invierno en la tabla 1). El suelo se seca más rápidamente, en la parte media y baja de esta ladera porque la insolación en estas zonas es mayor y el suelo presenta un alto contenido en arena, y consecuentemente tiene una menor capacidad para retener agua. Un análisis de la varianza demuestra que la θ media diaria es significativamente diferente en las tres posiciones ($F(2,1377)=10.21$; $p=0.0000$).

La superficie PER es la que presenta mayor disponibilidad de agua a lo largo del año (fig. 2), excepto en verano. El suelo bajo esta cubierta, presenta una estructura moderadamente desarrollada, con los mayores contenidos en materia orgánica y la mayor capacidad para retener agua (tabla 1). La topografía favorece q, por su situación en la parte baja de las laderas, con áreas de contribución muy extensas y pendientes suaves (tabla 1).

La superficie PER muestra diferencias de θ (a 3cm y a 15cm) en función de que se mida bajo una planta o en un claro. Los claros están formados por suelo desnudo acostrado y algunas plantas anuales. θ se mantiene más elevada bajo planta que en los claros (fig. 4), excepto durante algunas precipitaciones de pequeño volumen que provocan un mayor aumento de θ en los claros que bajo mata, lo que puede ser debido a que toda o gran parte de la precipitación sea interceptada por la planta.

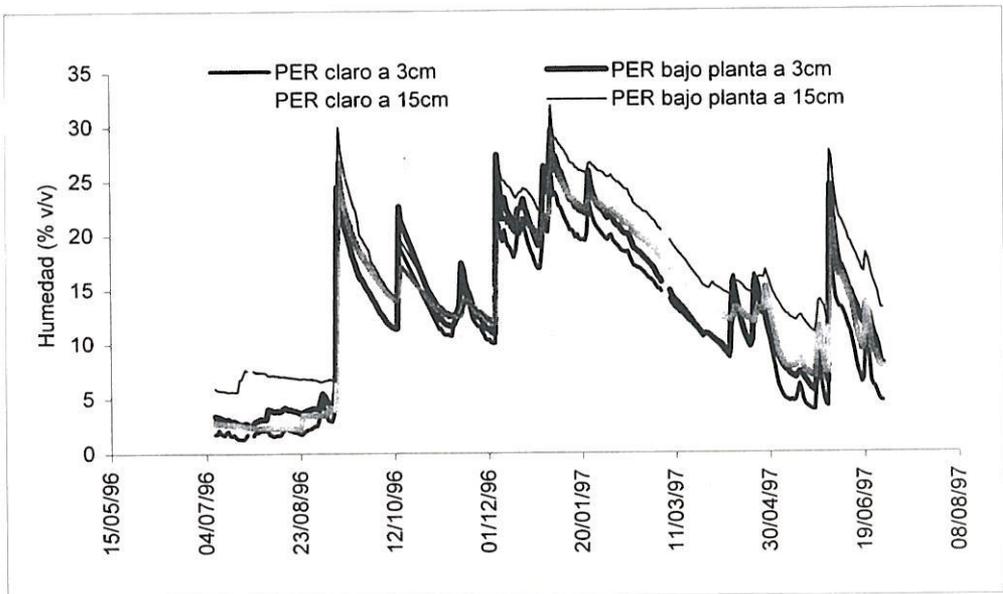


Figura 4. Regímenes de la humedad del suelo en diferentes posiciones (bajo la planta y claro) y profundidades (a 3 cm y a 15 cm) en la superficie PER, para el primer año de estudio.

En los claros el suelo se seca más rápidamente que bajo planta y el número de días del año con agua "disponible para las plantas" (entre 33 y 1500 kPa) a 3 cm de profundidad y a 15 cm de profundidad es mayor bajo planta (279 días a 3 cm y 294 días a 15 cm) que en los claros (257 a 3 cm y 268 días a 15 cm). El régimen de θ bajo la planta, se ve favorecido por las mayores tasas de infiltración debidas a la acumulación de hojarasca y mayor contenido en materia orgánica que promueven una estructura más desarrollada del suelo y mayor capacidad para retener agua como señalan varios autores (por ej. Francis *et al.*, 1986). En la zona de estudio se ha comprobado que existe un contenido en materia orgánica mucho más elevado bajo planta (3.5% a 3 cm de profundidad) que en los claros (1.72%). A 15 cm de profundidad el contenido en materia orgánica también es mayor bajo planta (1.17%) que en los claros (0.76%). Por otra parte la escorrentía no se distribuye uniformemente en el espacio; los arbustos individuales actúan como sumideros de la escorrentía producida en los claros degradados, creando un mosaico de superficies con respuesta hidrológica contrastada, como se ha comprobado en otras zonas semiáridas del sureste de España (Cerdá, 1995; Bergkamp *et al.*, 1996). Además, la arquitectura de algunas plantas puede jugar un papel de embudo, dirigiendo la precipitación hacia el suelo a lo largo de los tallos por escorrentía cortical (Domingo *et al.*, 1998). El efecto embudo supone un área de captación de agua de lluvia bastante grande que luego por escorrentía cortical se concentra en un área más pequeña alrededor del tronco (González-Hidalgo y Bellot, 1997). Como las sondas se colocaron a unos 2 cm del tronco de la planta, el efecto embudo puede ser importante. En las figuras 4 y 5 se muestran como en lluvias grandes, los picos que se alcanzan bajo planta son superiores a los picos de los claros.

La variabilidad espacial de θ en la superficie PER también se pone de manifiesto al observar la respuesta de cada posición y profundidad ante una precipitación (fig. 5).

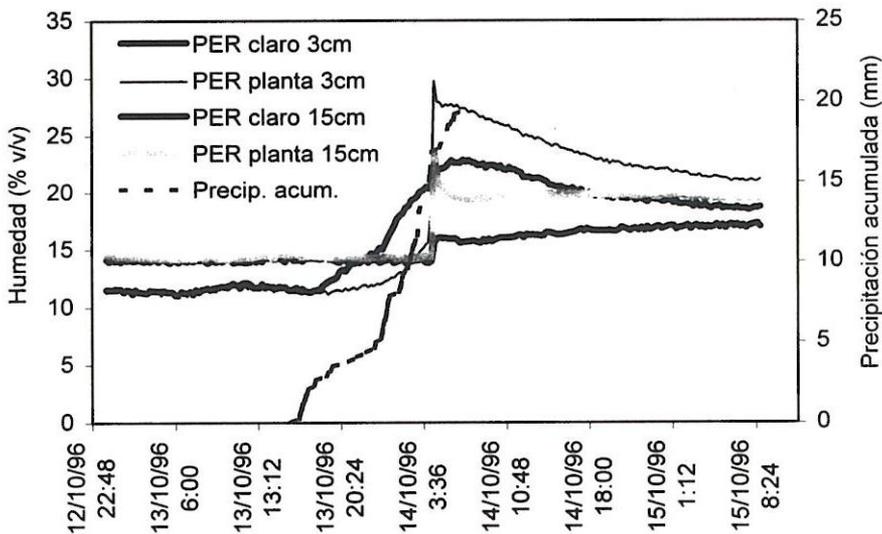


Figura 5. Aumento de la humedad del suelo con la precipitación en distintas posiciones y profundidades en la superficie PER.

A 3 cm de profundidad, θ aumenta primeramente en los claros y lo hace lenta y progresivamente; este aumento se detecta cuando han caído unos pocos milímetros de lluvia. Sin embargo para que se observe cambio en θ bajo planta es necesario que el volumen precipitado sea mayor, al menos de unos 6 mm (fig. 5). Esto se explica porque al principio de la precipitación la planta intercepta la mayor parte de la lluvia, pero una vez la copa de la planta se satura de agua aumenta la precipitación efectiva (trascolación + escorrentía cortical) y de súbito una gran cantidad de agua alcanza un área reducida de suelo (efecto embudo), aumentando θ . Estos patrones descritos se han repetido en los eventos registrados durante el periodo de estudio.

Tanto en los claros como bajo planta, θ a 15 cm es superior a la registrada a 3 cm (fig. 4). El suelo a 3 cm de profundidad se seca más rápidamente que a 15 cm, pues el agua del suelo se evapora menos.

En los claros θ a 15 cm, en algunas ocasiones, sobre todo en verano, es inferior a θ a 3 cm bajo planta, este hecho da idea de lo importante que es el efecto de la planta.

No hay ningún día en el año donde el promedio de θ diario sea superior a la capacidad de campo, en ninguna de las posiciones ni a ninguna de las dos profundidades, por lo que no hay drenaje importante.

Relaciones entre la humedad del suelo y la topografía.

Se han analizado las relaciones entre θ y las características topográficas. En la tabla 2 se observa que aparecen pocas relaciones significativas, tan solo son significativas ($p < 0.05$) y positivas las relaciones de θ con la porosidad (volumen total de poros) y con CURV2 (o curvatura de las curvas de nivel, atributo topográfico muy relacionado con la acumulación de agua en el paisaje). Los atributos W (distribución del contenido en agua de la superficie del suelo en cuencas pequeñas, bajo condiciones de flujo estacionario) y distancia al cauce también presentan coeficientes de correlación elevados. Cabría esperar unas correlaciones mayores; que no se observan porque se están calculando los coeficientes de correlación para todos los tipos de superficies al mismo tiempo, que tienen coberturas bióticas y abióticas muy diferentes y la cobertura de la superficie desempeña un papel fundamental en los regímenes de θ , como se ha visto.

	ARE	W	DIST	PLN	PRF	PEND	RADP	AREN	LIM	ARC	POROS	M.O.	C.C.	P.M.P.
HVER	0.24	0.31	0.66	0.61	-0.17	-0.17	0.16	0.07	-0.10	0.04	0.96	0.15	0.15	0.31
HOTO	0.44	0.58	0.55	0.68	-0.12	-0.45	0.45	0.19	-0.19	-0.17	0.85	0.28	0.43	0.13
HINV	0.47	0.58	0.61	0.71	-0.28	-0.48	0.50	0.45	-0.44	-0.43	0.55	0.39	0.43	0.00
HPRIM	0.11	0.29	0.38	0.38	-0.08	-0.29	0.22	0.01	-0.02	0.00	0.88	0.29	0.25	0.23

Tabla 2. Coeficientes de correlación de Pearson. Los valores en negrita son significativos para una $p < 0.05$, mientras que sombreados en gris aparecen los coeficientes con $p < 0.1$ o $p = 0.1$. Abreviaturas idénticas a las de la tabla 1.

Muchos estudios han apuntado que entre los factores que gobiernan la distribución espacial de θ , en los horizontes superficiales los más importantes son: a) la topografía; b) el tipo de suelo y configuración; y c) la vegetación (Anderson y Burt, 1978; Sharma *et al.*, 1980). Sin embargo la influencia de estos factores se manifiesta a menudo de forma compleja y un único factor puede o no ser dominante. Por ello es difícil caracterizar el efecto de cada factor cuantitativamente (Zhang y Berndtsson, 1988).

Sería interesante analizar como la topografía afecta la θ en cada tipo de superficie por separado. No obstante, la tabla 1 pone de manifiesto dentro de un mismo tipo de superficie, que cuanto menor es la radiación incidente (representada en nuestro caso por la radiación extraterrestre de onda corta), más alto es el contenido de θ (comparación entre las tres posiciones diferentes de MAR o de STI). Sin embargo otros atributos que teóricamente están relacionados (positivamente) con θ , como el área de contribución (ARE) o W presentan valores más elevados donde θ es más baja, (pero son menores en la parte alta de la ladera de MAR y STI, donde θ es mayor). Esto podría explicarse porque en la parte baja, la insolación es mayor y el contenido en arcilla y la porosidad son menores respecto a la parte alta de la ladera.

Humedad antecedente.

En los eventos de lluvia registrados no se ha encontrado relación entre los coeficientes de escorrentía de la microcuenca 1 y la humedad antecedente del suelo (Cantón *et al.*, 2001b). Sin embargo el efecto de θ sobre la respuesta hidrológica se entiende mejor cuando la evolución de θ y la escorrentía se analizan a una escala de tiempo muy detallada. La figura 6 ilustra el comportamiento de θ para las diferentes superficies del suelo durante el evento lluvioso del 31 de Mayo de 1997. Los patrones de humedad del suelo de todos los eventos de escorrentía durante el periodo de muestreo (Julio de 1996 a Diciembre de 1997) fueron similares al descrito aquí.

El total de precipitación medido durante esta tormenta fue de 15.9 mm, con una intensidad máxima $I_5 = 30 \text{ mm h}^{-1}$. Como se observa en la figura 6, antes del comienzo de lluvia θ era inferior a $0.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Doce minutos después del inicio de la lluvia, después de 2 mm de lluvia, se observa un pequeño aumento de θ en los claros de PER a una profundidad de 3 cm debido a la elevada capacidad de infiltración de esta superficie. En las otras superficies el aumento en θ sólo se detectó a esa profundidad cuando la lluvia excedió los 5 mm. A 15 cm, θ no experimentó ningún cambio hasta ese momento. Cuando la lluvia acumulada alcanzó 7.3 mm, comenzó a registrarse escorrentía, primero en el aforador de la microcuenca 1 (F1) y luego en el de la microcuenca 3 (F3), y el aumento en θ a 3 cm se duplica, mientras que a 15 cm de profundidad sólo se detecta un ligero aumento de θ . Hasta ese momento no se ha registrado escorrentía en el aforador de microcuenca 4 (F4), lo que se explica porque dicha microcuenca está constituida por superficies con alta capacidad de infiltración y por la distribución espacial de dichas superficies. La superficie PER con la mayor tasa de infiltración se localiza aguas abajo de STI que tiene menor capacidad de infiltración, de manera que PER infiltraría en gran parte la posible escorrentía que pudiera generarse en STI.

Después del primer pico de escorrentía, ésta disminuye hasta cero en F1 y F3. θ continuó aumentando rápidamente en todas las superficies, excepto en MAR, hasta que se alcanza el primer pico de θ (figura 6). Después de la primera pausa en la precipitación, el suelo comienza a secarse muy lentamente (no más de $0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ en 3 horas y 30 minutos) debido a la baja evapotranspiración durante la noche y a la redistribución de agua dentro del perfil de suelo.

Tres horas y media más tarde, comienza la segunda fase del evento y sólo 2 mm de lluvia fueron suficientes para generar escorrentía en microcuencas 1 y 3 y en la microcuenca 4 se registra escorrentía por primera vez. En esta segunda parte del evento, el volumen y la intensidad de la lluvia fueron menores que en la primera parte, pero θ en la superficie del suelo fue muy elevada, próxima a la saturación, y las costras superficiales de las superficies desnudas estarían aún selladas. Sólo 3.5 mm de lluvia fueron capaces de producir un nuevo pico en θ .

El seguimiento de la lluvia, escorrentía y θ para los eventos que han tenido lugar durante el periodo de muestreo de θ , permite describir el mecanismo de generación de escorrentía. La escorrentía superficial comienza justo después de que la intensidad de la lluvia exceda la capacidad infiltración de la capa del suelo más superficial temporalmente saturada. Esto ocurre primero en aquellas superficies como MAR, con tasas de infiltración inferiores a 10 mm h^{-1} , lo que también explica porque el aumento de θ es más lento a 3 cm en dichas superficies (MAR) que en el resto (fig. 6).

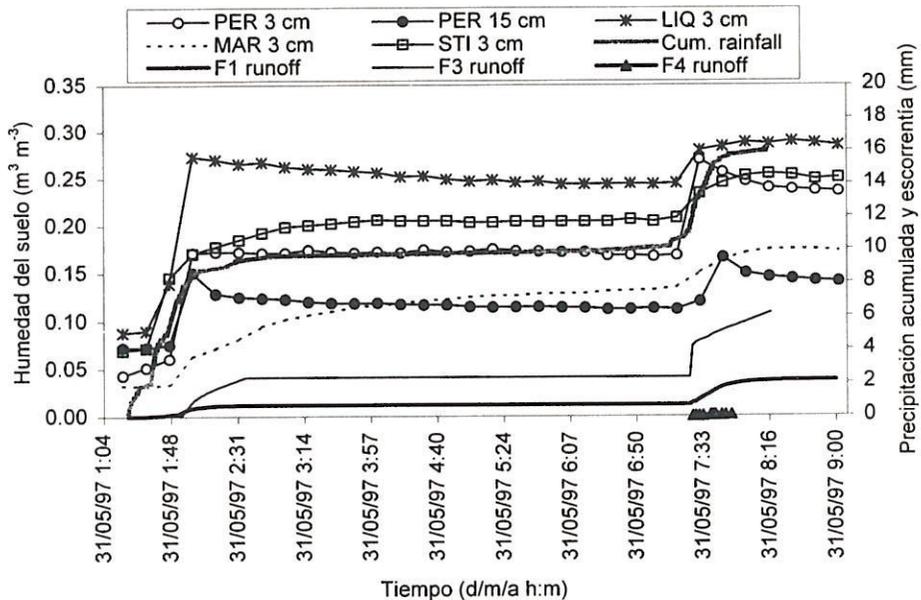


Figura 6. Evolución de la precipitación acumulada, escorrentía y humedad del suelo (θ) a 3 cm de profundidad para las superficies MAR, LIQ, STI y PER. Para PER y STI se presenta θ registrada en claros. También se muestra la evolución en PER a 15 cm de profundidad.

El efecto de la humedad del suelo sobre la escorrentía sólo se detecta en los eventos con varios picos de lluvia (como el descrito). El papel de θ en tales casos es difícil

cil de establecer porque: a) la humedad antecedente influye en la infiltración (Bowyer-Bower, 1993) debido a procesos de sellado e hidrocompactación (Bryan, 2000) y b) las costras del suelo (presentes después del primer pico), formadas por el impacto de las gotas de lluvia, disminuyen la infiltración. Las costras son responsables de reducir la conductividad hidráulica de la capa superficial del suelo y consecuentemente la infiltración (Helalia, 1988; Morin *et al.*, 1989; Römkens *et al.*, 1990). De modo que es muy difícil determinar el efecto de la distribución de θ sobre la infiltración cuando el suelo está acostado.

CONCLUSIONES

En el área acarcavada del desierto de Tabernas la variabilidad espacial en los regímenes de humedad está controlada fundamentalmente por el tipo de cubierta y las características del suelo. El papel de la topografía sobre la heterogeneidad espacial de la humedad del suelo queda enmascarado por el efecto de la cubierta.

El análisis de la humedad del suelo a una detallada resolución temporal ha permitido explicar el mecanismo de generación de escorrentía y el control que el tipo de superficie (definidas en función de la cubierta, características edáficas y topográficas) y las características de la lluvia ejercen sobre que la heterogeneidad espacial y temporal de la escorrentía.

En este trabajo se aportan una serie de consideraciones sobre la variabilidad espacial y temporal de la humedad del suelo en una zona árida que contribuyen a comprender la heterogeneidad en la disponibilidad de agua en estos ecosistemas y proporciona datos para la gestión de los mismos. Además se proporciona información de campo para la parametrización y validación de modelos de escorrentía y balance de agua.

AGRADECIMIENTOS

Las instalaciones de campo y los trabajos realizados se han llevado a cabo gracias a varios proyectos: MEDALUS III financiado por la Comunidad Económica Europea, Programa de Medioambiente (ENV4-CT95-0118), PROHIDRADE (Procesos hidrológicos en ambientes Mediterráneos frágiles o degradados) financiado por el Plan Nacional de I+D (Medioambiente) (AMB95-0986-C02-01); y EPOHIDRO (Estaciones permanentes para el estudio de los procesos hidrológicos en ambientes mediterráneos) (HID98-1056-C02-01) financiado por el Plan Nacional de I+D (Medioambiente) (Recursos Hídricos). El primer autor fue financiado por una beca predoctoral del MEC. Le agradecemos a Sebastian Vidal haber proporcionado la instrumentación esencial para el proyecto y a Alfredo Duran y Enrique Cortés su ayuda en los trabajos de campo. Especialmente agradecemos a los propietarios, la familia Viciana, el habernos permitido usar sus propiedades como "estación experimental".

REFERENCIAS

- Anderson, M.G. y Burt, T.P. (1978). The role of topography in controlling throughflow generation. *Earth Surface Processes*, 3: 331-344.
- Bergkamp, G., Cammeraat, L.H. y Martínez-Fernández, J. (1996). Water movement and vegetation patterns on shrublands and an abandoned field in two desertification-threatened areas in Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 1073-1090.
- Bowyer-Bower T. A. S. (1993). Effects of rainfall intensity and antecedent moisture on the steady-state infiltration rate in a semi-arid region. *Soil Use and Management* 9: 69-76.
- Brotherson, J.D. y Rushforth, S.R. (1983). Influence of cryptogamic crusts on moisture relationships on soils in Navajo National Monument. *Great Basin Naturalist*, 43: 73-78.
- Bryan, R. B., (2000). Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology* 32: 385-415.
- Calvo, A., Harvey, A.M., Paya-Serrano, J., Alexander, R.W., 1991a. Response of badland surfaces in South East Spain to simulated rainfall. *Cuaternario y Geomorfología* 5: 3-14.
- Cantón, Y. (1999). Efectos hidrológicos y geomorfológicos de la cubierta y propiedades del suelo en paisaje de cárcavas. Tesis doctoral (en prensa). Universidad de Almería, España, 390 p.
- Cantón, Y., Solé-Benet, A., Queralt, I., Pini, R. (2001a). Weathering of a gypsum-calcareous mudstone under semi-arid environment in SE Spain: laboratory and field-based experimental approaches. *Catena* 44:111-132.
- Cantón, Y. Domingo, F., Solé-Benet, A. y Puigdefábregas, J. (2001b). Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain. *J. Hydrology* (in press).
- Cerdá, A. (1995). Spatial distribution of infiltration on the matorral slopes in a Mediterranean environment, Geneves, Spain. En R. Fantechi, R. Peter, D. Blabanis, & J.L. Rubio (Eds.), *Desertification in a European Context: Physical and Socio-economic impacts*. (427-436). European Commission.
- Delgado L. y Puigdefábregas, J. (1994). Caracterización geomorfológica y sedimentológica de los glaciares de la zona de el Cautivo, Tabernas (Prov. de Almería). En J. Arnaez, J.M. García Ruiz and A.Gómez Villar, (Eds). *Geomorfología en España*. Sociedad Española de Geomorfología. Logroño.
- Domingo, F., Sánchez, G., Moro, M.J., Brenner, A.J. & Puigdefábregas, J. (1998). Measurement and modelling of rainfall interception by three semi-arid canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 91: 275-292.
- Domingo, F., Villagarcía, L., Brenner, A.J. y Puigdefábregas, J. (1999). Evapotranspiration model for semi-arid shrub-lands tested against data from SE Spain. *Agricultural and Forest Meteorology* 95, 67-83.
- Domingo, F., Villagarcía, L., Boer, M.M., Alados-Arboledas, L. y Puigdefábregas, J. (2001). Evaluating the long-term water balance of arid zone stream bed vegetation using evapotranspiration modelling and hillslope runoff measurements. *Journal of Hydrology*, 243: 17-30.
- Evenari, M., Shanan, L. y Tadmor, N. (1971). Landform and landscapes. En *The Negev. The challenge of a desert*. (39-75). Cambridge: Harvard University Press.
- Fitzjohn, C., Ternan, J.L. y Williams, A.G. (1998). Soil moisture variability in a semiarid gully catchment: implications for runoff and erosion control. *Catena*, 32: 55-70.
- Francis, C.F., Thornes, J.B., Romero Diaz, A., Lopez-Bermudez, F., y Fisher, G.C. (1986). Topographic control of soil moisture, vegetation cover and land degradation in a moisture stressed mediterranean environment. *Catena*, 13: 211-225.

- Gallum, M. (1963). Autoecological and synecological observations on lichens of the Negev, Israel. *Israel Journal of Botany*, 12: 179-187.
- Gonzalez-Hidalgo J.C. y Bellot, J. (1997). Soil moisture changes under shrub cover (*Rosmarinus officinalis*) and cleared shrub as response to precipitation in a semiarid environment: stem-flow effects. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 11: 187-199.
- Helalia, A.M., Letey, J., Graham, R.C. (1988). Crust formation and clay migration effects on infiltration rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 251-255.
- Kleverlaan, K. (1989). Neogene history of the Tabernas basin (SE Spain) and its Tortonian submarine fan development. *Geologie en Mijnbouw*, 68: 421-432.
- Lázaro, R., Rodrigo, F.S., Gutiérrez, L., Domingo, F., Puigdefábregas, J. (2001). Analysis of a thirty year rainfall record (1967-1997) from semiarid SE Spain: a plant ecological perspective. *Journal of Arid Environments*, 48: 373-395.
- Morin, J., Keren, R., Benjamini, Y., Ben-Hur, M., Schainberg, I. (1989). Water infiltration as affected by soil crust and moisture profile. *Soil Science* 148: 53-59.
- Nash, M.S., Wierenga, P.J. y Gutjahr, A. (1991). Time series analysis of soil moisture and rainfall along a line transect in arid rangeland. *Soil Science*, 152: 189-198.
- Phillips, J.D., 1992. Deterministic chaos in surface runoff. In Parsond A.J. and Abrahms A.D (Eds). UCL Press 157-197p. Londres.
- Puigdefábregas, J. Solé, A., Gutierrez, L. Del Barrio, G., Boer, M. (1999). Scales and processes of water and sediment redistribution in drylands: results from the Rambla Honda field site in Southeast Spain. *Earth-Science Reviews* 48: 39-70.
- Puigdefábregas, J., Del Barrio, G., Boer, M., Gutiérrez, L., Solé, A. (1998). Differential responses of hillslope and channel elements to rainfall events in a semi-arid area. *Geomorphology* 23: 337-351.
- Römkens, M. J. M., Prasad, S. N., Whisler, F.D. (1990). Surface sealing and infiltration. In: Anderson, M.G., Burt, T.P. (Eds.). *Process Studies in Hillslope Hydrology*. John Wiley & Sons. 127-172p. Chichester.
- Sharma, M.L., Gander, G.A. y Hunt, G.C. (1980). Spatial variability of infiltration in a watershed. *Journal of Hydrology*, 45: 101-122.
- Solé-Benet, A., Calvo, A., Cerdá, A., Lázaro, R., Pini, R. y Barbero, J. (1997). Influences of micro-relief patterns and plant cover on runoff related processes in badlands from Tabernas (SE Spain). *Catena*, 31: 23-28.
- Thornes, J.B. (1985). The ecology of erosion. *Geography*: 222-235.
- Vidal, S. (1994). Sensor para la determinación simultánea en suelos de humedad y conductividad eléctrica. España. Patente 9401681.
- Vidal, S., Domene, M.A., Solé A. y Puigdefábregas, J. (1996). Desarrollo y calibración de un nuevo sensor de humedad del suelo. IV Simposio sobre el agua en Andalucía, p 101-109 ITGME, Madrid.
- Yair, A. y Berkowicz, S.M. (1989). Climatic and non-climatic controls of aridity: the case of the Northern Negev of Israel. *Catena Supplement*, 14: 145-158.
- Yair, A. y Danin, A. (1980). Spatial variation in vegetation as related to the soil moisture regime over an arid limestone hillside, northern Negev, Israel. *Oecologia*, 47: 83-88.
- Zhang, T. y Berndtsson, R. (1988). Temporal patterns and spatial scale of soil water variability in a small humid catchment. *Journal of Hydrology*, 104: