

EVALUACIÓN DEL ALMACENAMIENTO TEMPORAL DE AGUA EN DEPRESIONES DEL MICRORRELIEVE

E. Vidal¹, I. Bertol², J. M. Mirás³ y A. Paz³

¹ Escuela Politécnica Superior, Universidad de Santiago de Compostela, Campus Universitario, 27002 Lugo; evavidal@lugo.usc.es

² Universidade do Estado de Santa Catarina (UDESC), Lages-SC, Brasil.

³ Facultad de Ciencias, Universidad de La Coruña, A Zapateira s/n, 15071 La Coruña; tucho@udc.es

RESUMEN. La rugosidad de la superficie del suelo es un parámetro que puede afectar considerablemente a las propiedades hidrológicas del mismo. La estimación del almacenamiento temporal de agua en microdepresiones (ATM), esto es, el volumen de agua que puede ser almacenado en las hondonadas antes del inicio de la escorrentía, resulta útil para la profundización en el conocimiento y la modelación de los procesos erosivos. El objetivo de este trabajo es comparar diferentes métodos de cálculo del ATM, empleando modelos empíricos y geométricos, en superficies de suelo cubiertas con cantidades crecientes de residuos vegetales. Las estimaciones de ATM se efectuaron a partir de medidas de microrrelieve que se efectuaron mediante rugosímetro de agujas y rugosímetro laser en redes de 30mm x 30 mm y de 2 mm x 2 mm, respectivamente. La magnitud del volumen de ATM depende en gran medida de las condiciones de borde consideradas en la modelación y de las características de la red de muestreo. Debido al pequeño tamaño de las parcelas experimentales, parece realista usar modelos que tengan en cuenta el efecto de borde. Cuando se modifica la resolución de la red de muestreo, aumentando el tamaño de la celdilla, no se aprecian diferencias significativas en los valores de la rugosidad aleatoria, RR, ni tampoco del almacenamiento potencial en microdepresiones, ATM, estimado teniendo en cuenta el efecto de borde. Sin embargo, si se considera que existe drenaje libre en los bordes de la pequeña parcela experimental los valores de ATM tienden a disminuir conforme disminuye la resolución. En ambos casos, con y sin efecto de borde, se aprecia un aumento de la imprecisión de los datos de RR y ATM al aumentar la escala de medida. La topografía de la superficie del suelo presenta una gran dependencia espacial, que está relacionada con el tamaño de unidades estructurales como terrones y agregados, y el almacenamiento temporal se ve afectado, de modo considerable, por la escala de medida y el tamaño de la parcela experimental.

ABSTRACT. Soil surface roughness is a parameter that may influence considerably the hydraulic properties at the soil surface. Evaluation of maximum water depression

storage (MDS), i.e. the absolute volume of water that potentially can be stored at a rough surface before water runoff starts, will be useful to increase knowledge and to improve modelling of erosive processes. This work aims at comparing different MDS estimation methods, using both empirical and geometrical models in soil surfaces covered with different crop residue amounts. Point elevations were measured by means of a pin meter and a laser relief meter; using 30 mm x 30 mm and 2 mm x 2 mm grids, respectively. Surface water depression storage was found to depend mainly on the type of boundary conditions assigned to the test surfaces and on the grid parameters. Because of the small size of the experimental plots, it was concluded that models taken into account plot boundary effects result in more realistic estimations. When resolution of the experimental plot is modified by increasing grid size, only minor differences in roughness, RR, and maximum depressional storage, MDS, assessed by taking into account boundary effects values are not, were observed. However, when modelling is performed under free drainage conditions at the boundary of the small experimental plots, MDS values were found to decrease with decreasing grid resolution. In both studied cases, i.e. with and without boundary effect, accuracy of RR and MDS values increases as the grid resolution increases.

Soil surface topography is characterized by high spatial dependence, associated with the size of soil structural units, aggregates and clods and maximum depressional storage is controlled by the upper and lower cutoff length scales of the sampled plot, i. e., grid resolution and plot size.

1. Introducción

En los últimos años se han llevado a cabo diversos estudios que analizan la influencia del microrrelieve en la tasa de erosión y la génesis de escorrentía y se ha comprobado que la rugosidad de la superficie del suelo es un parámetro que se encuentra directamente relacionada con las propiedades hidrológicas del mismo (Auerswald, 1992; Helming et al. 1993; Hansen et al. 1999; Kamphorst

et al. 2000; Darboux y Huang, 2003; Gómez y Nearing, 2005). En efecto, por un lado, el microrrelieve del suelo influye de modo considerable en el reparto del agua de lluvia entre infiltración y escorrentía y, por otra parte, el agua retenida en las microdepresiones amortigua el impacto de las gotas de lluvia, protegiendo la superficie del suelo frente a la desagregación (Onstad, 1984).

Una gran parte de los estudios del microrrelieve del suelo están motivados por la necesidad de datos que permitan calcular el almacenamiento temporal de agua en microdepresiones (ATM), como ha sido señalado por Kamphorst et al. (2000). Este parámetro puede ser utilizado en estudios de conservación de suelos para profundizar en el análisis de los procesos erosivos y, además, ha sido empleado en diversos modelos de erosión como LISEM (de Roo et al. 1996a b) o EUROSEM (Auerswald, 1992; Morgan et al. 1998).

La rugosidad de la superficie de un suelo de cultivo depende principalmente del tamaño de los terrones y agregados y de las operaciones de laboreo realizadas. Su caracterización suele efectuarse mediante medidas de datos puntuales de altura, tomados en red regular con diferente espaciado, y, por lo tanto, con mayor o menor precisión. Tradicionalmente las medidas de rugosidad se han llevado a cabo mediante rugosímetros de agujas o asperímetros, que, en general, son destructivos. A finales de los años 80 se desarrollaron técnicas más avanzadas, no destructivas y de mayor resolución basadas en la emisión de un haz de rayos láser perpendicular a la superficie del suelo lo que evita su deformación (Zobeck y Onstad, 1987).

Al analizar las medidas puntuales de altura del microrrelieve es importante tener en cuenta que tanto la resolución del instrumento como la extensión del área medida pueden ejercer una influencia notable sobre los resultados obtenidos. La mayor parte de las series de datos de campo disponibles actualmente han sido medidas con rugosímetro de agujas en superficies del orden de 0,7 a 1,5 m². Los rugosímetros láser se han usado preferentemente en condiciones de laboratorio siendo el área de las superficies escaneadas del orden de 0,25 a 0,5 m² e incluso inferior (Helming et al. 1993; Kamphorst et al. 2000; Vidal Vázquez, 2002, Darboux y Huang, 2003).

Cuando se añade agua a la superficie del suelo, una porción de la misma se infiltra a una velocidad desconocida por lo que los dispositivos experimentales de medida del ATM no permiten evaluar simultáneamente el agua que se infiltra y la que se retiene en las microdepresiones. Por ello, la cantidad de agua que puede ser almacenada en el microrrelieve se estima, generalmente, mediante modelos numéricos que actualmente se basan en modelos de elevación digital (MED) de la superficie (Kamphorst et al. 2000).

Mitchell y Jones (1976, 1978) fueron pioneros en el cálculo del ATM a partir de datos puntuales de altura del suelo utilizando la diferencia entre una altura de referencia y un modelo numérico de la superficie que equivale a un modelo de elevación digital simplificado. Otros métodos de estimación del ATM mediante modelos numéricos tradicionales fueron desarrollados por Moore y Larson (1979), Ullah y Dickinson (1979a b), Helming et al. (1993)

y Schjonning (1995). Estos modelos tienen en cuenta el hecho de que la escorrentía se genera gradualmente y que se produce el desbordamiento de las microdepresiones a diferentes tiempos antes de alcanzar la capacidad máxima de almacenamiento.

Los métodos más recientes de estimación del ATM se basan en el uso de modelos de elevación digital, obtenidos a partir de los datos puntuales de altura, integrados en sistemas de información geográfica (Kamphorst et al. 2000). De este modo pueden definirse algoritmos para identificar pequeñas depresiones locales y estimar el volumen de agua necesario para rellenarlas hasta el punto de desbordamiento. El principio de estos métodos de estimación del ATM se basa en determinar la dirección de drenaje local de cada celda. En primer lugar se identifica la celdilla situada en la parte inferior de la depresión teniendo en cuenta que nunca drena hacia las celdas vecinas y, posteriormente, se va rellenando cada hondonada hasta el punto de desbordamiento. El valor máximo de ATM se calcula como la diferencia entre el MED con las depresiones llenas de agua y el MED vacío o seco. Este método de estimación del ATM fue adoptado por Onstad (1984), Lempert et al. (1994), Planchon et al. (1998), Vivas Miranda (1999) y Kamphorst et al. (2000).

Para calcular la cantidad de agua necesaria para rellenar las depresiones se han desarrollado diferentes algoritmos; algunos autores comparan cada celda con cuatro celdas vecinas y, en otros casos, cada celda se compara con ocho, cuatro ortogonales y cuatro diagonales, (Kamphorst et al. 2000; Vivas Miranda, 2000).

Según Kamphorst et al. (2000) la estimación del ATM es sensible tanto a las condiciones de borde iniciales como al tipo de algoritmo utilizado para elaborar el MED y rellenar las depresiones del mismo y, en particular, a las siguientes características:

a) La resolución vertical de los datos de altura: cuanto mayor sea la precisión de la medida más exacta será la estimación de ATM.

b) El espaciado entre medidas o resolución lateral: depende del tamaño de los elementos estructurales que se quieren caracterizar. Si el tamaño de las celdas del MED va aumentando se subestimará el valor de ATM ya que irán desapareciendo más detalles de la superficie, que tiende a alisarse. Los rugosímetros láser proporcionan una gran resolución permitiendo efectuar medidas puntuales en redes de 1 mm de lado.

c) Las condiciones de contorno de la superficie: los resultados de ATM varían en gran medida según se considere la situación de drenaje libre o drenaje impedido en los bordes de la superficie experimental. Si las hondonadas del MED se rellenan permitiendo que el agua se escape por los bordes, es decir, con drenaje libre, se subestima el valor de ATM ya que las hondonadas que tienen continuidad más allá del borde están representadas en el MED como áreas que vierten directamente hacia el exterior. El efecto de borde es tanto más importante cuanto mayor sea la rugosidad de la superficie estudiada y menores las dimensiones de la misma. Este problema puede solucionarse mediante la creación de un borde artificial, pero hay que tener en cuenta que la presencia de dicho

borde en el modelo de cálculo hace que la lámina de agua supere el punto de desbordamiento de una proporción mayor o menor de microdepresiones, al menos las más externas; un borde artificial determina que los sistemas de surcos y otras estructuras debidas a huellas de laboreo se rellenan de agua por lo que el ATM será sobreestimado.

Una posible solución sería introducir bordes abiertos, descartando las zonas que drenan hacia el exterior de la superficie y estimando el valor de ATM sobre el resto de las zonas, refiriendo el volumen de agua a la nueva superficie. El inconveniente de llevar a cabo este procedimiento radica en que el tamaño de las superficies utilizadas para calcular el valor de ATM sería todavía inferior al tamaño de las superficies experimentales, por lo que no podría considerarse representativo (Vidal Vázquez, 2002).

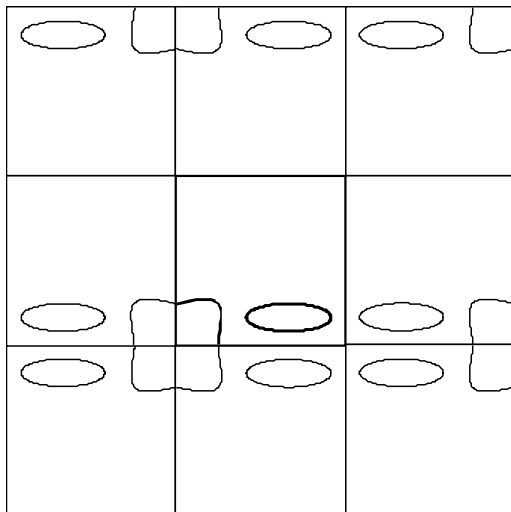


Fig. 1. Condiciones de borde en el llenado del modelo de elevación digital de una parcela (Kamphorst et al. 2000).

Teniendo en cuenta los inconvenientes de introducir bordes artificiales, Kamphorst et al. (2000) propusieron un método de estimación del ATM que minimiza el efecto de borde (Fig. 1). En primer lugar la superficie experimental se rodea con ocho copias de sí misma que son simétricas respecto a los cuatro lados y a los cuatro vértices. De este modo se obtiene una superficie continua, nueve veces mayor que la superficie original, al tiempo que se logra que las depresiones situadas en el borde de la superficie experimental original tengan continuidad en la nueva superficie. Posteriormente, las depresiones del nuevo modelo de elevación digital se llenan de agua hasta el punto de desbordamiento. Por último, se prescinde de las ocho copias de la superficie evaluando el valor de ATM solamente de la superficie original, esto es, la que ocupa la posición central. Para obtener el volumen de agua almacenada se calcula la diferencia entre el volumen ocupado por la superficie rellena de agua y el modelo de elevación digital inicial.

Los resultados obtenidos a partir del cálculo del ATM a través de métodos numéricos tradicionales o de modelos de elevación digital pueden presentar cierto sesgo; las

principales fuentes de error se deben a que este tipo de cartografía del microrrelieve no tienen en cuenta las cavidades que se pueden desarrollar bajo agregados, terrones o, en su caso, restos vegetales, produciéndose, de este modo, una subestimación del ATM. Además, aunque los distintos algoritmos utilizados son similares, cuando se aplican a determinadas superficies, con frecuencia se obtienen diferentes resultados, subestimando o sobreestimando el valor de ATM. El objetivo de este trabajo es comparar diferentes métodos de estimación del ATM y estudiar la influencia que ejerce sobre el mismo tanto las condiciones de contorno de la superficie como el espaciado entre medidas.

2. Material y métodos

El trabajo experimental se llevó a cabo en cinco parcelas de 1 m² situadas en una finca del Pazo de Lóngora (Oleiros-A Coruña), aneja a la sede del Instituto Universitario de Medio Ambiente (UDC). El tipo de suelo estudiado se clasifica como Inceptisol (Soil Survey Staff, 1993). Cada una de las cinco parcelas estudiadas posee diferente grado de cobertura de la superficie del suelo, como consecuencia de la adición de 0, 1, 2, 3 y 4 t/ha de residuo, a base de paja de maíz.

Mediante un rugosímetro de agujas se efectuaron 20 medidas de rugosidad, cuatro en cada una de las cinco parcelas, para cantidades crecientes de lluvia simulada que se corresponden con 0, 25, 50 y 75 mm. Cada medida consta de 20 perfiles y se tomaron 20 puntos por perfil, lo que supone un total de 400 puntos por parcela separados 30 mm entre sí.

Mediante rugosímetro láser se midieron cuatro superficies (con 0, 1, 3 y 4 t/ha de residuo) tras 75 mm de lluvia simulada. El número de puntos por medida fue de 90.600 y la distancia vertical y horizontal entre cada dato puntual de altura fue de 2 mm, cubriendo un área experimental de 0,36 m².

En este trabajo se presentan los resultados de dos modelos de cálculo del ATM :

- estimación, a partir del índice rugosidad aleatoria, RR.
- cálculo a partir de modelos geométricos.

El volumen de agua que se almacena en una determinada superficie es consecuencia del desarrollo del microrrelieve del suelo. En diversos trabajos las series de datos experimentales han puesto de manifiesto que conforme aumenta el nivel de rugosidad mayor es el volumen de ATM y que la topografía influye claramente en la retención de agua en el suelo ya que al aumentar la pendiente, generalmente disminuye el ATM (Onstad, 1984; Kamphorst, 2000; Vidal Vázquez, 2002).

Diversos autores han establecido relaciones empíricas entre algunos índices de rugosidad y el ATM (Auerswald, 1992; Linden y Van Doren, 1986; Hansen et al. 1999 y Kamphorst et al. 2000).

La relación empírica desarrollada por Onstad (1984) entre el volumen de agua almacenado en las microdepresiones, la rugosidad aleatoria y la pendiente

pone de manifiesto que el ATM aumenta de modo no lineal en función de la rugosidad y disminuye con la pendiente.

Este método numérico de medida del ATM es similar al propuesto por Moore y Larson (1979). Las diferencias entre ambos métodos radican en el tamaño de red utilizada (rectangular en el caso de Onstad, 1984 y cuadrada según Moore y Larson, 1979) y en las direcciones de drenaje consideradas ya que Onstad (1984) señala como posible dirección de drenaje cualquiera de las ocho celdas vecinas de una celda dada mientras que Moore y Larson (1979) proponen cuatro direcciones principales.

Tabla 1. Modelos para el cálculo de ATM a partir de índices de rugosidad. MODELOS EMPÍRICOS PARA PREDECIR EL ATM Referencia USANDO ÍNDICES DE RUGOSIDAD

$ATM = 0.112 RR + 0.031 RR^2 - 0.012 RR \times S^*$	Onstad, 1984
$\ln(ATM) = 0.203 * \ln(RR)$ (1)	Kamphorst et al. 2000
$ATM = 0.281 * RR$ (2)	

*S= pendiente; RR = rugosidad aleatoria (desviación estándar de los datos de altura)

(1) lecho de siembra muy fino; (2) restantes superficies

El modelo desarrollado por Onstad (1984) ha sido utilizado en las primeras versiones de LISEM (De Roo et al. 1996a b) para el cálculo del almacenamiento en microdepresiones.

Kamphorst et al. (2000) llevaron a cabo experiencias para analizar la relación entre el almacenamiento temporal en microdepresiones, ATM, y diversos índices de rugosidad como rugosidad aleatoria, RR, diferencia límite, LD, pendiente límite, LS, y tortuosidad, T, (Vidal Vázquez, 2002). Se comprobó que LS y T no resultaron útiles para el cálculo del ATM ya que dichos índices de rugosidad son muy sensibles al intervalo de medida. El índice que presentaba una mejor correlación con el ATM fue la rugosidad aleatoria, RR, que explicaba el 80% de la varianza de las series de datos estudiadas. A pesar de ello se aprecia que superficies con valores próximos de RR pueden presentar una capacidad de almacenamiento temporal (ATM) muy diferente ya que RR es simplemente un indicador del componente vertical de la rugosidad del suelo.

En este trabajo el ATM se evaluó indirectamente a partir de la rugosidad aleatoria según Onstad (1984) y según Kamphorst et al. (2000)

El almacenamiento potencial de agua en las hondonadas también fue evaluado a partir del modelo geométrico RETE (Vivas Miranda, 2000), escrito en lenguaje C y que usa un MED en el que se determinan las direcciones locales de drenaje de cada celda teniendo en cuenta la altura de la misma con respecto a las ocho celdas vecinas. Este modelo se aplicó con condiciones de drenaje libre en el borde y también considerando el efecto de borde mediante copias simétricas de la superficie original.

Los cálculos y estimaciones se efectuaron en 20 superficies experimentales obtenidas con asperímetro y en 4 superficies medidas con rugosímetro laser. Dado que el espaciado de las superficies medidas con laser era de 2 mm,

se consideraron todas las posibles superficies con espaciados mayores, es decir con densidad de muestreo inferior, obtenidas por eliminación de perfiles de la inicial, en el rango entre 2 y 30 mm.

3. Resultados y discusión

En la Tabla 2 se presentan los resultados de almacenamiento temporal de agua en microdepresiones, ATM, de las 20 superficies medidas con rugosímetro de agujas, en función de la cantidad de residuo añadido y la precipitación acumulativa.

Tabla 2. Resultados de ATM calculados mediante diferentes modelos para las superficies medidas con rugosímetro de agujas (valores en mm). e. borde=efecto de borde; d. libre=drenaje libre).

T/Ha	Lluvia simulada (mm)	ATM Kamphorst et al. 2000	ATM MED (borde)	ATM MED (libre)	ATM Onstad, 1984
0	0	5,32	4,08	1,64	12,99
0	25	4,57	4,96	1,58	9,84
0	50	4,42	3,93	1,58	9,24
0	75	4,22	4,06	1,15	8,49
1	0	4,91	3,50	1,86	11,21
1	25	4,29	3,88	1,98	8,76
1	50	4,28	3,04	1,31	8,71
1	75	4,26	3,27	1,32	8,63
2	0	3,98	4,34	1,91	7,63
2	25	3,60	3,25	2,06	6,36
2	50	3,57	4,08	1,98	6,29
2	75	3,36	3,49	1,44	5,61
3	0	5,07	5,44	1,93	11,90
3	25	4,66	4,15	1,45	10,16
3	50	4,23	3,39	1,63	8,52
3	75	4,25	3,60	1,14	8,60
4	0	4,72	6,58	1,34	10,44
4	25	4,31	4,80	1,27	8,81
4	50	4,30	5,17	0,82	8,80
4	75	4,14	4,16	0,73	8,19
media		4,06	4,16	1,51	8,31
mínimo		3,36	3,04	0,73	5,61
máximo		5,32	6,58	2,06	12,99

Los valores medios de ATM oscilaron entre 1,51 y 8,31 mm dependiendo del modelo utilizado para realizar el cálculo.

Así, al calcular el ATM según Kamphorst et al. (2000) el valor medio es de 4,06 mm, similar a los 4,16 mm que se obtienen al realizar la estimación mediante un MED teniendo en cuenta el efecto de borde. Por el contrario, considerando que el agua se escapa por los bordes, es decir, con drenaje libre, la media de ATM para las 20 superficies es de 1,51 mm, subestimándose dicho parámetro ya que no se tienen en cuenta las hondonadas que se encuentran más allá del borde y se considera que estas áreas vierten directamente al exterior.

El modelo propuesto por Onstad (1984), es el que proporciona el mayor valor medio de ATM (8,31 mm). Este modelo parece sobrestimar el valor del almacenamiento potencial, dado el poco desarrollo de la rugosidad de las superficies estudiadas.

A pesar de que los valores absolutos estimados presentan importantes diferencias entre sí se encontró una fuerte correlación ($r^2 = 0,99$) entre los dos modelos basados en las relaciones empíricas del ATM y rugosidad aleatoria, RR, es decir, las expresiones propuestas por Onstad (1984) y Kamphorst et al. (2000).

Las cuatro medidas de rugosidad efectuadas mediante rugosímetro láser que se realizaron a 2 mm, se emplearon para analizar el efecto del espaciado en el valor medio de RR y ATM. Para ello, el espaciado inicial de la red se aumentó progresivamente suprimiendo perfiles, de modo que se obtuvieron 15 nuevas redes con resoluciones desde 4 mm hasta 30 mm. Los resultados de RR y ATM obtenidos mediante MEDs con diferente resolución se compararon entre sí.

Se puede admitir que la estimación indirecta del volumen de agua que puede ser acumulado a partir de índices de rugosidad es menos precisa que el cálculo de la misma mediante modelos geométricos ya que el índice utilizado, RR, refleja únicamente la componente vertical del microrrelieve y no proporciona información sobre la configuración espacial de la superficie, lo que resulta de gran importancia para el estudio del microrrelieve del suelo (Vidal Vázquez, 2002).

En la Fig. 2 se presenta la relación entre rugosidad aleatoria, RR, y almacenamiento temporal de agua (ATM) *versus* espaciado de la red de muestreo.

Los valores iniciales de rugosidad aleatoria, RR, de las cuatro superficies iniciales fueron poco diferentes, oscilando entre 16,3 y 18,2 mm. El mayor valor de RR se obtuvo en la superficie sin residuo vegetal y el valor más bajo correspondió a la superficie con mayor grado de cobertura del suelo (4 t de residuo/ ha). El índice RR se mantiene prácticamente constante conforme aumenta el espaciado de la red en las cuatro superficies estudiadas, apreciándose una tendencia al aumento de la desviación de los datos conforme disminuye la resolución. En consecuencia una sola superficie medida con poca resolución puede suponer valores de RR poco precisos.

En la Fig. 2 se muestra, además, la variación del ATM conforme aumenta el espaciado de la red considerando que existe drenaje libre, es decir, permitiendo que el agua se escape por los bordes. Se aprecia que tanto en la parcela sin cobertura como en la que posee 1 t de residuo/ ha los valores de ATM se mantienen constantes al disminuir la resolución. Por el contrario, las parcelas con mayor grado de cobertura vegetal en superficie (con 3 y 4 t residuo/ha) experimentaron un descenso en su capacidad de retención de agua conforme aumenta el espaciado de la red, similarmente a lo encontrado por Huang y Bradford (1990). En estas superficies, para la misma área estudiada, el ATM calculado en celdas mayores tiende a ser subestimado respecto a aquél calculado en celdas más pequeñas.

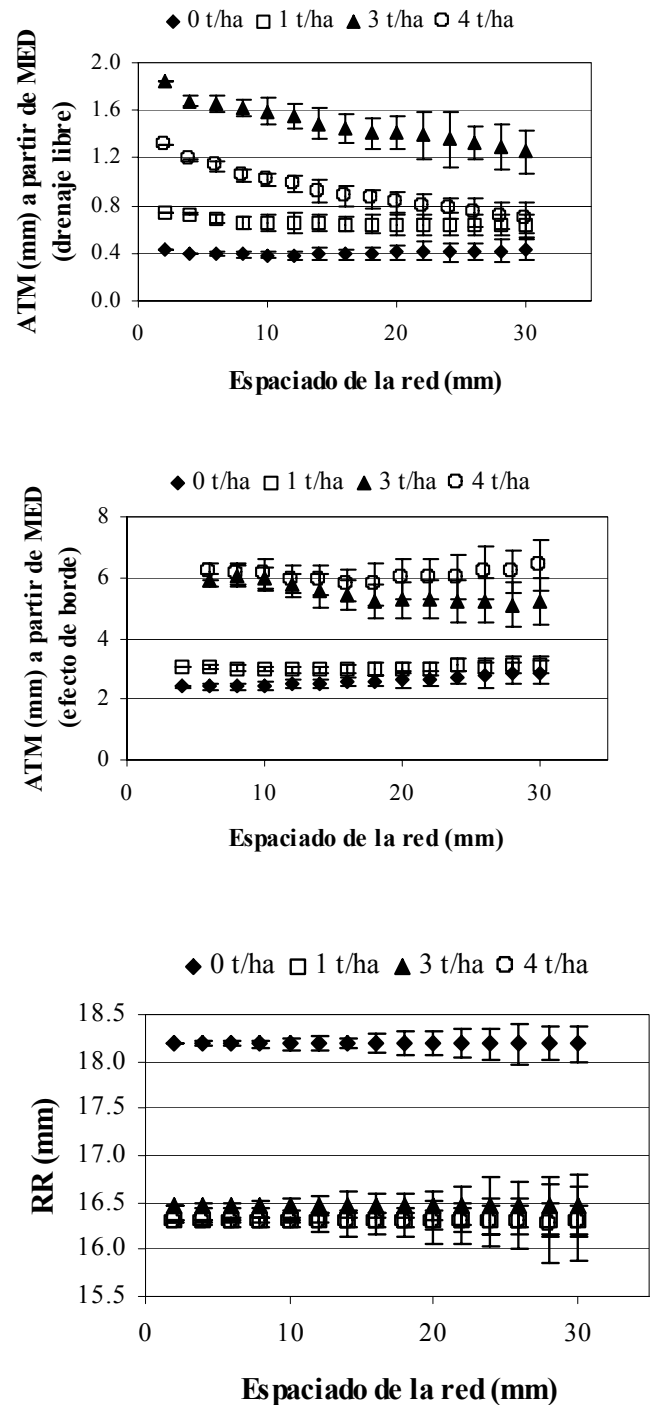


Fig. 2. Valores de RR y ATM estimado a partir de MED *versus* diferentes grados de resolución para las superficies medidas mediante rugosímetro láser.

Por lo que respecta al ATM considerando el efecto de borde cabe destacar que contrariamente a lo observado por Huang y Bradford (1990), el almacenamiento temporal de agua en microdepresiones, ATM, no varía de modo apreciable al incrementarse el tamaño de red sino que en tres de las cuatro superficies estudiadas el mayor valor de

ATM se obtiene cuando el espaciado entre puntos es de 30 mm (Fig. 2). Este resultado es similar al obtenido por Kamphorst (2000) en 49 lechos de siembra medidos mediante rugosímetro láser. En este caso, el valor de ATM no desciende conforme aumenta el espaciado de la red lo que podría ser debido a que aunque la resolución disminuye en los ejes x e y, ésta permanece constante en el eje z. Además, la disminución del número de puntos origina MEDs menos precisos ya que el tamaño de las celdas es mayor. De este modo las variaciones en la red probablemente provocan un ligero aumento del volumen de las hondonadas, motivando también el aumento de los coeficientes de variación.

4. Conclusiones

El uso de dos modelos geométricos de cálculo de ATM puso de manifiesto que la estimación de la cantidad de agua que puede ser retenida en las microdepresiones del suelo depende, en gran medida, de las condiciones consideradas en el borde de las superficies experimentales. Las superficies con drenaje libre se consideran poco representativas de las condiciones de campo.

Las diferencias de almacenamiento temporal de agua en microdepresiones debidas al tamaño de red se deben principalmente a detalles adicionales de la superficie y modelos de encharcamiento que son mostrados únicamente con redes finas. Cuando se tiene en cuenta el efecto de borde, al disminuir la resolución de la red de medida no se aprecian grandes variaciones en el ATM aunque sí aumenta la desviación tipo de los datos. Una superficie medida con baja resolución puede ser considerada como una realización individual de otra medida con mayor resolución.

Agradecimientos. Este trabajo se llevó a cabo en el marco de los proyectos AGL2003-09284-C02-01 y AGL2003-09284-C02-02.

Referencias

Auerswald, K. 1992. Changes in soil surface roughness during erosive rains. Internal report, Lehrstuhl für Bodenk. TU München, D-8050 Freising. 20 pp.

Darboux, F. y Huang, C. 2003. Does soil surface roughness increase or decrease water and particle transfers?. *Soil Sci.Soc. Am. J.* 69: 748-756 pp.

De Roo, A.P.J., Offermans, R.J.E. y Cremers, N.H.D.T. 1996a. LISEM: a single event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: Theory, input and output. *Hydrological Processes* 10: 1107-1117 pp.

De Roo, A.P.J., Offermans, R.J.E. y Cremers, N.H.D.T. 1996b. LISEM: a single event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. II. Sensitivity analysis, validation and application. *Hydrological Processes* 10: 1119-1126 pp.

Gómez, J. A. y Nearing, M. A. 2005. Runoff and sediment losses from rough and smooth soil surfaces in a laboratory experiment. *Catena*, 59: 253-266 pp.

Helming, K., Roth, Ch.H., Wolf, R. y Diestel, H. 1993. Characterization of rainfall-microrelief interactions with runoff using parameters derived from Digital Elevation Models (DEMs). *Soil Technol.* 6: 273-286 pp.

Kamphorst, E.C. 2000. *Mesures et méthodes d'estimation de la capacité de stockage d'eau dans le micro-relief créé par les opérations de travail du sol.* These Docteur. Unité d'Agronomie de Laon-Péronne. 156 pp.

Kamphorst, E.C., Jetten, V., Guérif, J., Pitkänen, J., Iversen, B.V., Douglas, J.T. y Paz, A. 2000. Predicting depression storage from soil surface roughness. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 1749-1758 pp.

Hansen, B., Schjonning, P. y Sibbesen, E. 1999. Roughness indices for estimation of depression storage capacity of tilled soil surfaces. *Soil Tillage Res.* 52: 103-111 pp.

Huang, C. y Bradford, J.M. 1990. Depression storage for Markov-Gaussian surfaces. *Water Resour. Res.* 26: 2235-2242 pp.

Lempert, M., Ostrowski, M.W. y Müller, H. 1994. Die Berechnung des Oberflächenabflusses auf Grundlage digitaler Höhenmodelle. *Wasser & Boden, Zeitschrift für die gesamte Wasserwirtschaft* 46: 49-54 pp.

Linden, D.R. y Van Doren Jr., D.M. 1986. Parameters for characterizing tillage-induced soil surface roughness. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50: 1560-1565 pp.

Mitchell, J.K. y Jones Jr., B.A. 1976. Micro-relief surface depression storage: analysis of models to describe the depth-storage function. *Water Resour. Bull.* 12: 1205-1222 pp.

Mitchell, J.K. y Jones Jr., B.A. 1978. Micro-relief surface depression storage: changes during rainfall events and their application to rainfall runoff models. *Water Resour. Bull.* 14: 777-802 pp.

Moore, I.D. y Larson C.L. 1979. Estimating micro-relief surface storage from point data. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.* 20: 1073-1077 pp.

Morgan, R.P.C., Quinton, R.E., Smith, G., Govers, J.W.A., Poesen, K., Auerswald, G., Chisci, G., Torri, D., Styczen, M.E. y Folly, A.J.V. 1998. The European soil erosion model (EUROSEM): documentation and user guide, version 3.6. Silsoe College. Cranfield University. Silsoe (Bedford). UK. 22 pp.

Onstad, C.A. 1984. Depression storage on tilled soil surfaces. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.* 27: 729-732 pp.

Planchon, O., Estèves, M. y Silvera, N. 1998. Micro-relief induced by ridging: measurement modelling consequences on overland flow and erosion. En: *Proceedings of the World Congress of Soil Science. 16th.* Montpellier. France. 1-7 pp.

Schjonning, P. (1995). Key soil physical properties affecting erodibility. En: *Surface runoff, erosion and loss of phosphorus at two agricultural soils in Denmark.* SP-report N^o. 14. Danish Institute of Plant and Soil Science. 77-96 pp.

Soil Survey Staff, 1993. Keys for soil taxonomy. Soil conservation service. USDA.

Ullah, W. y Dickinson, W.T. 1979a. Quantitative description of depression storage using digital surface model: I. Determination of depression storage. *J. of Hydrology* 42: 63-75 pp.

Ullah, W. y Dickinson, W.T. 1979b. Quantitative description of depression storage using digital surface model: II. Characteristics of surface depressions. *J. of Hydrology* 42: 77-90 pp.

Vidal Vázquez, E. 2002. *Influencia de la precipitación y el laboreo en la rugosidad del suelo y la retención de agua en microdepresiones.* Tesis Doctoral. Universidad de La Coruña. 430 pp.

Vivas Miranda, J.G. 1999. RETE: Un programa para el cálculo de la retención temporal de agua en las depresiones del microrrelieve. En: Paz González, A. y Taboada Castro, M.T. (Eds.). *Libro de resúmenes del Primer Congreso sobre Erosión Hídrica.* 65 pp.

Vivas Miranda, J.G. 2000. *Análisis fractal del microrrelieve del suelo.* Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidade da Coruña. 313 pp.

Zobeck, Ted M. y Onstad, C.A. 1987. Tillage and rainfall effects on random roughness: A review. *Soil Tillage Res.* 9: 1-20 pp.