

VARIABILIDAD EN LA RELACIÓN ENTRE LA CONDUCTIVIDAD TÉRMICA Y EL CONTENIDO HÍDRICO EN FUNCIÓN DE LA CANTIDAD DE ELEMENTOS GRUESOS PARA UN SUELO ARENOSO. Parte I

C.M. Rubio^{1,2}, D.R. Cobos³, F. Ferrer²

¹ Dept. Ingeniería Agroalimentaria y Biotecnología. Univ. Politécnica de Catalunya. carles.rubio@upc.edu

² Dept. Biofísica Ambiental y Suelos. Lab-Ferrer Soils and Environmental Consulting. carles@lab-ferrer.com

³ Dpt. Soil Physics. Decagon Devices, Inc. (Pullman, WA, USA). doug@decagon.com

RESUMEN. Diferentes autores sugieren que la formación de la macroporosidad en los suelos es una consecuencia directa de los procesos físicos, químicos, y de cambios eco-edaforológicos en las áreas de contacto entre la matriz edáfica y los materiales gruesos. Así, esta macroporosidad adquiere especial relevancia, ya que afectará tanto la fase líquida como la gaseosa del medio, y por tanto, a las propiedades térmicas del suelo. Desde el punto de vista de la cubierta vegetal, esta interacción podrá afectar especialmente el desarrollo del aparato radicular. El objetivo de este trabajo es evaluar la influencia que pueden presentar los elementos gruesos sobre la conductividad térmica global (λ) de un suelo arenoso. El experimento se llevó a término utilizando muestras de un campo de cultivo cercano a la ciudad de Pullman (WA, USA). A las muestras de suelo se les incorporó gravas ($\text{masa}_{\text{gravas}} \cdot \text{masa}_{\text{suelo}}^{-1}$) con diferentes porcentajes, llevándolas a una densidad aparente objetivo, para lo que se utilizaron dispositivos de columna de suelo. Para la medición de λ se utilizó el método del pulso de calor (basado en ASTM 5334-08), mientras que el contenido hídrico (θ) se obtuvo a partir de sondas capacitivas. El dispositivo experimental se mantuvo en una cámara isoterma para minimizar el efecto de la deriva térmica en las medidas. De ambas variables se obtuvo un registro de lecturas en continuo. El estudio de la variabilidad en la relación $\lambda(\theta)$ para este tipo de suelos ha presentado las variaciones en los valores de conductividad térmica más acusadas cuando el porcentaje de elementos gruesos es de alrededor del 35%, y para un contenido hídrico cercano a condiciones de saturación.

ABSTRACT. Developing soil macro-porosity could be considered as a direct effect of physical, chemical and eco-pedological processes, where the soil matrix has contact within coarse elements. Hence, macro-porosity acquire an special importance affecting the liquid phase as well as the gas phase, and therefore the soil thermal properties, as well.

The aim of this research is to evaluate the effect of the coarse elements on the total thermal conductivity (λ) for a sandy soil. The experiment with abandonment agricultural field soil samples (Pullman, WA, USA) was carried out. Several mass of gravels ($\text{kg}_{\text{gravels}} \cdot \text{kg}_{\text{soil}}^{-1}$) were added, using a target bulk density, and repacked in a soil column device.

The method used for measuring the thermal conductivity was the infinite heat pulse, based on ASTM 5334-08, moreover the water content (θ) was determined using capacitor probes (FDR probes). The experimental device was maintained inside a thermal chamber for controlling a

minimal thermal drift. Both variables was monitored with KD2-Pro and Em5b loggers, respectively. $\lambda(\theta)$ relationship presented higher variability with a 35% of coarse elements were added and the water content was close to saturation.

1.- Introducción

La expresión “*elemento grueso*”, en un suelo, hace referencia a toda partícula mineral que no es capaz de atravesar un tamiz con un diámetro de luz de 2000 μm . En general, y debido a las condiciones edafogénicas del propio suelo podemos encontrar este tipo de materiales en una relativa abundancia dentro del perfil edáfico. Desde hace décadas, algunos autores como Elbersen (1982) o Villani y Wright (1990) hacen mención de los efectos que pueden provocar los elementos gruesos en algunas propiedades de los suelos. García-Rodríguez (1985) presentó estudios cualitativos en relación a la masa, tamaño y profundidad donde se encuentran estos fragmentos del material parenteral que, todavía, no se han integrado en la matriz edáfica. Flint y Childs (1984) y Espeby (1989) comentan en sus trabajos los efectos que producen los elementos gruesos sobre la estructura y la porosidad del suelo, así como un aumento de la heterogeneidad y anisotropía del medio (Ingelmo et al., 1994).

Otra consecuencia, en los suelos, provocada directamente por este tipo de elementos, reside en el aumento de la dificultad de los diseños experimentales en campo. Principalmente, esto hace referencia a la instalación de sensores y dispositivos para el registro en continuo, sin alteración de la estructura edáfica, en este tipo de medios de elevada heterogeneidad.

Beven y Germann (1982) sugieren que la formación de la macroporosidad en los suelos es una consecuencia directa de los procesos físicos, químicos, y de cambios eco-edaforológicos en las áreas de contacto entre la matriz edáfica y los materiales gruesos. Así, esta macroporosidad, que es intrínseca al medio, adquiere especial relevancia, y afectará tanto la fase líquida como la gaseosa del medio (Bouma, 1983; White, 1985), y por tanto, a las propiedades térmicas del suelo. Otro aspecto a tener en cuenta es el control que ejercerán estos flujos, especialmente sobre el desarrollo del aparato radicular de la cubierta vegetal (Dexter, 1986).

Son diversos los factores que afectan a la conductividad térmica de un suelo. Por ejemplo, el tipo de suelo es un importante factor que determinará su conductividad, ya que ésta vendrá determinada por sus condiciones de formación, y por lo tanto, de su localización (Singh y Devid, 2000). Otra importante variable que interviene de forma directa, en el transporte del flujo térmico, es el contenido hídrico. Cuando la humedad en el medio edáfico incrementa, la conductividad térmica también lo hace, aunque más allá de cierto contenido hídrico la tasa de aumento de esta conductividad térmica empieza a decrecer hasta mantenerse constante (Campbell y Norman, 1998). Finalmente, una tercera variable que afectará a la conductividad térmica será la densidad aparente del suelo. Así, un suelo con una elevada densidad aparente disminuirá el espacio entre las partículas comportando la disminución del volumen de aire entre éstas, y por tanto un aumento de la conductividad térmica (Abu-Hamdeh, 2003).

El objetivo de este trabajo es evaluar la influencia que pueden presentar los elementos gruesos sobre la conductividad térmica (λ) de un suelo arenoso, pero debido a que existen numerosas variables que afectan a esta propiedad, y que en sí mismas tienen su propia λ , se dividió el ensayo en dos objetivos operativos, (i) caracterizar la conductividad térmica global del suelo a estudiar en función de la variable contenido hídrico, y (ii) determinar la influencia de elementos gruesos de un mismo tamaño sobre la conductividad térmica global del suelo.

2.- Metodología

Las muestras de suelo se obtuvieron de unas parcelas agrícolas en desuso situadas en el condado de Whitman, cercanas a la ciudad de Pullman, en el estado de Washington (46°4'N 117°1'W, USA). Después del tamizado de las muestras a 2000 μm , se mezclaron para obtener muestras compuestas del suelo desde superficie hasta los 15 cm de profundidad.

Para la caracterización física y química del suelo se determinaron las variables densidad aparente, contenido en carbono orgánico, contenido en carbonato cálcico, contenido en agua higroscópica, y la granulometría de la muestra, que determinó la clase textural (según Soil Taxonomy System).

La determinación de las propiedades hidrodinámicas y térmicas se realizó utilizando un dispositivo de columna de suelo de volumen conocido, siguiendo la pauta establecida por el estándar ASTM D5334-08. Se construyeron muestras sintéticas con diferentes porcentajes de elementos gruesos, gravas de 6-8 mm procedentes de la litología volcánica de la zona. Las gravas se distribuyeron en 10%, 25% y 35% gravas-masa_{suelo}⁻¹ seco al aire, respectivamente. Una vez obtenidas, las muestras se compactaron en el dispositivo de columna. Todas las gravas presentaban una morfología esférica obtenida de forma sintética.

Para la determinación de las propiedades térmicas se utilizaron sensores tipo KS-1 de aguja única, y un lector

data-logger KD2-Pro (Decagon Devices), con posibilidad de obtener un registro en continuo. Para la calibración de los sensores térmicos se utilizó un componente con base de glicerol suministrado por el fabricante.

La determinación del contenido hídrico se obtuvo a partir de sondas de reflectometría en el dominio de la frecuencia (FDR) ECH₂O EC-5 conectadas a un data-logger Em-5b (Decagon Devices).

Ambos sensores (térmico e hídrico), se colocaron verticalmente (perpendicular a la superficie de la muestra), lo que permitió observar el comportamiento térmico e hídrico integrado en profundidad, y por tanto, obtener un conjunto de datos de la dinámica térmica e hídrica con una profundidad de 6 cm y 5 cm, respectivamente.

Según la densidad aparente objetivo de la muestra, y el contenido volumétrico de agua que presentan estos suelos para un potencial mátrico (ψ) cercano a la capacidad de campo ($\psi_{\text{teórico}} = -33$ kPa), se calculó la dosis de aporte hídrico suficiente para mantener la muestra a los valores de humedad objetivo. La muestra se humectó siempre antes de ser compactada en la columna. El contenido hídrico se redistribuyó con la finalidad de lograr la máxima homogeneidad hídrica de la muestra. Posteriormente, se compactó en el dispositivo de columna hasta llegar a la densidad aparente objetivo.

Los escenarios con diferentes contenidos hídricos fueron 6, desde seco al aire hasta cercano a saturación.

Una vez la muestra sintética estuvo humectada y compactada en la columna, se colocaron 3 sensores KS-1 para la determinación de la conductividad térmica en cada muestra. Esto nos ayudaría a determinar la variabilidad por muestra (columna de suelo) y descartar, si los hubiere, errores del método. También, en la misma columna se colocaron dos sondas ECH₂O EC-5 para medir el contenido hídrico. Se esperó un mínimo de 30 minutos para que el sistema llegara a una condición de equilibrio termo-hidrodinámico. Para ello, se utilizó una cámara isotérmica auto construida (espuma aislante de alrededor de 20 mm de grosor) con la finalidad de lograr la mínima deriva térmica, tanto ambiental como la intrínseca de la propia muestra (Fig. 1). Los datos de la temperatura ambiental del interior de la cámara fueron recogidos utilizando una sonda ECT (Decagon Devices). Ésta, se conectó al mismo registrador de datos utilizado para la monitorización de los contenidos hídricos.

El intervalo de lecturas, en todos los casos, se determinó en 15 minutos entre cada registro. Este intervalo es el mínimo esperable para que el sistema retorne a sus condiciones de equilibrio, evitando así, que el flujo térmico utilizado durante el proceso de calentamiento del sensor afectara a la lectura siguiente.

El método utilizado para la determinación de las propiedades térmicas en general, y de la conductividad térmica en particular, se conoce como Flujo de Calor Lineal Infinito (sus siglas en inglés ILHS). El método, está basado en las soluciones teóricas desarrolladas sobre un

medio homogéneo por Carslaw y Jaeger (1959) y Kluitenberg et al. (1993).

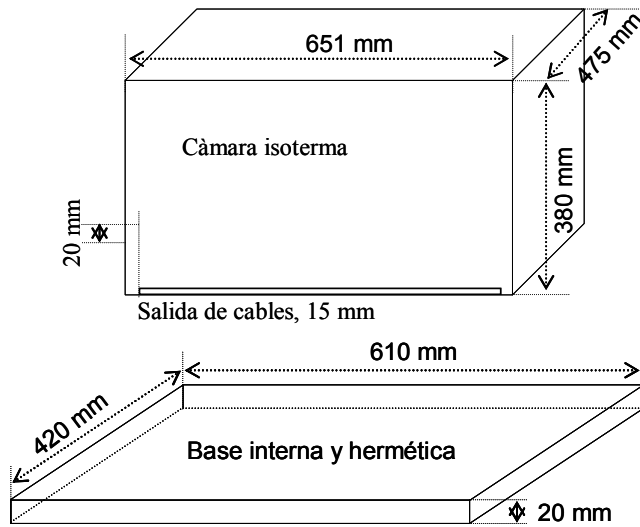


Fig. 1. Esquema de la cámara isoterma autoconstruida.

En nuestro caso, el medidor KD2-Pro funciona aplicando una fuente de calor que es generada por un calentador insertado en el propio sensor y durante un tiempo (pulso) determinado. Este aumento de temperatura del sensor (flujo térmico) se distribuirá a través del medio poroso, por ello, será necesario de un tiempo mínimo para que la muestra de suelo, una vez suministrado el pulso de calor, se recupere y pueda volver a sus condiciones iniciales. El dispositivo de medida utiliza una serie de algoritmos para analizar la temperatura durante ambos procesos (calentamiento y enfriamiento) que ocurren en el sensor y que presentan el mismo tiempo de medida. El KD2-Pro utilizará únicamente las dos terceras partes de los datos almacenados para obtener la medida de conductividad térmica, ignorando los 30 segundos iniciales durante los cuales el sensor está obteniendo información del medio y puede existir resistencia de contacto y/o otros factores que restarían precisión y fiabilidad en la medida. En este trabajo se ha incorporado mayor heterogeneidad y anisotropía en el medio con la adición de elementos gruesos. Por tanto, y atendiendo que, las determinaciones de conductividad térmica harán referencia a la conductividad térmica de cada fase y/o material por donde se transporta el flujo de calor, se ha preferido hablar de una conductividad térmica global del sistema, que diferenciará de la conductividad térmica de las gravas, el agua, el aire, y el propio suelo (*tierra fina*).

3.- Resultados y discusión

La caracterización del suelo estudiado (Tabla 1) mostró que las muestras se clasificaron como de textura arenosa (según USDA). La distribución granulométrica mostró que, para la fracción limo el contenido cercano al 7%, el contenido promedio de la fracción arena fue alrededor del

90%, mientras que la fracción arcilla presentó valores promedio de alrededor del 3%. La densidad aparente objetivo promedio de las muestras sin elementos gruesos estuvo alrededor de $1.55 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$, mientras que, las muestras que contenían las diferentes fracciones de estos fragmentos presentaron un valor promedio de densidad aparente alrededor de $1.34 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$. El contenido en materia orgánica fue de 1.2%, mientras que el contenido medio de carbonatos fue inferior al 3%. El contenido en sales determinado a partir de la conductividad eléctrica en extracto 1:2.5 mostró un valor de $0.27 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$, siendo su pH moderadamente básico (8.17). El contenido hídrico higroscópico se mantuvo en 1.1%.

Tabla 1. Caracterización de variables físicas y químicas. BD_{avg} = densidad aparente promedio; P_{avg} = porosidad promedio; C.E.= conductividad eléctrica pH =ext. 1:2.5; HW = agua higroscópica; Gasom= gasometría; LF=limo fino; LG=limo grueso; AT= arena total; Grav=gravimétrico; Poten=potenciométrico; Vol=volumétrico; Cond= conductimétrico; s-c/eg = sin, con elementos gruesos

Variable	Valor	Unidad	Método	Interpretación
HW 105°C	1.1	%	Grav.	
M. Orgánica	1,19	%	Poten.	Bajo
Arcilla	3.6	%	Grav.	
L.F.	1.0	%	Grav.	
LG.	5.7	%	Grav.	
A.T.	89.7	%	Grav.	
C.T. USDA	12			Arenosa
BD_{avg} s/eg	1.55	$\text{Mg}\cdot\text{m}^{-3}$	Vol.	En rango
BD_{avg} c/eg	1.34	$\text{Mg}\cdot\text{m}^{-3}$	Vol.	Sensible bajo
P_{avg} s/eg	41.5	%	Vol.	
P_{avg} c/eg	49.4	%	Vol.	
pH	8.17		Poten.	Moderado básico
C.E.	0.3	$\text{dS}\cdot\text{m}^{-1}$	Cond.	No limitante
Carbonatos	<3	%	Gasom.	Inapreciable

La Fig. 2, muestra los valores de conductividad térmica global obtenidos para un suelo arenoso sin elementos gruesos. Los gráficos muestran las réplicas de muestra realizadas en el ensayo, así como las réplicas de sensores para cada una de las muestras.

En general, los valores obtenidos están dentro del rango de los obtenidos por otros autores, como por ejemplo Al Nakshabandi and Kohnke (1964) para el mismo tipo de clase textural.

Los valores de conductividad térmica global obtenidos no difieren entre las réplicas en los diferentes escenarios de humedad. En todos los casos, el valor extremo, donde el suelo se encuentra con un contenido hídrico menor, y por tanto, las condiciones para la transmisión del flujo térmico son extremas, el valor promedio resultante fue de $0.15 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$, para las tres réplicas.

Para los puntos de la curva donde el suelo es altamente conductivo, es decir, alrededor del punto de saturación, los valores promedio de λ obtenidos fueron de 1.11, 1.16 y $1.16 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$ para las muestras réplica A, B y C, respectivamente.

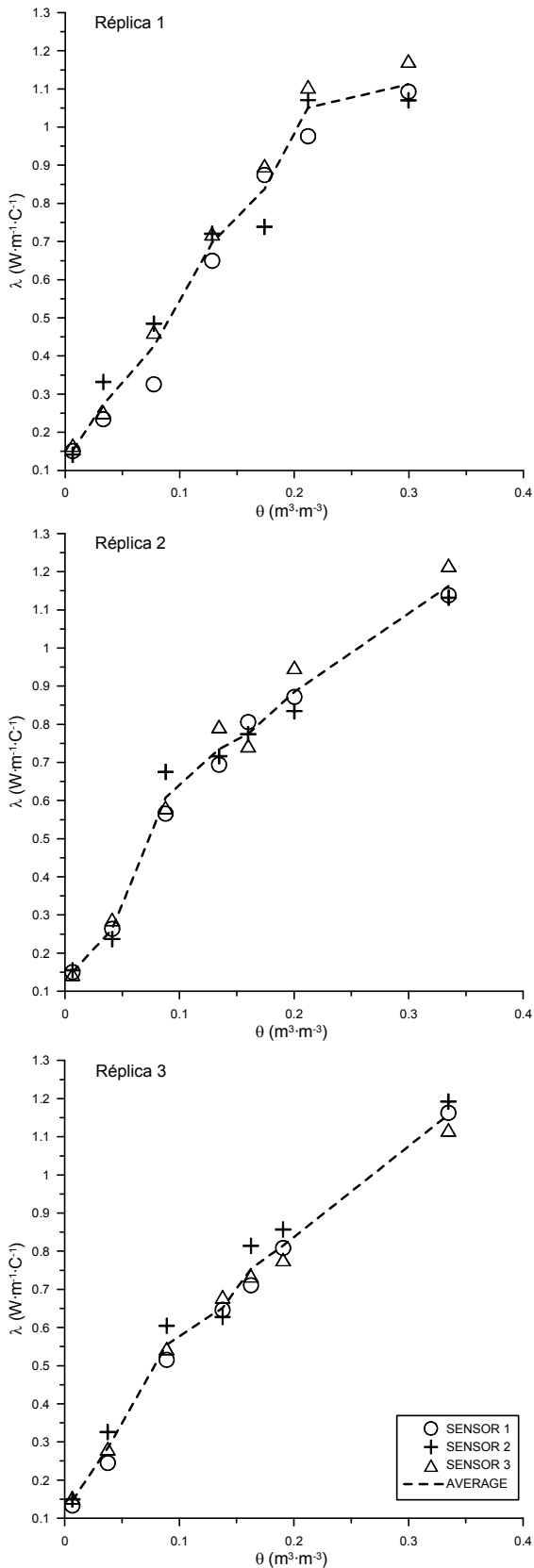


Fig. 2. Conductividad térmica global (λ) en función del contenido hídrico para un suelo sin elementos gruesos. Cada gráfica hace referencia a un réplica analizada.

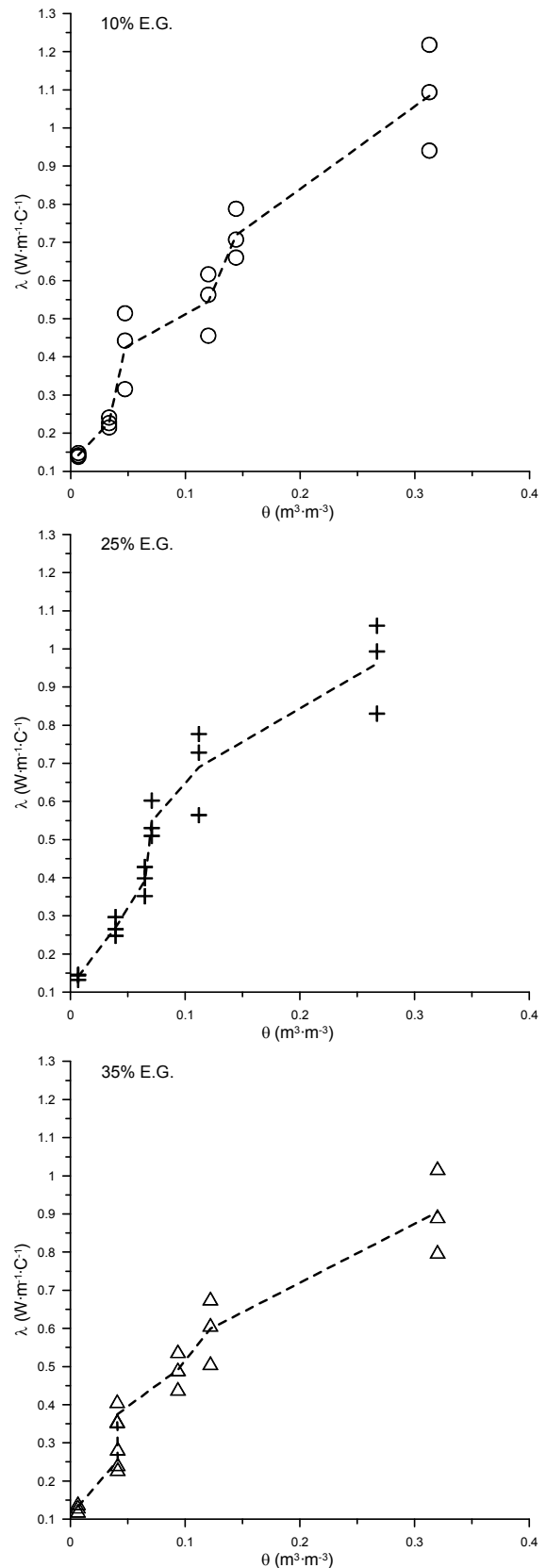


Fig. 3. Conductividad térmica global (λ) en función del contenido hídrico para un suelo con diferentes contenidos de gravas (10%, 25% y 35%). Los símbolos indican valores promedio para cada sensor en cada tipo de muestra con E.G. y para cada punto de humedad.

En detalle, el comportamiento de los sensores dentro de cada réplica ha presentado la misma dinámica, con coeficientes de variación con respecto a la conductividad térmica global que pueden considerarse de bajos a muy bajos, estando éstos en el rango de 5-17% para la réplica A, entre 2 y 8% en la réplica B; y alrededor de entre 3 y 12% para la réplica C. Así, se puede considerar que, el error del propio método no interfirió, o fue imperceptible, en la determinación de la λ en función de diversos estados de humectación para las muestras analizadas, presentando todas ellas una dinámica hídrica y térmica prácticamente idéntica.

El siguiente experimento, se basó en la intercalación de manera aleatoria de elementos gruesos en el mismo suelo. Los elementos gruesos presentaron la misma morfología y tamaño y fueron homogeneizados con la muestra de suelo. La Fig. 3, muestra los resultados obtenidos para tres porcentajes diferentes de elementos gruesos, 10%, 25% y 35%.

En términos generales, se puede observar que, cuando la muestra está seca al aire, los valores de conductividad térmica global son prácticamente los mismos, independientemente de la cantidad de elementos gruesos que alberga la muestra.

Sin embargo, cuando la muestra se encuentra en condiciones cercanas a saturación, el comportamiento varía según la cantidad que tenga de estos fragmentos.

Un análisis detallado de la Fig. 3, pone de manifiesto que existe un área bien definida en la relación conductividad térmica global en función del contenido hídrico $\lambda(\theta)$. Esta, presenta valores de conductividad térmica global muy similares entre ellos, siendo la variable elemento grueso poco significativa, sobretodo para los contenidos de 10% y 25% de elementos gruesos. La muestra con un contenido en elementos gruesos del orden de 35%, mostró para estos mismos contenidos hídricos, una cierta homogeneización de los valores determinados para λ , es decir, una menor dispersión de éstos.

La muestra con un 10% ($\text{masa}_{\text{gravas}} \cdot \text{masa}^{-1}_{\text{muestra}}$), presentó un valor mínimo de λ de alrededor de $0.14 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$ y máximo de $1.08 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$. Para la muestra con un 25% ($\text{masa}_{\text{gravas}} \cdot \text{masa}^{-1}_{\text{muestra}}$) los valores fueron del orden de 0.14 y $0.96 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$, respectivamente. Finalmente, la muestra con 35% ($\text{masa}_{\text{gravas}} \cdot \text{masa}^{-1}_{\text{muestra}}$) mostró los valores mínimo y máximo más bajos, 0.13 y $0.91 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$. Estas diferencias entre valores para los diferentes contenidos en gravas se podrían relacionar con un aumento en la macroporosidad (Johansen, 1975; Vanpelt, 1976; Oschner et al., 2001) de la muestra, a la vez que existe una disminución en el contenido de material más fino que, funcionaría en la retención hídrica y en el aumento de poros de un menor tamaño.

La adición de gravas calibradas como elementos gruesos, conllevó que este tipo de suelos de textura arenosa presentó divergencias en los valores de conductividad térmica para un mismo contenido hídrico. En cualquier caso, y para todos los porcentajes de gravas, los valores de conductividad térmica global a partir de alrededor $0.05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ en contenido hídrico y hasta cerca de saturación, presentaron un descenso en su capacidad de transporte del flujo de calor. Por tanto, a medida que los contenidos en

gravas aumentaron, los valores de conductividad térmica fueron disminuyendo, presentando un mínimo de λ ($0.13 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$) para un contenido en gravas del 35% $\text{masa}_{\text{gravas}} \cdot \text{masa}^{-1}_{\text{muestra}}$. Para este tipo de suelos, las porosidades superiores al 5% ($\text{vol}_{\text{aire}} \cdot \text{vol}_{\text{suelo}}^{-1}$) pueden presentar un rol crítico en cuanto a la conductividad térmica global del medio, que se volverá más estable cuando progresivamente se acerque a condiciones de saturación (Naidu y Singh, 2004).

La no linealidad en los valores de curva de conductividad térmica global y su relación con los diferentes contenidos en gravas para un suelo arenoso, podría explicarse atendiendo a las diferentes variables que se interrelacionan en el experimento. Las disminuciones en los valores de λ cuando el porcentaje de gravas aumenta se relacionarían con la propia conductividad térmica de los fragmentos añadidos, atendiendo que, la conductividad térmica de un suelo es la suma de las conductividades térmicas de los diferentes materiales y fases que lo forman (Campbell et al., 1994, Rubio et al., 2009).

Por otro lado, la monitorización de la temperatura de la muestra y de la cámara isoterma presentó una oscilación térmica prácticamente inapreciable, del orden de $0.8 \text{ }^\circ\text{C}$, manteniéndose las condiciones de equilibrio termo-hidro-dinámico en el interior del dispositivo de columna de suelo. En diversos estudios (De Vries, 1963; Campbell y Jungbauer, 1994; Campbell y Norman, 1998), se observó que, en un suelo húmedo, entre el 10% y el 20% del calor transferido se realizaba en forma de calor latente a través del medio poroso. Este componente en forma de calor latente está fuertemente influenciado por la temperatura, y aumenta el doble de su valor para cada incremento de temperatura de $10 \text{ }^\circ\text{C}$. Por tanto, en nuestro caso, la variable temperatura produjo mínimos efectos en la conductividad térmica global, ya que la oscilación térmica, tanto en el interior de la muestra como, en la temperatura ambiente fueron inferiores a $1 \text{ }^\circ\text{C}$.

Por el contrario, los valores de λ que se relacionan con las muestras *con* o bien *sin* contenidos de gravas, pero que su contenido hídrico está por debajo de $0.10 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ podrían explicarse en base a la lámina de agua que rodea a los elementos gruesos (Al Nakshabandi and Kohnke, 1964). La fase líquida del medio causaría una medida de λ , por parte del sensor térmico, más cercana a la conductividad térmica del agua ($\lambda_{\text{agua}} \cong 0.58 \text{ m} \cdot \text{K} \cdot \text{W}^{-1}$), que a la esperable debida al aumento de la macroporosidad que se produce por el incremento de fragmentos gruesos en la muestra. En este caso, la relación más clara podría deberse a un incremento de la fase líquida y gaseosa del suelo (Koorevaar et al., 1983), esta última cuando se establece el calentamiento del medio por parte del sensor y, que explicaría estos valores de conductividad térmica. En este caso, el flujo de calor se produciría mediante el concurso de diferentes mecanismos de transporte. A través del material sólido el flujo de calor se realiza por conducción, mientras que, a través de los poros, actuarían en paralelo los mecanismos de conducción, convección (Jackson & Taylor 1965).

4.- Conclusiones

Los suelos que presentan elevados contenidos en elementos gruesos si se comparan con el mismo suelo sin gravas, muestran variaciones en el comportamiento tanto de sus propiedades hídricas, como de sus propiedades térmicas, ya que, éstas se encuentran íntimamente relacionadas.

Las diferencias más acusadas en los valores de conductividad térmica global se observaron cuando los porcentajes de gravas fueron del orden del 35% $\frac{\text{masa}_{\text{gravas}}}{\text{masa}_{\text{muestra}}}$. Probablemente, este hecho fue debido a la mayor porosidad de gran diámetro que comportó el incremento en la muestra del porcentaje de gravas. Esta macro-porosidad, en condiciones cercanas a saturación contribuyó al aumento de la conductividad térmica global a través de la lámina de agua, sin embargo, cuando la muestra estuvo en condiciones limitantes de humedad, los macroporos aumentaron el volumen de aire, y por tanto, una menor λ .

Por el contrario, para porcentajes de gravas inferiores al anterior mencionado, la dinámica hídrica y térmica fue similar. Sin embargo, las mayores diferencias siempre se encontraron cuando el suelo estuvo cercano a un estado de saturación, siendo siempre los valores de conductividad térmica global más elevados para las muestras sin contenidos en gravas. La geometría y grosor de la película de agua que rodea a las partículas de suelo, tuvo una especial relevancia en el proceso, ya que parte del flujo de calor en medios como el suelo se transporta por conducción entre las diferentes fases. Parte de este calentamiento, fue debido a la propia dinámica del método. Las divergencias en λ sobre los resultados obtenidos fueron mínimas para contenidos hídricos considerados de higroscópicos, y máximas para escenarios que presentaron una humedad superior al 10% en contenido volumétrico de agua para este suelo arenoso.

Agradecimientos. Este trabajo fué financiado por Lab-Ferrer Soils and Environmental Consulting Center y Decagon Devices, Inc.. Los autores agradecen la colaboración al Dr. G. S. Campbell, Dr. C. S. Campbell de Decagon Devices, Inc., y de la University of Washington State (Pullman, WA, USA), por sus comentarios y dedicación. Así mismo, se quiere hacer especial mención al convenio entre LabFerrer y el Departamento de Ingeniería Agroalimentaria y Biotecnología de la Universidad Politécnica de Cataluña.

5.- Bibliografía

Abu-Hamdeh, N.H. 2003. Thermal properties of soils as affected by density and water content. *Biosystems Engineering*, 86(1):97-102.

Al Nakshabandi, G. y Kohnke, H., 1965. Thermal conductivity and diffusivity of soils as related to moisture tension and other physical properties. *Agricultural Meteorology*, 2: 271-279.

Beven, K. y Germann, P., 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.*, 18(5): 1311-1325.

Bouma, J., 1983. Use of soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. *Agric. Water Manage.*, 6: 177-190.

Campbell, G. S., Jungbauer, Jr. J.D., Bidlake, W.R. y Hungerford, R.D., 1994. Predicting the effect of temperature on soil thermal conductivity. *Soil Sci.* 158:307-313.

Campbell, G. S. y Norman, J. M., 1998. *An Introduction to Environmental Biophysics*, 2nd Ed. Springer Verlag, New York.

Carlsaw, H.S. y Jaeger, J.C., 1959. *Conduction of heat in solids*. Oxford University Press.

DeVries, D.A., 1963. Thermal properties of soils. In: W.R. van Wijk (Editor), *Physics of plant environment*. North-Holland Publishing Co., Amsterdam, pp. 210-235.

Dexter, A., 1986. Model experiments on the behaviour of roots at the interface between a tilled seed-bed and a compacted sub-soil. *Plant Soil*, 95, 135-147.

Elbersen, G., 1982. Mechanical replacement processes in mobile soft calcic horizons; their role in soil and landscape genesis in an area near Merida, Spain. *Agricultural Research Report* 919, ITC, Wageningen, 220 pp.

Espeby, B., 1989. Water flow in a forested till slope: Field studies and physically based modelling. Report 1052, Tritakut Series. Department of Land and water Resources. Royal Institute of Technology, Stockholm, 1-33.

Flint, A. y Childs, S. 1984. Physical properties of rock fragments and their effect on available water in skeletal soils. In: D. Kral (Editor), *Erosion and Productivity of Soils Containing Rock Fragments*, 13. *Soil Science Society America*, Madison, WI, 91-103.

García-Rodríguez, A. (Editor), 1985. Estudio edáfico de la provincia de Valladolid: mapa de suelos, escala 1 : 100.000 de la zona situada al sur del río Duero, 1. *Consejo Superior de Investigaciones Científicas*. Salamanca, 206 pp.

Ingelmo, F., Cuadrado, S., Ibañez, A. y Hernandez, J. 1994. Hydric properties of some Spanish soils in relation to their rock fragment content: implications for runoff and vegetation. *Catena*, 23, 73-85.

Jackson, R.D. y Taylor, S.A., 1965. Heat Transfer. In: BLACK, C.A. (ed): *Methods of soil analysis*. Agronomy Series 9. American Society of Agronomy. Madison.

Johansen, O., 1975. *Thermal conductivity of soils*, Ph.D. Thesis, Trondheim, Norway.

Kluitenberg, G.J.; Ham, J.M. y Bristow, K.L. 1993. Error analysis of the heat pulse method for measuring soil volumetric heat capacity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57: 1444-1451

Koorevaar, P., Menelik, G. y Dirksen, C. 1983. *Elements of soil physics*. Develop. in soils science 13. Elsevier, New York, 230 p.

Naidu, A.D. y Singh, D.N. 2004. A generalized procedure for determining thermal resistivity of soils. *International Journal of Thermal Sciences* 43, 43-51

Ochsner, T.E., Horton, R. y Ren, T., 2001. A new perspective on soil thermal properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65, 1641-1647.

Rubio, C.M., Josa, R., Cobos, D.R. y Ferrer, F. 2009. Determinación de la resistividad térmica en función de la humedad precedente para un suelo franco limoso con diferentes porcentajes de gravas. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo*, Vol. IX, 206-211

Singh, D.N. y Devid, K. 2000. Generalized relationships for estimating soil thermal resistivity. *Experimental Thermal Fluid Sci.*, 22, 133-143.

Vanpelt, D.J., 1976. *Thermal conductivity measurements of crushed stone and gravel aggregate*, CRREL Technical Note, Unpublished.

Villani, M. y Wright, R. 1990. Environmental influences on soil macroarthropod behaviour in agricultural systems. *Annu. Rev. Entomol.*, 35, 249-269.

White, R., 1985. The influence of macropores on the transport of dissolved and suspended matter through soil. *Adv. Soil Sci.*, 3, 89-120.

VARIABILIDAD EN LA RELACIÓN ENTRE LA CONDUCTIVIDAD TÉRMICA Y EL CONTENIDO HÍDRICO EN FUNCIÓN DE LA CANTIDAD DE ELEMENTOS GRUESOS PARA UN SUELO ARENOSO. Parte II

C.M. Rubio^{1,2}, G.S. Campbell³, F. Ferrer²

¹ Dept. Ingeniería Agroalimentaria y Biotecnología. Univ. Politécnica de Catalunya. carles.rubio@upc.edu

² Dept. Biofísica Ambiental y Suelos. Lab-Ferrer Soils and Environmental Consulting. carles@lab-ferrer.com

³ Dpt. Soil Physics. Decagon Devices, Inc. (Pullman, WA, USA). gaylon@decagon.com

RESUMEN. La conductividad térmica (λ) de suelos que contienen elementos gruesos depende, en general, de las diferentes conductividades térmicas de los diferentes volúmenes de las fracciones suelo y “roca”. Se asume que el suelo se trata de un medio continuo, mientras que los elementos gruesos (partículas homogéneas diámetro superior a 2 mm) presentan un valor de conductividad térmica constante; el cual no manifiesta cambios con el aumento del contenido hídrico, no así la matriz edáfica. La propuesta de este trabajo es la estimación de la conductividad térmica, en condiciones de laboratorio y a temperatura ambiental, para un suelo arenoso utilizando una modificación del modelo de De Vries (1963), que asume una λ expresada como la suma de todas las λ de los componentes del medio. El modelo utilizado es el propuesto por Campbell et al. (1994), donde se intenta reducir la subjetividad y complejidad de la aproximación de De Vries, definiendo factores como por ejemplo la conductividad térmica “fluida”, que asegura una continuidad del flujo térmico dependiente de la temperatura. Otra particularidad es que, este modelo no considera los elementos gruesos del medio. Para el desarrollo del trabajo se tomaron los datos de conductividad térmica obtenidos en experiencias anteriores (Rubio et al., Parte I). Se parametrizó el modelo según valores de la literatura y las densidades aparentes obtenidas experimentalmente. Los valores estimados de conductividad térmica ajustaron muy aceptablemente a los valores observados, mostrando un valor promedio en el cálculo del error cuadrático medio de alrededor de 4% para las muestras de suelo, y de alrededor de 3.6% para las muestras de suelo que contenían elementos gruesos.

ABSTRACT. The work presents the study of the relationship between the thermal conductivity and water content for stony sandy soils under laboratory conditions. The samples were obtained from an agricultural plots close to city of Pullman, state of Washington (46°4'N 117°1'W, USA). Our proposal is for estimating the thermal conductivity at laboratory scale, and not dependence of the temperature, using a modified [De Vries, 1963] model. The model used to predict was developed by [Campbell et al., 1994]. A special feature of the model is that it is not consider a coarse elements in their predictions, therefore the authors though it was a good challenge for the experiment. The determination of the thermal conductivity was performed with a thermal sensor of single needle, which uses the infinite line heat source method. The experiments were carried out using a monitorized soil columns devices

where the water content and thermal properties were continuously recorded. Different percentages of gravels were added to the soil samples (10%, 25%, 35% and no gravels). The estimated values obtained with the model fitted very acceptability to the observed values, showing a dispersion mean value around 4% for the soil samples without coarse elements, 3.6% on the whole of soil samples with coarse elements.

1.- Introducción

La conductividad térmica global (λ) de suelos que contienen gran cantidad de elementos gruesos depende, básicamente, de las diferentes conductividades de las fracciones suelo y “piedras” que contenga.

Si se conocen los valores de ambos componentes, uno de los modelos más utilizados para el cálculo de la conductividad térmica es el de De Vries (1963), asumiendo que los elementos gruesos, de *per sé*, presentan un valor de conductividad térmica constante, invariable con los aumentos de humedad, mientras que, el suelo, es un medio continuo que sí puede presentar variabilidad en función de los contenidos hídricos, mineralogía y grado de compactación. La λ para esta “mezcla” de matrices, según De Vries podría calcularse con la siguiente ecuación;

$$\lambda_{\text{suelo}} = \frac{[(\phi_a \xi_a \lambda_a) + (\phi_g \xi_g \lambda_g) + (\phi_m \xi_m \lambda_m)]}{[(\phi_a \xi_a) + (\phi_g \xi_g) + (\phi_m \xi_m)]} \quad (1)$$

En el desarrollo de la ecuación 1, existen factores de forma, es decir, factores que calcularán la esfericidad y elongación de los elementos gruesos asignándoles un valor, y que facilitarán el cálculo de los factores de ponderación ξ con sus subíndices (agua, gas y mineral, respectivamente). Otro factor es el que dependerá del volumen ϕ y de las propias conductividades térmicas de cada fracción o material.

Sin embargo, en ocasiones no disponemos de cierta información requerida, sea bien porque no existe, por ser obsoleta, bien por la dificultad que entraña su obtención. En estos casos, trabajar con un tipo de información menos compleja o menos difícil de obtener nos puede facilitar la labor experimental.

Son muchos los autores, como por ejemplo Hillel (1982), Marshall y Holmes (1988), Wu y Nofziger (1999) que, en