

A TALAJ HŐÁRAMLÁSÁNAK MODELLEZÉSE

HUZSVAI LÁSZLÓ, SZÓKE SZILVIA

Debreceni Egyetem, Gazdaságtudományi Kar, Agrári Gazdaság és
Módszertani Intézet, Kutatásmódszertan és Statisztika Tanszék
4032 Debrecen, Böszörményi út 138.

E-mail: huzsvai.laszlo@econ.unideb.hu

ÖSSZEFOGLALÁS

A talaj hőforgalmának ismerete a mezőgazdasági kutatásban elengedhetetlen, mert a növények életfolyamatait a talaj hőmérséklete befolyásolja. Napjainkban a talaj hőforgalmát, vagy mérjük, vagy modellezzük. Jelen munkánkban Sang-Ok Chung és Robert Horton (1987) által készített eljárást próbáltuk ki. Az eredeti hőáramlási modellt átírtuk R nyelvre, és vizsgáltuk a modell jóságát. A modell tesztelését a Szász Gábor által vezetett Debrecen Kismacs Agrometeorológiai Observatórium 2001. év májusi adatai alapján végeztük. Az állomáson rövidre nyírt gyepe alatt három mélységben (5, 25 és 50 cm) 15 percenként egy automata mérő és adatgyűjtő végezte a méréseket. Összesen 2 976 időpontban álltak rendelkezésünkre a három réteg talajhőmérsékleti adatai. Felső határértéknek az 5 cm, alsó határértéknek az 50 cm-es réteg hőmérsékletét használtuk. A 25 cm-es mélység hőmérsékletét modelleztük, és összehasonlítottuk a ténylegesen mért értékekkel. Szisztematikus hibát észleltünk, ami származhat a modell vagy a mérés hibájából. Következtetésünk az volt, hogy a talaj hőmérsékletének modellezéséhez nélkülözhetetlen a víz és páraáramlás egyidejű becslése, mert ezek a tényezők erős kölcsönhatásban vannak egymással.

BEVEZETÉS

A talaj hőforgalmának ismerete a mezőgazdasági kutatásban elengedhetetlen, mivel a - vetőmagvak csírázása - kalászosok bokrosodása - növények ásványi táplálkozása - gyökerek növekedése és légzése - talajmikrobák élete - növényi maradványok bomlási folyamata - szerkezetképződés - a víz mozgása a talajban (folyékony és pára alakjában) - a talaj mállási folyamata - stb. erősen függ a talaj hőmérsékletétől. Napjainkban a talaj hőforgalmát, vagy mérjük, vagy modellezzük. Az első számítógépes hőforgalmi modellek az 1970-es években készültek (HANKS ET AL., 1971). Jelen munkánkban SANG-OK CHUNG és ROBERT HORTON (1987) által készített eljárást fogjuk kipróbálni. Az eredeti programot Fortran nyelven 1986 szeptemberében jelentették meg (JOHN HANKS, J. T. RITCHIES, 1991). Ebben a programban egy vízáramlási modell is van, azonban leírásuk alapján, ha a talaj felső és alsó határértékének hőmérsékletéről mért adatokkal rendelkezünk, a köztes rétegek hőmérsékletének modellezéséhez már nem kell a vízáramlási modellt futtatni. Az eredeti hőáramlási modellt átírtuk R nyelvre (R CORE TEAM, 2013), és vizsgáltuk a modell jóságát.

ANYAG ÉS MÓDSZER

A modellezés során az alábbi hőtani fogalmakat (fajhő, sűrűség, hőkapacitás, hővezetés, hőmérsékletvezetés) és értékeiket használtuk (1. táblázat).

1. táblázat: Néhány a talajban megtalálható anyag hőtani paramétere

Anyag	Fajhő (J/g °C)	Sűrűség (g/cm ³)	Hőkapacitás (J/cm ³ °C)
Víz	4,2	1	4,2
Levegő	1	0,0012	0,0012
Homok	0,84	2,5952	2,18
Agyag	0,92	2,7173	2,5
Humusz	1,7	1,6	2,72
Jég	2,1	0,8952	1,88

Természetes körülmények között a talaj hőkapacitása az alkotórészek arányától függ, melyek közül a szilárd alkotó részek és a változó nedvességtartalom a legmeghatározóbbak.

A NEDVES TALAJ HŐKAPACITÁSA

$$C_V = \rho_m 0,84 \frac{J}{g^\circ C} + N_{fr} 4,2 \frac{J}{cm^3 \cdot ^\circ C} + L_f 0,0012 \frac{J}{cm^3 \cdot ^\circ C} \quad (1)$$

vagy, ha elhanyagoljuk a levegőt

$$C_V = \rho_m \left(0,84 \frac{J}{g^\circ C} + N_{\text{örmeg}} 4,2 \frac{J}{g^\circ C} \right) \quad (2)$$

A fentiek figyelembevételével a „V” térfogatban a kicserélt hőenergia Q_q mennyisége a kezdeti T_1 és a végső T_2 hőmérséklettelől függ.

$$Q_q = C_V V (T_2 - T_1) = C_V V \Delta T \quad (3)$$

A hőkapacitás a fajhő és sűrűség szorzata. A természetes állapotú talaj esetében nem a talajsűrűségével (r , amely a szilárd részek sűrűsége) kell számolni, hanem a talaj térfogattömegével (r_m). A talaj nedvességtartalmának növekedésével lineárisan, egyenes arányban nő a talaj hőkapacitása.

A talaj hővezetése, molekuláról molekulára terjedő hőenergia átadása, úgy hogy az anyag részecskéi a helyükön maradnak. Az áramló hőenergia mennyisége Q_q egyenlő a hővezető képesség K_q , a felület A , az idő t és a hőmérsékleti gradiens $\Delta T/\Delta z$ szorzatával (4).

$$Q_q = -K_q A t \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (4)$$

ahol:

Q_q : hőmennyiség (J)

K_q : hővezetési tényező ($W m^{-1} ^\circ C^{-1}$)

A : felület (m^2)

t : idő (s)

ΔT : hőmérsékletkülönbség ($^\circ C$)

Δz : hosszúság (m)

A talaj hőmérsékletvezető képessége a hővezető képesség és hőkapacitás hányadosa, ezt használja a modell is.

A HŐÁRAMLÁS MODELLEZÉSE

A talaj hőgázdálkodásának modellezése két nagy részre bontható:

1. Az energia szétosztása a talajfelszínén,
2. A talajszelvényben a hőmérséklet eloszlásának, áramlásának modellezése.

Mi csak az utóbbival foglalkozunk ebben a dolgozatban.

A talajban végbemenő hőáramlást az alábbi összefüggéssel lehet leírni:

$$G = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (5)$$

ahol:

G : talaj hőforgalma (pozitív, lefelé irányuló) ($MJ m^{-2} d^{-1}$)

λ : hővezetési tényező ($W m^{-1} ^\circ C^{-1}$)

A : felület (m^2)

ΔT : hőmérsékletkülönbség ($^\circ C$)

Δz : hosszúság (m)

A G változó függ az ismeretlen talajfelszín hőmérséklettől. Ahhoz, hogy a talajfelszín hőmérsékletét ki tudjuk számítani, először az egyenlet jobb oldalát numerikusan kell közelíteni. Ehhez CHUNG ÉS HORTON (1987) az alábbi formulát javasolta:

$$G = -\lambda \left(\frac{T_2 - T_s}{\Delta z} \right) + (T_s - T_1) C \frac{\Delta z}{2\Delta t} \quad (6)$$

ahol:

G : talaj hőforgalma (pozitív, lefelé irányuló) (MJ m⁻² d⁻¹)

λ : hővezetési tényező (W m⁻¹ °C⁻¹)

T_s : talajfelület hőmérséklete az aktuális időben (°C)

T₁ : talajfelület hőmérséklete az előző időpontban (°C)

T₂ : a második talajréteg hőmérséklete az előző időpontban (°C)

C : a talaj felső rétegének hőkapacitása (J m⁻³ °C⁻¹)

Δz : függőleges térbeli lépték (m)

Δt : időlépték (s)

A talajfelszín hőmérsékletét numerikus módon lehet számítani az időléptéknek megfelelően. Az energiamérleget JAMES ET AL. (1977) gyökkeresési algoritmussal oldotta meg.

HŐÁRAMLÁSI MODELL AZ R-BEN

Az ismertetésre kerülő modell az egydimenziós függőleges hőáramlást modellelzi. Ennek az analitikus leírása:

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (7)$$

ahol:

C : a talaj hőkapacitása (J m⁻³ °C⁻¹)

T : talajhőmérséklet (°C)

λ : hővezetési tényező (W m⁻¹ °C⁻¹)

∂t : időlépték (s)

∂z : függőleges térbeli lépték (m)

A talaj hővezetési tényezője (λ) azonban nem állandó, erőteljesen függ a talaj víztartalmától, ami ráadásul változik a mélység és idő szerint is.

A talaj hőkapacitásának becslésére a 2. egyenletet, a hővezető képesség meghatározására MCINNES, (1981) algoritmusát használtuk. Az algoritmus alapján a hővezető képesség függ a talaj térfogattömegtől, kvarctartamától (mivel a kvarc nagyon jó hővezető), agyagtartalmától és nedvességtartalmától.

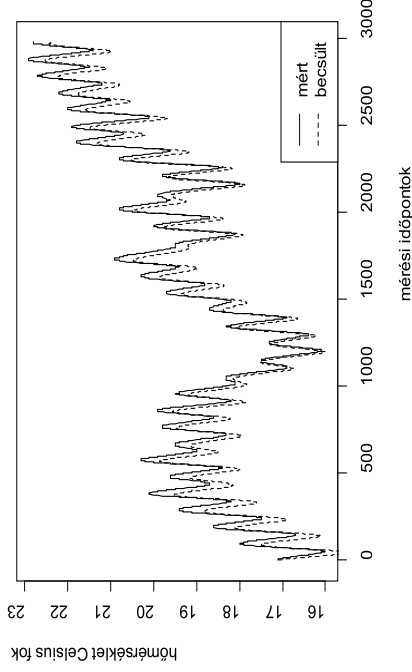
Az eredeti cikkben a szerzők a tridiagonális mátrix megoldásához a Thomas algoritmust használják. Ezt az algoritmust mi is átírtuk R-nyelvre, amely tökéletesen működött. Azonban az R környezetben felesleges használni a Thomas algoritmust, mert a beépített lineáris egyenletrendszer megoldó algoritmus (solve()) ugyanazt az eredményt adja, csak az együttátható mátrixot kell valódi tridiagonális mátrix formában megadni.

A modell tesztelését a Szász Gábor által vezetett Debrecen Kismacs Agrometeorológiai Observatórium 2001. év májusi adatai alapján végeztük. Az állomáson rövidre nyírt gyep alatt három mélységben (5, 25 és 50 cm) 15 percenként egy automata mérő és adatgyűjtő végzi a méréseket. Összesen 2 976 időpontban (31 nap * 24 óra/nap * 4/óra) álltak rendelkezésünkre a három réteg talajhőmérsékleti adatai. Felső határrétegnek az 5 cm, alsó határrétegnek az 50 cm-es réteg hőmérsékletét használtuk. A 25 cm-s mélység hőmérsékletét modelleztük, és összehasonlítottuk a ténylegesen mért értékekkel.

A talaj homokos vályog fizikai féleség, térfogattömege: 1,4 g/cm³, agyagtartalma: 20%, kvarctartalma: 8%, a modellezés során 20%-s nedvességtartalmat használtunk minden rétegben. Ezen értékek alapján a rétegek hőmérsékletvezető képessége MCINNES (1981) szerint 8,7E-7 m²/s adódott.

EREDMÉNYEK

A modellezett és mért hőmérsékleti adatokat a 1. ábra mutatja.



1. ábra: A 25 cm-es réteg mért és modellezett hőmérséklete, Debrecen, 2001. május, 15 perces mérések

A modellezett értékek jól illeszkednek a mért értékekre, azonban gyakran alulbecsülik a tényleges értékeket.

A MODELL JÓSÁGA

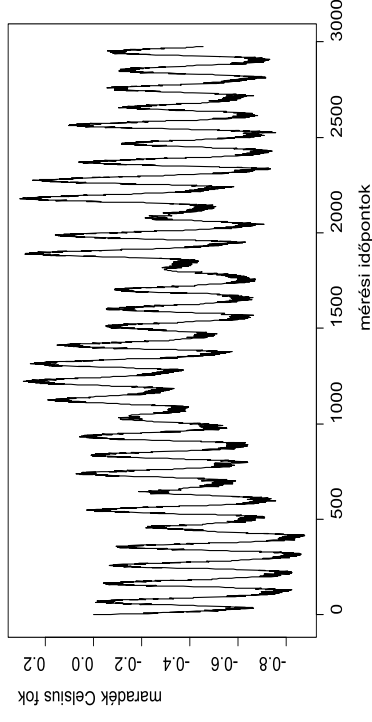
A modell jóságát a mért és modellezett hőmérsékletek közötti maradékok elemzésével minősítettük a legegyszerűbb statisztikai módszerekkel.

Akkor jó egy determinisztikus modell, ha a mért és modellezett értékek közötti maradékok

1. Függetlenek,
2. Normális eloszlású nulla várható értékű,
3. Homoszkedasztikus (a varianciák mindenhol egyformák).

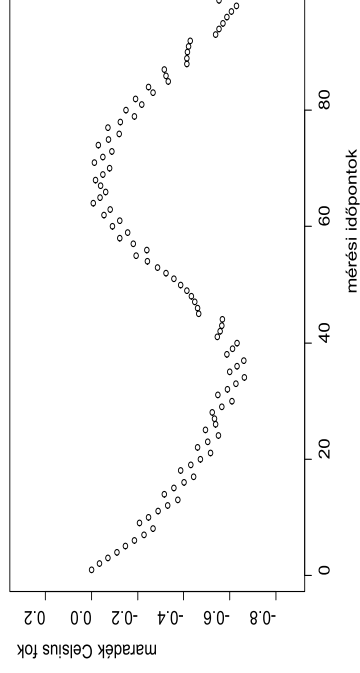
A 2. ábra mutatja az idő függvényében a hibákat. Megfigyelhető egy hullámlás, amely valószínűleg a talaj nedvességtartalmának változásából ered, amely folyamatosan módosítja a rétegek hőmérsék-

letvezető képességét. Mivel nem álltak rendelkezésünkre nedvességadatok, ezért a modellt állandó 20 térfogat százalékos nedvességet feltételezve futtattuk.



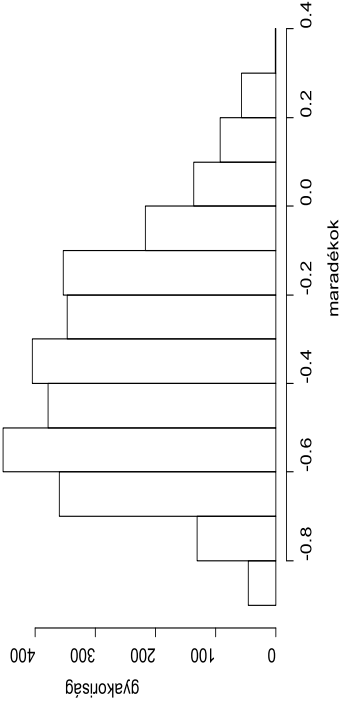
2. ábra: A 25 cm-s réteg mért és modellezett hőmérsékletének különbsége, Debrecen, 2001. május, 15 perces mérések

Az első feltétel tehát nem teljesül maradéktalanul, mert az idő függvényében folyamatosan változik a maradék nagysága. Ráadásul van egy napi szabályos ingadozása is, amely naponta szinuszosan ismétlődik. Ebből adódóan a mért időszakban 31 csúcspot lehet elkülöníteni.



3. ábra: A 25 cm-s réteg modellezett hőmérsékletének hibái, Debrecen, 2001. május 1. 15 perces mérések

A maradékok hisztogramját a 4. ábra mutatja. Az eloszlás balra dől, a legtöbb érték a negatív tartományba esik, amely összhangban van a korábban említettekkel.



4. ábra: A 25 cm-s réteg modellezett hőmérsékletének hibái, Debrecen, 2001. május

Az egymintás Kolmogorov-Smirnov teszt alapján a maradék nem normális eloszlású, határozottan aszimmetrikus. A maradékok várható értéke $-0,35\text{ }^{\circ}\text{C}$.

A fenti hibák kiküszöbölésére a modellben módosítottuk az átlagos hőmérsékletvezető képesség becslését, amely az eredeti modellben egyszerű számtani átlagként szerepel. Horton és Chung is megemlíti cikkében, hogy a mértani átlag lehet, hogy jobb a két réteg közötti átlagos hőmérsékletvezető képesség becslésére, de nem alkalmazták modelljükben. Kipróbáltuk a mértani átlagot, és nem találtuk jobbnak az egyszerű számtani átlagnál, ugyanúgy megmaradtak a hibák.

A modell homoszkedasztikuságának megítélését a 2. ábra segíti. A maradékok ingadozásának mértéke függ az időtől, tehát nem állandó, azaz a harmadik feltétel sem teljesül.

KÖVETKEZTETÉSEK ÉS JAVASLATOK

Jelen munkánkban megvizsgáltuk a CHUNG ÉS HORTON (1987) által készített hőáramlási modellt, amelyet a szerzők ajánlását megfogadva a vízáramlási modell mellőzésével futtattunk. Az eredeti Fortran nyelvű programot átírtuk R nyelvre és R környezetben modelleztünk. A vízáramlási modellt mellőző hőáramlási modellel az alábbi eredményeket kaptuk:

1. A mért és becült hőmérsékletek közötti különbségek függnek az időtől (talajnedvesség változás), valamint szabályos napi szinuszos ritmust mutatnak. A napi ritmust a Napmagasság változása valamilyen pára formájában mozgó víz okozhatja.
 2. A maradéktagok nem nulla várható értékű normális eloszlású sokaság, hanem erősen balra dőlt aszimmetrikus eloszlású. Ebből kifolyólag az alulbecslés sokkal gyakoribb.
 3. A maradékok ingadozásának mértéke is függ az időtől, nem állandó.
 4. Az átlagos hőmérsékletvezető képesség becslésénél nem találtunk különbséget a számtani és mértani átlag között. Az R nyelvre írt program sokkal rövidebb lett. A Thomas algoritmusra nincs is szükség, ha az együtttható mátrixot valódi triagonális formában adjuk meg, mert ekkor az $R \text{ solve}()$ függvényét használhatjuk.
- Végül következtetésünk, hogy a talaj hőmérsékletének modellezéséhez nélkülözhetetlen a víz és páraáramlás egyidejű becslése, mert ezek a tényezők erős kölcsönhatásban vannak egymással.

IRODALOMJEGYZÉK

- CHUNG, S.O. and R. HORTON. 1987: Soil heat and water flow with a partial surface mulch. Water Resour. Res. 23:2175-2186.
- HANKS, R.J., D.D. AUSTIN and W.T. ONDRECHEN. 1971. Soil temperature estimation by a numerical method. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 35:665-677.

- JOHN HANKS, J. T. RITCHIE co-editors: Modeling plant and soil systems. Number 31 in the series Agronomy, Madison, Wisconsin USA, 1991. ISBN: 0-89118-106-7, p397-438
- JAMES, M.L., G.M. SMITH, and J.C. WOLFORD (1977): Applied numerical methods for digital computation with FORTTAN and CSMP. Harper and Row Publ., New York.
- MCINNES K., (1981) Thermal conductivities of soils from dryland wheat regions in Eastern Washington, Washington State University, Pullman, WA (1981) Unpublished MS Thesis
- R CORE TEAM (2013). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <http://www.R-project.org/>s

MODELING SOIL HEAT FLUX IN R

LÁSZLÓ HUZSVAI, SZILVIA SZÓKE

University of Debrecen, Faculty of Economics, Institute of Sectoral Economics and Methodology,

Department of Research Methodology and Statistics

H-4032 Debrecen, Böszörményi str. 138, Hungary

E-mail: huzsvai.laszlo@econ.unideb.hu

Information of the heat flow is very important in research of agricultural soils, because seed germination depends on soil temperature. Soil heat flow today is either measured or modeled. In our publication we rely on the procedure developed by Sang-Ok Chung and Robert Horton (1987). We translated the original heat flux model into R language, and examined the model's correctness. The testing of the model was carried out on the basis of data of May 2001 acquired from the Agro-meteorological Observatory of Debrecen Kismacs (director: Szász Gábor). In the Observatory the measurements are made in a soil with short cut grass at three soil depths (5, 25 and 50 cm) at 15 minute intervals by an automatic measurement and data collecting device. We had soil temperature data compiled from the three soil depths at a total of 2 976 time periods. Temperatures measured at the upper boundary layer of 5 cm and at the lower boundary layer of 50 cm were used. The temperature of the 25 cm depth layer was modeled and compared with the actually measured values. There were systematical error, which can originate from the error of the model or from the error of the measurement. Our final conclusion is that because of the strong correlation between water flow and soil temperature, it is essential to make simultaneous estimations of them both when modeling soil temperature.