

Észak-amerikai és magyarországi talajok víztartó képességének összehasonlító vizsgálata

ÁCS FERENC és DRUCZA MIKLÓS

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest

A talaj–növény–légtér rendszer állapotát és átviteli folyamatait jellemző meteorológiában, hidrológiában és ökológiában alkalmazott modellek alapvetően multi- és interdiszciplináris jellegűek, több tudományterület ismeretanyagát alkalmazzák. E modellek alapvetően fizikai jellegűek (pl. BUDYKO, 1956; MANABE, 1969; MONTEITH, 1965; DEARDORFF, 1978; NOILHAN & PLANTON, 1989; COLELLO et al., 1998; DICKINSON & SHAIKH, 1998; BALDOCCHI & MEYERS, 1998) de a kémiai (pl. RAJKAI & VÁRALLYAY, 1992; RAJKAI, 1988) és a biológiai (pl. JARVIS, 1976; TARDIEU & DAVIES, 1993; TUBA et al., 1994) ismeretek integrálása is mindinkább elterjed. E modellek fizikája mikrometeorológiai, hidro-, bio- és talajfizikai összetevőkre bontható, ezek egymás közötti kapcsolódása a céloktól függően igen sokrétű. A talajfizikai komponens még a legegyszerűbb modellekben sem mellőzhető a talaj meghatározó hő- és vízgazdálkodása miatt.

A talaj vízgazdálkodása döntően meghatározza a felszíni lefolyás, az infiltráció és az evapotranspiráció kapcsolatrendszerét. E tényezők közül az evapotranspiráció a legfontosabb a talaj és a légkör kölcsönhatása szempontjából. Az evapotranspiráció – de főleg a transpiráció – erősen függ a talaj vízháztartási tulajdonságaitól, így a talaj hidrofizikai függvényeitől (a talaj víztartó ($\Psi(\theta)$) és vízvezető ($K(\theta)$) képességétől) és a hidrofizikai paramétereitől (a szabadföldi vízkapacitáshoz (θ_f) és a hervadásponthoz tartozó nedvességtartalomtól (θ_w)). A hidrofizikai függvényeket alkalmazó párolgási almodellek igen elterjedtek (pl. CHOUDHURY, 1983; SELLERS et al., 1986; SELLERS & DORMAN, 1987; ÁCS, 1994), szerkezetük komplex és az alkalmazott talaj–növény paraméterek száma nagy (ÁCS & SZÁSZ, 2002). Ezzel szemben a hidrofizikai paramétereket alkalmazó almodellek (pl. MAHRT & PAN, 1984; NOILHAN & PLANTON, 1989; PLEIM & XIU, 1995; CHEN et al., 1996) egyszerűbbek. Mindkét modelltypusban a $\Psi(\theta)$ -függvény ismerete alapvető fontosságú.

A $\Psi(\theta)$ -függvényt számos parametrizáció, azaz tapasztalati úton kapott függvény írja le (pl. CLAPP & HORNBERGER, 1978; VAN GENUCHTEN, 1980;

COSBY et al., 1984; BROOKS & COREY, 1964; GARDNER, 1958; GREEN & AMPT, 1911; BRUTSAERT, 1967; RAJKAI, 1988; RAJKAI & KABOS, 1999; RAJKAI et al., 1981). Az esetek többségében a parametrizációk közötti eltérések igen nagyok (TIETJE & TAPKENHINRICH, 1993; CUENCA et al., 1996; TIETJE & HENNINGS, 1996; SHAO & IRANNEJAD, 1999; IRANNEJAD, 1999) annak ellenére, hogy ugyanazon fizikai talajféleségre vonatkoznak. Ezen eltérésekhez a földrajzi helyzet is nagymértékben hozzájárul. Így például, jelentősek a különbségek a trópusi és a mérsékelt övi talajok $\Psi(\theta)$ -függvényei között (HODNETT & TOMASELLA, 2002). A talajok közötti eltérések azonban jelentősek lehetnek ugyanazon klímaövezeten belül is. Így például, szembevetve az észak-amerikai (COSBY et al., 1984; CLAPP & HORNBERGER, 1978) és a délvidéki (ÁCS et al., 1991) vályogok közötti eltérés a Clapp és Hornberger-féle illesztés paramétereiben. A felszín átviteli folyamatait jellemző modellek nagy érzékenységet mutatnak a $\Psi(\theta)$ -függvényre (CUENCA et al., 1996), ezért lényeges kérdés, hogy melyik parametrizációt alkalmazzuk. A meteorológiai modellekben hazánk területére vonatkozóan is elterjedten alkalmazzák CLAPP és HORNBERGER (1978) parametrizációját annak ellenére, hogy amerikai talajok alapján határozták meg illesztési paramétereit. A magyarországi talajmintákra illesztett RAJKAI (1988) parametrizációt tudomásunk szerint még nem alkalmazzák a hazai vonatkozású meteorológiai vizsgálatokban. Ezen kívül a két parametrizáció összehasonlító vizsgálata sincs meg.

A $\Psi(\theta)$ -függvényeket pontmérések alapján határozták meg, így szigorúan véve csak homogén nedvességű területen alkalmazhatók. A talajnedvesség gyakran azonban szignifikáns területi változatosságot mutat (HAWLEY, 1983; RAJKAI, 1991), amelyet véletlenszerű hatások alakítanak ki, ezért normális eloszlással közelíthető (BELL et al., 1980; HAWLEY, 1983; BARROW, 1995; DÉVÉNYI & GULYÁS, 1988). A talajnedvesség inhomogenitása gyakran már kis területen is szembevetendő. SEYFRIED (1998) például 12 m² nagyságú mintavételi területeken a talajnedvesség 0,01–0,05 m³m⁻³ nagyságú véletlenszerű szórását figyelte meg. A terület növekedésével a szórás további növekedése volt megfigyelhető és a véletlenszerű változatosság mellett megjelentek a domborzat és a talajtípus okozta szisztematikus eltérések. Egy terület hidrofizikai folyamatainak vizsgálatánál – a $\Psi(\theta)$ kapcsolat erősen nemlineáris jellege miatt – a talajnedvesség inhomogenitásának hatásával kell számolnunk (lásd részletesebben a függelékben). A talajnedvesség inhomogenitásának hatása a Magyarországon alkalmazott hidrofizikai függvényekre vonatkozóan mindeddig kevésbé ismert.

Mindezek alapján e tanulmány célja az észak-amerikai talajmintákra illesztett és a meteorológiában széleskörűen alkalmazott CLAPP és HORNBERGER (1978) parametrizációjának (ezen túl Ψ_{CH} -parametrizáció) és a magyarországi talajmintákra illesztett RAJKAI (1988) parametrizációjának (ezen túl Ψ_R -parametrizáció) összehasonlítása a talajnedvesség homogén (homogén θ) és inhomogén (inhomogén θ) területi eloszlása esetén. Közleményünkben az alsó

index a parametrizációra, míg a felső index a területi változatosságra utal. Ennek megfelelően Ψ_{CH}^H -, Ψ_{CH}^{INH} - ($\Psi(\theta)$ -függvény CLAPP és HORNBERGER (1978) parametrizációja szerint a θ homogén és inhomogén területi eloszlására vonatkozóan), valamint Ψ_R^H - és Ψ_R^{INH} -függvényeket fogunk megkülönböztetni. Mivel a Ψ_{CH}^H - és a Ψ_R^H -függvényeket a talaj fizikai féleségének függvényében határozták meg, elvégeztük a magyarországi és az USA-beli talajok fizikai féleségének összehasonlítását is. Összehasonlító vizsgálatunkban nem az egyes parametrizációk jóságának a megítélése a cél, hanem a két parametrizáció eltérésének megvizsgálása.

Az eredmények és a módszertan a meteorológiában és a talajtanban is alkalmazható. Meteorológiai vonatkozásban az eredmények hasznosíthatóak a talaj és a légkör kölcsönhatásának számszerűsítésében, ugyanis a talajfelszín és a növények vízellátottságát a talajban történő vízmozgás szabályozza, meghatározva ezzel a rendelkezésre álló energia látens és szenzibilis hőáramra való eloszlását, és így a felszín közeli levegő hőmérsékletét és páratartalmát (MIKA et al., 2002). A látens és a szenzibilis hőáram területi értékeinek megbízható becsléséhez a talajnedvesség horizontális változatosságának (inhomogenitásának) hatását, azaz a Ψ^{INH} -függvényeket is ismernünk kell. A talaj nedvességi állapotának hatása azonban nemcsak a felszín közelében, hanem a felhők jelenlétében és szerkezetében is észrevehető (MÖLDERS, 1993; MÖLDERS & RÜHAAK, 2002). A talajtani vonatkozást illetően mondhatjuk, hogy a Ψ térbeli változatosságának ismerete alapján 3-D talajnedvesség-mozgást leíró modellek (DIEKKRÜGER, 1992) dolgozhatók ki, amelyek eszközként alkalmazhatók a beszívargás és a talajvíz mozgásának becslésében, a drenázviszonyok megítélésében, a növények vízellátottságának értékelésében, a kilúgzás, a sófelhalmozódás, a másodlagos szikesedési folyamatok és az ökológiai mintázatok vizsgálatában, valamint különböző növény-növekedési szimulációs modellekben. A 3-D modellek – módosított formában, a lefolyást integráló almodellekhez (LOHMANN et al., 1998) csatolva – hidrológiai vonatkozásban is alkalmazhatóak a lefolyás becslésére.

Anyag és módszer

Víztartó képesség

A CLAPP és HORNBERGER (1978) és a RAJKAI (1988) parametrizációkat területileg állandó és változatos talajnedvesség esetén hasonlítottuk össze. A területileg állandó, azaz homogén eloszlású talajnedvességet röviden „homogén θ ”-nak; míg a területileg változó, azaz inhomogén területi eloszlású talajnedvességet „inhomogén θ ”-nak fogjuk nevezni. A következőkben röviden ismertetjük a parametrizációkat.

Homogén θ

CLAPP és HORNBERGER (1978) parametrizációja szerint a $\Psi(\theta)$ -függvény alakja:

$$\Psi_{CH}^H(\theta) = \Psi_s \cdot (\theta/\theta_{SCH})^{-b}, \quad (1)$$

ahol: $\Psi_{CH}^H(\theta)$ a talaj nedvességpotenciálja (m vízszlopmagasság) a θ talajnedvesség-tartalom ($m^3 m^{-3}$) függvényében; Ψ_s a „telítési” talajnedvesség-potenciál (m vízszlopmagasság) (CLAPP & HORNBERGER, 1978); θ_{SCH} a telítési talajnedvesség-tartalom ($m^3 m^{-3}$), míg b a Clapp–Hornberger-féle állandó, amit gyakran pórusméret-eloszlási indexnek is neveznek („pore size distribution index”) (MÖLDERS & RÜHAAK, 2002).

A $\Psi_{CH}^H(\theta)$ -görbék paramétereit az USDA klasszifikációs rendszere alapján 11 fizikai talajféleségre vonatkozóan határozták meg az észak-amerikai adatbázis 1446 talajmintája alapján. A talajmintákkal kapcsolatos információk COSBY és munkatársai (1984) munkájában található. Az illesztési paraméterek (b , Ψ_s) a $\log|\Psi| - \log(\theta/\theta_s)$ kapcsolat regressziós egyenesének együtthatói. Ezeket az együtthatókat (CLAPP & HORNBERGER, 1978) az USDA klasszifikációs rendszer öt fizikai talajféleségére vonatkozóan az 1. táblázat tartalmazza. E görbéket világszerte, és hazánkban is széleskörűen alkalmazzák a meteorológiai modellezésben.

RAJKAI (1988) parametrizációja szerint a $\Psi(\theta)$ -függvény alakja:

$$\Psi_R^H(\theta) = \Psi_0 \cdot \left[\frac{\theta_{SR}}{\theta} - 1 \right]^{\frac{1}{B}}, \quad (2)$$

ahol: $\Psi_R^H(\theta)$ értelemszerűen a talaj nedvességpotenciálja (m vízszlopmagasság) a θ talajnedvesség-tartalom ($m^3 m^{-3}$) függvényében; Ψ_0 a görbe inflexiós pontjához tartozó talajnedvesség-potenciál; θ_{SR} a telítési talajnedvesség-tartalom ($m^3 m^{-3}$), míg B a Rajkai-féle állandó.

1. táblázat

CLAPP és HORNBERGER (1978) és RAJKAI (1988) parametrizációjának (az (1)-es és a (2)-es egyenletek) együtthatói az öt fizikai talajféleség csoportra vonatkozóan.

	(1) Homok	(2) Homokos vályog	(3) Vályog	(4) Agyagos vályog	(5) Agyag
CLAPP és HORNBERGER (1978)					
θ_{SCH} ($m^3 m^{-3}$)	0,395	0,435	0,451	0,476	0,482
Ψ_s (m)	-0,121	-0,218	-0,478	-0,630	-0,405
b	4,05	4,90	5,39	8,52	11,4
RAJKAI (1988)					
θ_{SR} ($m^3 m^{-3}$)	0,423	0,484	0,481	0,479	0,513
Ψ_0 (m)	-5,399	-23,255	-89,439	-307,952	-366,002
B	1,02	0,50	0,43	0,45	0,49

Rajkai egy háromparaméteres, Brutsaert-féle (BRUTSAERT, 1967) hatványfüggvényt illesztett a mért értékekre. A mintaanyag részletes leírása és valamennyi mért talajjellemző VÁRALLYAY (1987) munkájában található meg. RAJKAI (1988, 1999) a $\Psi_R^H(\theta)$ -függvények paramétereit a leiszapolható rész százalékos aránya szerint öt fizikai talajféleség csoportra vonatkozóan határozta meg (1. táblázat).

Inhomogén θ

A $\Psi^{INH}(\theta)$ -függvényt a talajnedvesség-potenciál sűrűségfüggvénye alapján becsüljük a következő módon:

$$\Psi^{INH}(\theta) = \int_0^{-\infty} \Psi^H(\theta) \cdot pdf(\Psi(\theta)) d\Psi, \quad (3)$$

ahol: a $pdf(\Psi)$ a talajnedvesség-potenciál adott területre vonatkozó sűrűségfüggvénye (a pdf rövidítés az angol probability density function-ból ered).

A Ψ sűrűségfüggvényét a könnyebben mérhető talajnedvesség-tartalom sűrűségfüggvényéből származtathatjuk a következő összefüggés alapján (HANTEL & ÁCS, 1998):

$$pdf(\Psi(\theta)) = pdf(\theta) \cdot \frac{d\theta}{d\Psi}, \quad (4)$$

ahol: a $pdf(\theta)$ a talajnedvesség sűrűségfüggvénye, míg $d\theta/d\Psi$ a $\theta(\Psi)$ -függvény derivált függvénye.

A $\theta(\Psi)$ -függvény a $\Psi(\theta)$ -függvény inverze és mindig meghatározható, ha a $\Psi(\theta)$ -függvény monoton. A $d\theta/d\Psi$ derivált függvényt a $\Psi_{CH}^H(\theta)$ - és a $\Psi_R^H(\theta)$ -függvényekre külön-külön meghatároztuk, így értelemszerűen külön-külön számítottuk a Ψ_{CH}^{INH} - és Ψ_R^{INH} -függvényeket.

A talajnedvesség területi változatossága kisebb területeken, a véletlenszerű hatások eredményeképpen (BARROW, 1995; DÉVÉNYI & GULYÁS, 1988) normális eloszlással közelíthető (BELL et al., 1980; HAWLEY, 1983):

$$pdf(\theta) = \frac{1}{\sigma_\theta \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-0.5 \left(\frac{\theta - \theta_m}{\sigma_\theta} \right)^2}, \quad (5)$$

ahol: θ_m a talajnedvesség várható értéke (m^3m^{-3}), míg σ_θ az átlagos érték körüli szórás.

A σ_θ -t WETZEL és CHANG (1987) szerint parametrizáltuk:

$$\sigma_\theta = \min(\theta_m/2; 0,08) \quad (6)$$

Fizikai talajféleség

Jelentős eltérések vannak a Magyarországon és az USA-ban használt szemcsefrakció mérethatárokból, a fizikai talajféleségek szemcsefrakció-összetételében, valamint a fizikai talajféleségek meghatározási módszertanában (FILEP & FERENCZ, 1999). Magyarországon a szemcsefrakciók mérethatáiraival kapcsolatban az álláspontok eltérőek. Rajkai szóbeli közlése szerint az alkalmazott mérethatárok megegyeznek az USA-ban alkalmazott USDA-osztályozás alapján definiált mérethatárokkal, míg STEFANOVITS (1992) szerint hazánkban az ISSS (International Society of Soil Science) által elfogadott Atterberg-féle besorolást használják. A két osztályozás a homok- és az iszapfrakciók közötti mérethatárt definiálja különbözőképpen: az ISSS-osztályozás szerint e mérethatár 0,02 mm, míg az USDA-osztályozás szerint 0,05 mm. A fizikai talajféleségek meghatározási módszertanát illetően az eltérések már jelentősebbek. Az USA-ban közvetlen laboratóriumi elemzésekkel, míg Magyarországon egyszerűbben mérhető talajfizikai jellemzők alapján (a leiszapolható rész %-ban, a higroszkóposági érték (h_y) és az Arany féle kötöttségi szám (K_A)) határozzák meg a fizikai talajféleségeket (FILEP & FERENCZ, 1999).

Figyelembe véve ezen eltéréseket összehasonlítottuk a magyarországi és az USA-beli három fő fizikai talajféleséget: a homokot, a vályogot és az agyagot. Az összehasonlítást a COSBY és munkatársai (1984) közleményében megadott és a FILEP és FERENCZ (1999) munkája alapján általunk meghatározott szemcsefrakció középértékek alapján végeztük. A magyarországi talajok szemcsefrakció középértékeit adott fizikai féleségre vonatkozóan a FILEP és FERENCZ (1999) munkájának 3. táblázatában található K_A - és/vagy h_y -értékek alapján becsültük. A K_A és/vagy h_y ismeretében a FILEP és FERENCZ (1999) közleményében szereplő 1. és 2. ábra alapján meghatározható az agyagfrakció és a leiszapolható rész %-os aránya, majd a homokfrakció, mint maradék tag.

Eredmények és értékelésük

Számításainkat homokra, vályogra és agyagra vonatkozóan végeztük. Legelőször megvizsgáltuk az USA-ban és a Magyarországon alkalmazott fizikai talajféleségek megfelelőségét. Utána meghatároztuk a különböző fizikai féleségekre vonatkozó $\Psi_{CH}^{INH}(\theta)$ - és $\Psi_R^{INH}(\theta)$ -függvényeket, majd összehasonlítottuk ezeket a $\Psi_{CH}^H(\theta)$ - és $\Psi_R^H(\theta)$ -függvényekkel. Végül a $\Psi^H(\theta)$ - és a $\Psi^{INH}(\theta)$ -függvények egymás közötti viszonyát elemeztük.

Az észak-amerikai és a magyarországi talajok fizikai félesége

A textúrákra vonatkozó összehasonlító vizsgálat eredményeit a 2. táblázatban adjuk meg. Láthatjuk, hogy homok fizikai féleség esetén a magyarországi és az USA-beli homok-, iszap- és agyagfrakciók tekintetében nincs eltérés.

2. táblázat

A magyarországi és az USA-beli szemcsefrakciók középértéke a három fő fizikai talajféleségre vonatkozóan (COSBY et al., 1984; FILEP & FERENCZ, 1999 alapján).

(1) Fizikai féleségek		(2)	(3)	(4)
		Homok	Iszap	Agyag
(5) szemcsefrakció középértéke, %				
a) Homok	Magyarország	92	5	3
	USA	92	5	3
b) Vályog	Magyarország	52	26	22
	USA	43	39	18
c) Agyag	Magyarország	22	30	50
	USA	22	20	58

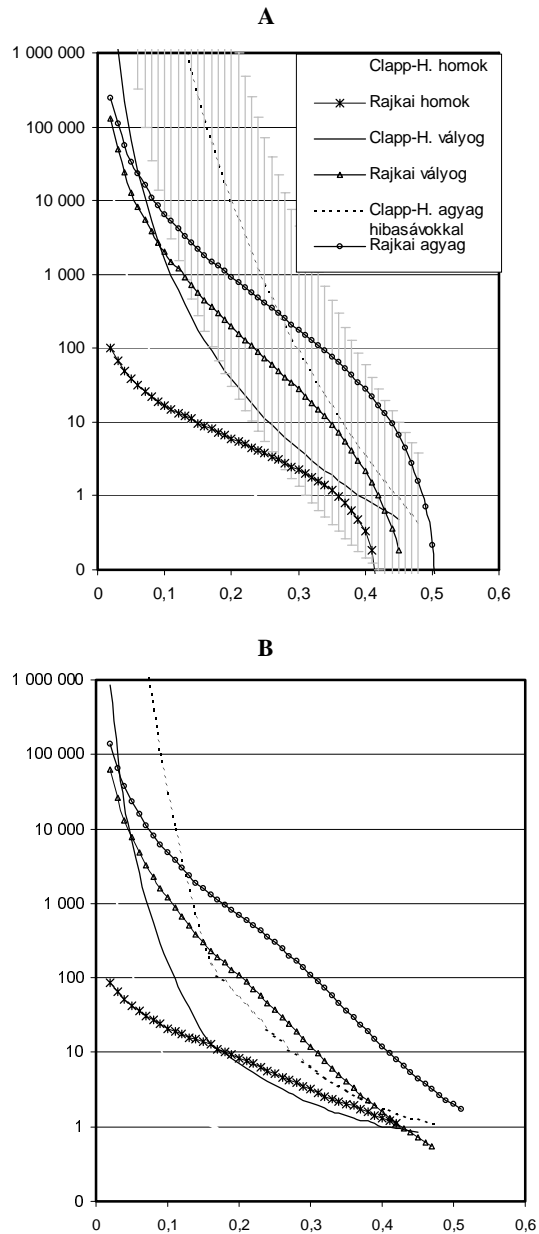
Agyag fizikai féleség esetén már vannak eltérések: A magyarországi esetben iszap- és agyagfrakciója 30 és 50 %, míg az USA-belié 20 és 58 %. Vályog fizikai féleség esetén az eltérések még nagyobbak. A magyarországi vályog homok, iszap- és agyagfrakciója 52, 26 és 22 %, míg az USA-belinél ugyanez 43, 39 és 18 %. Ezen eredményeket a $\Psi(\theta)$ -függvények elemzésénél használjuk fel.

A $\Psi(\theta)$ -függvény fizikai féleség szerinti változása

A homok, vályog és agyag fizikai féleség esetén a $\Psi_{CH}^H(\theta)$ - és a $\Psi_R^H(\theta)$ -függvényeket az 1.A. ábrán, míg a $\Psi_{CH}^{INH}(\theta)$ - és $\Psi_R^{INH}(\theta)$ -függvényeket az 1.B. ábrán mutatjuk be. Agyag esetén feltüntettük a $\Psi_{CH}^H(\theta)$ -függvény hibakorlátait is, amelyeket CLAPP és HORNBERGER (1978) alapján számítottuk ki az illesztési paraméterek szórásából. A $\Psi_R^H(\theta)$ -függvények (RAJKAI, 1988) hibakorlátáival kapcsolatban nincs információnk. A legfontosabb tulajdonságok a következők: A szemcseméret csökkenésével értelemszerűen nőnek a $\Psi(\theta)$ -függvények abszolút értékei. Azt illusztrálandó, hogy általában a görbék hajlata is nő a szemcseméret csökkenésével, kiszámítottuk a $\theta_s/2$ karakterisztikus pontban a görbék hajlatát ($d\Psi/d\theta$) (3. táblázat). E tény, hogy a görbék hajlata nő a szemcseméret csökkenésével egyaránt vonatkozik a $\Psi^H(\theta)$ - és a $\Psi^{INH}(\theta)$ -függvényekre.

A $\Psi(\theta)$ -parametrizációk összehasonlítása

A $\Psi_{CH}(\theta)$ - és $\Psi_R(\theta)$ -függvények közötti eltérések a szemcsefrakció arányok, a statisztikai illesztés és a földrajzi helyzet különbözőségéből adódnak. Ami a szemcsefrakciók arányát illeti, e hatás az agyag esetén vehető észre (1. A ábra). Az agyagnál a száraz tartományban szembetűnő a $\Psi_{CH}^H(\theta)$ - és $\Psi_R^H(\theta)$ -függvények közötti eltérés ($|\Psi^H(\theta)| > 1000$ m vízoszlopmagasság). Az extrém száraz tartományban ez az eltérés nagyobb, mint a $\Psi_{CH}^H(\theta)$ -függvény hibakorlátai. Ezt



1. ábra

A talaj nedvességpotenciáljának és nedvességtartalmának kapcsolata homogén (A), ill. inhomogén (B) területi eloszlású talajnedvesség ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) esetén homok, vályog és agyag fizikai féleségre vonatkozóan [Agyag esetén feltüntettük a $\Psi_{\text{CH}}^{\text{H}}(\theta)$ -függvény hibakorlátait is CLAPP & HORNBERGER (1978) alapján] Függőleges tengely: A talaj nedvességpotenciáljának abszolút értéke, m vízszlop. Vízszintes tengely: A homogén (A), ill. inhomogén (B) eloszlású talajnedvesség ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)

3. táblázat

A $\Psi_R^H(\theta)$ - és $\Psi_{CH}^H(\theta)$ -függvények meredeksége a $\theta_s/2$ pontban, valamint a hervadás-ponthoz (θ_w) és a szabadföldi vízkapacitáshoz (θ_F) tartozó talajnedvesség-tartalmak CLAPP és HORNBERGER (1978), valamint RAJKAI (1981, 1988) szerint

(1) Fizikai talajféleség	(2) Parametrizáció	$ d\Psi^H/d\theta $ (m^3/m^3)	θ_w (m^3/m^3) (pF = 4,2)	θ_F (m^3/m^3) (K = 0,1 mm/nap)
a) Homok	Rajkai	50	0,015	0,135
	Clapp & Hornberger	40	0,068	0,138
b) Vályog	Rajkai	1600	0,140	0,315
	Clapp & Hornberger	500	0,150	0,240
c) Agyag	Rajkai	6000	0,245	0,395
	Clapp & Hornberger	38000	0,286	0,365

azzal magyarázzuk, hogy a magyarországi agyag fizikai féleség agyagfrakciója 50 %, míg az USA-belié 58 % (2. táblázat), ami – tudván az agyag fontos szerepét a talaj fizikai és kémiai tulajdonságainak alakításában (RAJKAI, 1988) – markáns eltérés.

Ami az illesztésembeli eltéréseket illeti, a következőket mondhatjuk: RAJKAI (1988) parametrizációja a szemcseeloszlás-függvény és a $\Psi(\theta)$ -függvény hasonlóságán alapszik. A $\Psi_R(\theta)$ -függvény inflexiós ponttal rendelkezik és $\Psi_R(\theta=\theta_s)=0$. Ezzel szemben a $\Psi_{CH}(\theta)$ -függvények nem rendelkeznek inflexiós ponttal és mindkét tengelyre aszimptotikusak (CUENCA et al., 1996). Ugyanakkor CLAPP és HORNBERGER (1978) szerint a $\Psi_{CH}(\theta=\theta_s)\neq 0$. Meg kell jegyeznünk, hogy a Ψ_S -sel kapcsolatos θ_s -értékek is értelemszerűen eltérnek (1. táblázat). Láthatjuk, hogy $\theta_{SR} > \theta_{SCH}$, és e különbség a homokos vályog esetében a legnagyobb.

A $\Psi^H(\theta)$ -görbékét összehasonlítva, az eltérések jellege szerint, három karakterisztikus tartományt (1. A ábra) különböztethetünk meg. A száraz tartományban $|\Psi^H(\theta)| > 1000$ m vízoszlopmagasság) a $d|\Psi_{CH}^H(\theta)|/d\theta > d|\Psi_R^H(\theta)|/d\theta$ és a $|\Psi_{CH}^H(\theta)| > |\Psi_R^H(\theta)|$. Ezzel szemben a nedves tartományban $|\Psi^H(\theta)| < 10$ m vízoszlopmagasság) $d|\Psi_R^H(\theta)|/d\theta > d|\Psi_{CH}^H(\theta)|/d\theta$ és a $|\Psi_R^H(\theta)| > |\Psi_{CH}^H(\theta)|$. A száraz és nedves tartományok közötti tartományban $|\Psi_R^H(\theta)| > |\Psi_{CH}^H(\theta)|$. A $\Psi^{INH}(\theta)$ -görbék esetén az eltérések jellege szerint két karakterisztikus tartomány (1. B ábra) különböztethető meg. A száraz tartományban a $|\Psi_{CH}^{INH}(\theta)| > |\Psi_R^{INH}(\theta)|$. A mérsékelt nedves és nedves tartományokban viszont $|\Psi_R^{INH}(\theta)| > |\Psi_{CH}^{INH}(\theta)|$. A felsorolt tények közül kiemelnénk azt, hogy ugyanazon fizikai féleség esetén mind a homogén, mind az inhomogén θ -ra vonatkozóan a száraz tartományban a $|\Psi_{CH}(\theta)| > |\Psi_R(\theta)|$, és azt is, hogy minden fizikai féleség esetében $\theta_{SR} > \theta_{SCH}$. E szisztematikus eltérések megmagyarázásához szükséges alapinformációkkal nem rendelkezünk. E tekintetben csak az

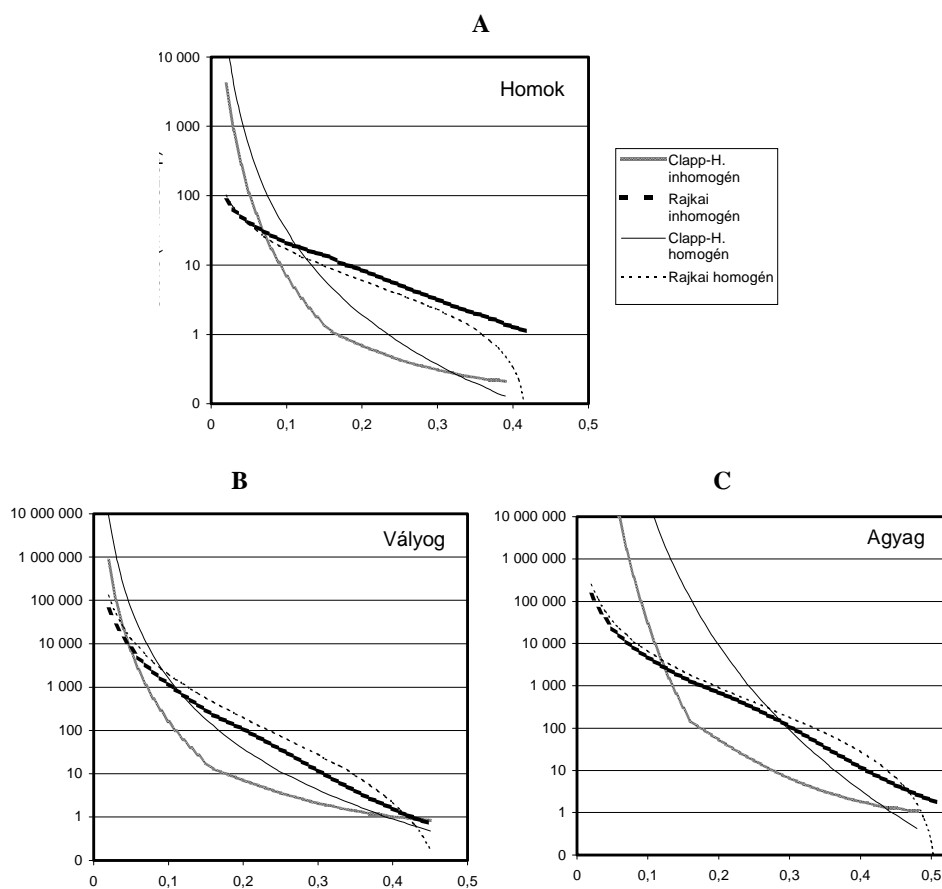
agyag kivétel, ahol a szemcsefrakció-arányokban tapasztalható jelentős különbséggel magyarázható a $\Psi(\theta)$ -függvények közötti eltérés. Továbbá feltételezzük, hogy az eltérésekhez a magyarországi és az USA-beli agyagásványok minőségbeli különbségei is hozzájárulnak. Más esetekben a Ψ változásainak magyarázatához nélkülözhetetlen a $K(\theta)$ -függvény ismerete is. Ugyanis a talaj víztartó és vízvezető képessége koherens rendszert alkot, és a kettő együttes vizsgálata alapján tudjuk csak értékelni a talajok eltérő hidrofizikai tulajdonságait. Ez fontos lenne azért is, hogy kiküszöbölhessük az illesztésből adódó szisztematikus eltéréseket, ami után a földrajzi eltérésekből eredő hatások vizsgálata is lehetséges lenne. A magas tenziótartományban megfigyelhető eltérések magyarázatához szükség lenne a szervetlen és szerves kolloidfelületek nagyságának ismeretére, azaz a finom szemcsefrakciók mennyisége (agyag, iszap) mellett a humusztartalom ismeretére is (RAJKAI, 1988). Így az előbb említett információk hiányában a következő általános magyarázattal szolgálhatunk: A különböző földrajzi helyzetű területek klímája és közetviszonyai eltérőek, aminek következtében a mállási folyamatok is eltérőek. Ez különösképpen a kolloidok tartományában jut kifejezésre. A kolloidkémiai folyamatok (pl. kationcsere a szilárd részek és a talajoldat között) meghatározzák a szemcsék körüli hidrátburkok nagyságát, a vízmolekulák kötöttségét, valamint a talajszemcsék aggregálódását, szerkezetességét, aminek függvényében változik a talajok víztartó képessége is. Az éghajlat a párolgás és a csapadék arányának alakításával meghatározza a kilúgzás vagy a sófelhalmozódás dinamikáját, a CaCO_3 mozgását, közvetve a talaj pH-ját is, és – humid viszonyok között – az agyagásványok vándorlását, szétesését. Az éghajlatnak meghatározó hatása van a vegetációra és a talaj humusztartalmára is. Mindezen hatások eredményeképpen a különböző földrajzi helyzetű talajok aktív kolloidfelületeinek nagysága és kolloidkémiai folyamatai eltérőek, emiatt az azonos fizikai talajféleségek $\Psi(\theta)$ -függvényei is eltérőek lehetnek (1. ábra).

Az össz-porozitásbeli eltérések a mintavételi területek közötti különbségekből is adódhatnak. A magyarországi minták főleg mezőgazdaságilag művelt területekről származnak, a rendszeres talajművelés hatására lazább szerkezetűek, mint az USA-ban vett minták, amelyeknek csak 43 %-a származik művelt területekről (COSBY et al., 1984).

Összegezve megállapíthatjuk, hogy a magyarországi és az USA-beli talajok $\Psi(\theta)$ -függvényei között jelentős eltérések vannak. Ezek az eltérések a talaj hidrofizikai folyamatainak modellezése során kapott eredményekben jelentős eltéréseket okozhatnak (CUENCA et al., 1996).

A $\Psi^H(\theta)$ - és a $\Psi^{NH}(\theta)$ -függvények összehasonlítása

A $\Psi_{\text{CH}}^H(\theta)$ - és a $\Psi_{\text{CH}}^{\text{NH}}(\theta)$ -függvények a $\Psi_{\text{R}}^H(\theta)$ - és a $\Psi_{\text{R}}^{\text{NH}}(\theta)$ -függvényekkel együtt homok, vályog és agyag fizikai féleségre vonatkozóan a 2. A, 2. B és 2. C ábrán láthatók. Megállapítható, hogy a homokra vonatkozó Rajkai-féle



2. ábra

A talaj nedvességpotenciáljának és a homogén, valamint inhomogén területi eloszlású talajnedvesség területi átlagának kapcsolata RAJKAI (1981, 1988), ill. CLAPP és HORNBERGER (1978) szerint homok (A), vályog (B) és agyag (C) fizikai talajféleség esetén.

Függőleges tengely: A talaj nedvességpotenciáljának abszolút értéke (m vízoszlop).

Vízszintes tengely: A talajnedvesség-tartalom területi átlaga ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)

parametrizáció kivételével a $|\Psi^H(\theta)| > |\Psi^{INH}(\theta)|$, azaz inhomogén θ esetén a talaj nedvességpotenciáljának abszolút értéke nagyobb, mint homogén θ esetén. A $\Psi_R^H(\theta) - \Psi_R^{INH}(\theta)$ közötti különbségek kicsik, ezzel szemben a $\Psi_{CH}^H(\theta) - \Psi_{CH}^{INH}(\theta)$ közöttiek igen nagyok, a száraz és a középső mérsékelten nedves/száraz tartományokban a legnagyobbak. A nedvesség növekedésével a $\Psi_{CH}^H(\theta)$ - és a $\Psi_{CH}^{INH}(\theta)$ -függvények közelednek egymáshoz. A nedves tartományban a $\Psi_{CH}^H(\theta) \cong \Psi_{CH}^{INH}(\theta)$. Ami a fizikai féleségek közötti különbségeket illeti, láthatjuk, hogy a száraz tartományokban az agyagnál a legnagyobbak a $\Psi_{CH}^H(\theta) - \Psi_{CH}^{INH}(\theta)$ különbségek.

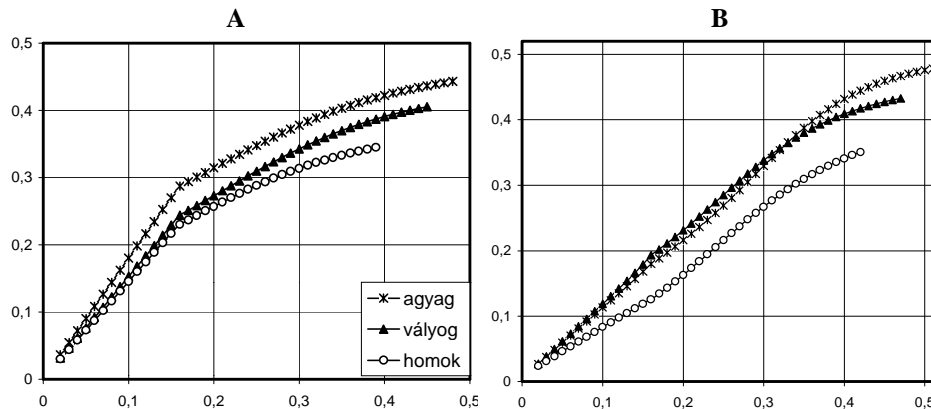
A $\Psi^H(\theta)$ - és a $\Psi^{INH}(\theta)$ -függvények kapcsolata

A $\Psi^{INH}(\theta)$ -függvény az adott területre vonatkozó Ψ és a területileg változó θ közötti kapcsolatot fejezi ki. Számítása bonyolultabb mint a $\Psi^H(\theta)$ számítása (lásd: (1), (2) és (3) egyenlet). Az aggregált talajnedvesség-tartalom bevezetésével azonban a $\Psi^{INH}(\theta)$ számítása is jelentősen egyszerűsödhet. Ugyanis az aggregált talajnedvesség-tartalom (θ_{ag}) az a talajnedvesség-tartalom, amelyre vonatkozóan

$$\Psi^{INH}(\theta_m, \sigma_\theta) = \Psi^H(\theta_{ag}). \quad (7)$$

ahol: $\Psi^{INH}(\theta_m, \sigma_\theta)$ az inhomogén θ esetre vonatkozó modellel (lásd: (3) egyenlet), míg $\Psi^H(\theta_{ag})$ a homogén θ esetre vonatkozó modellel (lásd: (1) vagy (2) egyenlet) számított talajnedvesség-potenciál.

A $\Psi_{CH}^H(\theta)$ - és a $\Psi_{CH}^{INH}(\theta)$ -függvények összehasonlításával a $\theta_{ag,CH}$ és a θ_m közötti kapcsolat határozható meg. Analóg módon származtatható a $\theta_{ag,R}$ és a θ_m közötti kapcsolat is. Az így kapott $\theta_{ag}(\theta_m)$ -összefüggéseket homok, vályog és agyag fizikai féleségre vonatkozóan a 3. A–B ábrán mutatjuk be. Ezekre a $\theta_{ag}(\theta_m)$ -összefüggésekre harmadfokú polinomot illesztettünk, melyek paramétereit a 4. táblázatban adjuk meg. A $\theta_{ag,R}$ és a θ_m közötti kapcsolat elfogadható pontossággal jellemezhető regressziós egyenessel is, ami nem meglepő a RAJKAI (1988) parametrizáció esetén tapasztalt kisebb különbségek miatt. Az a tény, hogy CLAPP és HORNBERGER (1978) parametrizációja esetében a különbségek nagyobbak RAJKAI (1988) parametrizációjához képest, megmutatkozik a $\theta_{ag,CH}$ és a θ_m közötti kapcsolatban is. Látható, hogy a $\theta_{ag,CH}(\theta_m)$ kapcsolat nem



3. ábra

Az aggregált és az átlagos talajnedvesség-tartalom közötti kapcsolat homok, vályog és agyag esetén CLAPP és HORNBERGER (1978) (A), ill. RAJKAI (1981, 1988) (B) parametrizációjára vonatkozóan. Függőleges tengely: Aggregált talajnedvesség-tartalom ($m^3 m^{-3}$).

Vízszintes tengely: A talajnedvesség-tartalom területi átlaga ($m^3 m^{-3}$)

4. táblázat
A $\theta_{ag}(\theta_m)$ -összefüggés regressziós függvényeinek paraméterei

(1) Fizikai féleség	Regressziós függvény: $\theta_{ag} = A \theta_m^3 + B \theta_m^2 + C \theta_m + D$				R ²
	A	B	C	D	
A. Rajkai-féle parametrizáció					
a) Homok	-4,5727	3,1417	0,2692	0,0246	0,9991
b) Vályog	-3,0574	1,2157	1,0045	0,0087	0,9998
c) Agyag	-3,6203	2,2816	0,6803	0,0211	0,9989
B. Clapp és Hornberger-féle parametrizáció					
a) Homok	2,9013	-4,0447	2,0633	-0,0182	0,9985
b) Vályog	2,7938	-3,8332	2,1016	-0,0169	0,9989
c) Agyag	4,6249	-5,6577	2,6323	-0,0243	0,9980

lineáris. A különböző fizikai féleségekre kapott $\theta_{ag}(\theta_m)$ kapcsolatok nagyon hasonlóak. RAJKAI (1988) parametrizációjánál a vályogra és agyagra vonatkozó $\theta_{ag,R}(\theta_m)$ -függvények határozottan eltérnek a homokra vonatkozóétól (3. B ábra). Ezzel szemben CLAPP és HORNBERGER (1978) parametrizációjánál az agyagra és a vályogra vonatkozó $\theta_{ag,CH}$ -függvények is elkülönülnek (3. A ábra).

A $\theta_{ag}(\theta_m)$ -függvények ismeretében (4. táblázat) az (1) és/vagy (2) parametrizációk a $\Psi^{INH}(\theta)$ -függvények értékeinek meghatározására is szolgálhatnak. Ez az eljárás nyilván csak akkor alkalmazható, ha a $\Psi^{INH}(\theta)$ modell jellegét meghatározó feltételezések érvényesek. Az egyik ilyen alapvető feltételezés az, hogy a talajnedvesség-tartalom területi eloszlása Gauss-görbével jellemezhető ((5) egyenlet), melynek nagyon fontos paramétere a területi eloszlást jellemző σ_θ szórás is. Nyilvánvaló, hogy az általunk bemutatott eljárás szigorúan csak a (6) egyenlet érvényessége esetén alkalmazható.

Összefoglalás

Észak-amerikai és magyarországi talajok víztartó képességét hasonlítottuk össze. Az észak-amerikai és magyarországi talajok víztartó képességét CLAPP és HORNBERGER (1978) ($\Psi_{CH}(\theta)$), valamint RAJKAI (1988) ($\Psi_R(\theta)$) parametrizációja alapján elemeztük. Az elemzést homok, vályog, agyag fizikai talajféleségre, valamint homogén (θ^H/Ψ^H) és inhomogén (θ^{INH}/Ψ^{INH}) területi eloszlású talajnedvességre vonatkozóan végeztük el. Az inhomogén területi eloszlású θ -t normális eloszlással szimuláltuk.

A legfontosabb eredményeket a következőkben foglaljuk össze:

1. A $\Psi_{CH}^H(\theta)$ és a $\Psi_R^H(\theta)$ közötti eltérések a legnagyobbak az agyag fizikai féleség esetén, száraz viszonyokban (pl. $\log |\Psi_{CH}(0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3})| - \log |\Psi_R(0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3})| = 2 \text{ pF}$ érték).

2. A $\Psi_R^H(\theta)$ - és a $\Psi_R^{INH}(\theta)$ -függvények közötti eltérések minden fizikai félelésre és θ -értékre vonatkozóan kicsik.
3. Számszerűsítettük a $\Psi^{INH}(\theta)$ - és a $\Psi^H(\theta)$ -függvények közötti kapcsolatokat.

Az eredmények a talaj vízháztartásának becslése során hasznosíthatók.

Kulcsszavak: víztartó képesség, Észak-Amerika, Magyarország, a talajnedveség területi változatossága

Függelék

Legyen x és y két felszíni változatossággal rendelkező változó. Ha $F(x)$ és $G(y)$ ezen változók nemlineáris függvényei és ha $\langle \rangle$ jelöljük a rácson belüli felszíni átlagolás operátorát, akkor a következő egyenlőtlenségek érvényesek:

1. $\langle F(x) \rangle \neq F(\langle x \rangle)$, $\langle G(y) \rangle \neq G(\langle y \rangle)$ és
2. $\langle F(x) \cdot G(y) \rangle \neq \langle F(x) \rangle \cdot \langle G(y) \rangle \neq F(\langle x \rangle) \cdot G(\langle y \rangle)$.

Ha F és G igen gyengén nemlineáris vagy lineáris függvények, vagy ha az x , y változók felszíni változatossága nem nagy, akkor az egyenlőtlenségek helyett egyenlőséget lehet alkalmazni a gyakorlati feladatok megoldása során.

Irodalom

- ÁCS, F., 1994. A coupled soil–vegetation scheme: Description, parameters, validation and sensitivity study. *J. Appl. Meteor.* **33**. 268–284.
- ÁCS, F. & SZÁSZ, G., 2002. Characteristics of evapotranspiration on microscale: A comparative analysis. *Theor. Appl. Climatol.* **73**. 189–205.
- ÁCS, F., MIHAILOVIC, D. T. & RAJKOVIC, B., 1991. A coupled soil moisture and surface temperature prediction model. *J. Appl. Meteor.* **30**. 812–822.
- BALDOCCHI, D. & MEYERS, T., 1998. On using eco-physiological, micrometeorological and biochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective. *Agric. Meteorol.* **90**. 1–25.
- BARROW, J. D., 1995. A művészi világegyetem. Vince Kiadó. Budapest.
- BELL, K. R. et al., 1980. Analysis of surface moisture variations within large-field sites. *Water Resour. Res.* **16**. (4) 796–810.
- BROOKS, R. H. & COREY A. T., 1964. Hydraulic Properties of Porous Media. Hydrology Paper No. 3. Colorado State University. Fort Collins, CO.
- BRUTSAERT, W., 1967. Some methods of calculating unsaturated permeability. *Trans. ASAE.* **10**. 400–404.
- BUDYKO, M. I., 1956. Heat Balance at the Earth's Surface. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- CHEN, F. et al., 1996. Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J. Geophys. Res.* **101**. (D3) 7251–7268.
- CHOUDHURY, B., 1983. Simulating the effects of water variables and soil water potential on a corn canopy temperature. *Agric. Meteorol.* **29**. 169–182.

- CLAPP, R. B. & HORNBERGER, G. M., 1978. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.* **14**. (4) 601–604.
- COLELLO, G. D. et al., 1998. Modeling of energy, water, and CO₂ flux in a temperate grassland ecosystem with SiB2: May–October 1987. *J. Atm. Sci.* **55**. 1141–1169.
- COSBY, B. J. et al., 1984. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.* **20**. (6) 682–690.
- CUENCA, H. R., EK, M. & MAHRT, L., 1996. Impact of soil water property parameterization on atmospheric boundary layer simulation. *J. Geophys. Res.* **101**. (D3) 7269–7277.
- DEARDORFF, J., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.* **83**. 1889–1903.
- DÉVÉNYI D. & GULYÁS O., 1988. Matematikai statisztikai módszerek a meteorológiában. Tankönyvkiadó. Budapest.
- DICKINSON, R. E. & SHAIKH, M., 1998. Interactive canopies for a climate model. *J. Climate.* **11**. 2823–2836.
- DIEKKRÜGER, B., 1992. Standart- und Gebietsmodelle zur Simulation der Wasserbewegung in Agrarökosystemen. Institut für Geographie und Geoökologie der Technischen Universität Braunschweig. Heft 19.
- FILEP GY. & FERENCZ G., 1999. Javaslat a magyarországi talajok szennyezőanyag-tartalmának osztályozásának pontosítására. *Agrokémia és Talajtan.* **48**. 305–317.
- GARDNER, W. R., 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.* **85**. 228–232.
- GREEN, W. H. & AMPT, G. A., 1911. Studies in soil physics, I. The flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.* **4**. 1–24.
- HANTEL, M. & ÁCS, F., 1998. Physical aspects of the weather generator. *J. Hydrol.* **212–213**. 393–411.
- HAWLEY, M. E., 1983. Surface soil moisture variation on small agricultural watersheds. *J. Hydrol.* **62**. 179–200.
- HODNETT, M. G. & TOMASLLA, J., 2002. Marked differences between van Genuchten soil water-retention parameters for temperate and tropical soils: a new water-retention pedo-transfer function developed for tropical soils. *Geoderma*. (In press)
- IRANNEJAD, P., 1999. Impact of land surface scheme structure on the prediction of soil moisture and surface energy fluxes. PhD. Thesis. The University of New South Wales. Sydney, Australia.
- JARVIS, P. G., 1976. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. B.* **273**. 593–610.
- LOHMANN, D. et al., 1998. The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 3. Spatial and temporal analysis of water fluxes. *Global Planet. Change.* **19**. 161–179.
- MAHRT, L. & PAN, H. L., 1984. A two layer model of soil hydrology. *Boundary Layer Meteorology.* **29**. 1–20.
- MANABE, S., 1969. Climate and ocean circulation, 1, The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Weather Rev.* **97**. 739–774.
- MIKA, Á. et al., 2002. Sensitivity of the ALADIN weather prediction model to the changes of soil texture. *Időjárás.* **106**. 39–58.

- MONTEITH, J., 1965. Accommodation between transpiring vegetation and the convective boundary layer. *J. Hydrol.* **166**. 251–263.
- MÖLDERS, N., 1993. Wolkenparametrisierung für ein Chemie-Transport-Modell. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln. Heft 88.
- MÖLDERS, N. & RÜHAAK, W., 2002. On the impact of explicitly predicted runoff on the simulated atmospheric response to small-scale land-use changes – an integrative modelling approach. *Atmos. Res.* **63**. (1–2) 3–38.
- NOILHAN, J. & PLANTON, S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Weather Rev.* **117**. 536–549.
- PLEIM, J. E. & XIU, A., 1995. Development and testing of a surface flux and planetary boundary layer model for application in mesoscale models. *J. Appl. Meteor.* **34**. 16–32.
- RAJKAI K., 1988. A talaj víztartóképesége és egyéb tulajdonságok összefüggésének vizsgálata. *Agrokémia és Talajtan.* **36–37**. 15–30.
- RAJKAI K., 1991. A talajfelszín nedvességtartalmának mérése TDR-módszerrel. *Hydrologiai Közlöny.* **71**. 37–43.
- RAJKAI K. & KABOS S., 1999. A talaj víztartóképeség-függvény (pF-görbe) talajtulajdonságok alapján történő becslésének továbbfejlesztése. *Agrokémia és Talajtan.* **48**. 15–32.
- RAJKAI, K. & VÁRALLYAY, GY., 1992. Estimating soil water retention from simpler properties by regression techniques. In: Proc. Int. Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils (Eds.: VAN GENUCHTEN, M. TH., LEIJ, F. J. & LUND, L. J.) 417–426. University of California. Riverside, CA.
- RAJKAI K. et al., 1981. A pF-görbék számítása a talaj mechanikai összetétele és térfogatömege alapján. *Agrokémia és Talajtan.* **30**. 409–438.
- SELLERS, P. J. & DORMAN, J. L., 1987. Testing the Simple Biosphere Model (SiB) using point micrometeorological and biophysical data. *J. Clim. Appl. Meteor.* **26**. 622–651.
- SELLERS, P. J. et al., 1986. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.* **43**. 505–531.
- SEYFRIED, M., 1998. Spatial variability constraints to modeling soil water at different scales. *Geoderma.* **85**. 213–254.
- SHAO, Y. & IRANNEJAD, P., 1999. Choice of hydraulic models in land surface schemes. *Bound-Layer Meteor.* **90**. 83–115.
- STEFANOVITS P., 1992. *Talajtan.* Mezőgazda Kiadó. Budapest.
- TARDIEU, F. & DAVIES, W. J., 1993. Integration of hydraulic and chemical signaling in the control of stomatal conductance and water status of droughted plants. *Plant Cell and Environment.* **16**. 341–349.
- TIETJE, O. & HENNINGS, V., 1996. Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedo-transfer functions compared to the variability within FAO textural classes. *Geoderma.* **69**. 71–84.
- TIETJE, O. & TAPKENHINRICHS, M., 1993. Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* **57**. 1088–1095.

- TUBA, Z. et al., 1994. Response of photosynthesis, stomatal conductance, water use efficiency and production to long-term elevated CO₂ in winter wheat. *J. Plant Physiol.* **144**. 661–668.
- VAN GENUCHTEN, M. T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **44**. 892–898.
- VÁRALLYAY GY., 1987. A talajok vízgazdálkodása. Akadémiai doktori értekezés. Budapest.
- WETZEL, J. P. & CHANG, J. T., 1987. Concerning the relationship between evapotranspiration and soil moisture. *J. Climate and Appl. Meteor.* **26**. 18–27.

Érkezett: 2003. július 1.

Comparative Analysis of the Soil Moisture Potential of North American and Hungarian soils

F. ÁCS and M. DRUCZA

Department of Meteorology, Eötvös Loránd University, Budapest

Summary

A comparison was made of the soil moisture potential of North American and Hungarian soils using parameters developed by CLAPP and HORNBERGER (1978) [$\Psi_{CH}(\theta)$] and RAJKAI (1988) [$\Psi_R(\theta)$]. The analysis was made for sand, loam and clay soil textures, assuming homogeneous (θ^H/Ψ^H) and inhomogeneous (θ^{INH}/Ψ^{INH}) areal distribution of the soil moisture content. The value of θ for inhomogeneous areal distribution was simulated for normal distribution.

The main results can be summarized as follows:

1. Deviations between $\Psi_{CH}^H(\theta)$ and $\Psi_R^H(\theta)$ were greatest for soil with clay texture under dry conditions (e.g. $\log |\Psi_{CH}(0.15 \text{ m}^3\text{m}^{-3})| - \log |\Psi_R(0.15 \text{ m}^3\text{m}^{-3})| = 2 \text{ pF}$).

2. The deviations between the $\Psi_R^H(\theta)$ and $\Psi_R^{INH}(\theta)$ functions were small for all soil textures and θ values.

3. The relationship between the $\Psi^{INH}(\theta)$ and $\Psi^H(\theta)$ functions was quantified.

The results can be utilized in the estimation of soil water balances.

Table 1. Coefficients of the parametrization carried out by CLAPP and HORNBERGER (1978) and RAJKAI (1988) [equations (1) and (2)] for the five soil texture categories. (1) Sand. (2) Sandy loam. (3) Loam. (4) Clay loam. (5) Clay.

Table 2. Mean value of the particle fractions for the three main soil texture types in Hungary and the USA (based on COSBY et al., 1984; FILEP & FERENCZ, 1999). (1) Soil texture. a) sand; b) loam; c) clay. (2) Sand. (3) Silt. (4) Clay. (5) Mean value of the particle fraction, %.

Table 3. Steepness of the $\Psi_R^H(\theta)$ and $\Psi_{CH}^H(\theta)$ functions at point $\theta_s/2$ and at soil moisture contents associated with the wilting point (θ_w) and field water capacity (θ_f), based on CLAPP and HORNBERGER (1978) and RAJKAI (1981, 1988). (1): see Table 2. (2) Parametrization.

Table 4. Parameters of the regression functions of the $\theta_{ag}(\theta_m)$ correlation.

Fig. 1. Relationship between the moisture potential and moisture content of the soil in the case of soil moisture with homogeneous (A) and inhomogeneous (B) areal distribution (m^3m^{-3}) for sand, loam and clay soil textures. Vertical axis: absolute value of soil moisture potential, m water column.

Fig. 2. Relationship between the moisture potential of the soil and the areal mean of soil content with homogeneous and inhomogeneous areal distribution, according to RAJKAI (1981, 1988) and CLAPP and HORNBERGER (1978) in the case of sand (A), loam (B) and clay (C) soil textures. Vertical axis: absolute value of soil moisture potential, m water column. Horizontal axis: Areal mean of soil moisture content (m^3m^{-3}).

Fig. 3. Relationship between aggregated (vertical axis) and mean (horizontal axis) soil moisture content (m^3m^{-3}) for sand, loam and clay using the parametrization of CLAPP and HORNBERGER (1978) (A) and RAJKAI (1981, 1988) (B).