

**Debreceni Egyetem**  
Agrártudományi Centrum  
**Mezőgazdaságtudományi Kar**  
**Földműveléstani Tanszék**

**MULTIDISZCIPLINÁRIS AGRÁRTUDOMÁNYOK DOKTORI ISKOLA**

**Doktori Iskola vezető:**

Prof. dr. Nagy János  
**MTA doktora**

**Témavezetők:**

Prof. dr. Nagy János  
**MTA doktora**

Dr. Kovács Géza  
a biol. tud. kandidátusa

**A NEDVESSÉGFORGALOM MODELLEZÉSE  
NÖVÉNYTERMESZTÉSI MODELLEKBEN**

**Készítette:**

Fodor Nándor  
**doktorjelölt**

Debrecen  
**2002**

## 1. BEVEZETÉS

A légkör-talaj-növény rendszer igen összetett. Egy Debrecenhez közeli szántóföld egy hektáros területére átlagos évben kb. 4 500 tonna csapadék esik. Eközben ugyanerre a területre több mint 4 TJ energia érkezik a Naptól. Az elvetett néhány kilogramm vetőmagból néhány hónap alatt több mint 25 tonna tömegű növénytakaró fejlődik ki, miközben a rendszer összetevői számtalan módon hatnak egymásra.

Mi lesz a csapadék sorsa? Lefolyik a felszínen? Mekkora hányada szivárog be a talajba, milyen anyagokat és mennyit ragad magával és szállít a talajvíz felé? Hogyan változik a talaj nedvességtartalma és a szállított anyagok koncentrációja térben és időben? A növények egységnyi idő alatt mennyi vizet vesznek föl a talajból, mennyi sugárzó energiát nyelnek el, és ebből mennyi szerves anyag keletkezik? A termelő szerves anyag hogyan oszlik meg a növény egyes szervei között? Hogyan fejlődik és növekszik a növény? Mekkora lesz a termés? A mezőgazdasági rendszermodellek célja, hogy a légkör-talaj-növény rendszer folyamatait matematikai eszközökkel leírják, és számítógép segítségével szimulálják választ keresve a fenti kérdésekre. Ezen rendszermodellek különböző függvényekkel, differenciálegyenletekkel, illetve ezekből felépülő algoritmusokkal (eljárásokkal) írják le a rendszer folyamatait. Ezen eljárások egy része a 'modellezett' növény fejlődését és növekedését, más részük a talajban történő vízmozgást, megint más részük pedig a rendszer többi folyamatait (pl. nitrifikáció, denitrifikáció, transzspiráció stb.), írják le. A rendszer főbb részfolyamatait leíró modellösszetevőket almodelleknek (moduloknak) nevezzük.

A számítástechnika fejlődése csak a 1970-es években tette lehetővé, hogy a kutatók (és programozók) az addig felhalmozott természettudományos ismereteket számítógépes algoritmusokban megfogalmazva elkészítsék az első szimulációs modelleket. Kezdetben a tudományos ismeretszerzésre való törekvéseken kívül 'magasabb' érdekek is motiválták a modellezőket. A hidegháború éveiben az Egyesült Államok vezetősége például azért támogatta a modellfejlesztők munkáját, mert a növénytermesztési modelleket a Szovjetunió kukorica- és búzatermésének megbecslésére akarták felhasználni.

Mivel a modellezett rendszer egyik fő eleme a víz, a szimulációs növénytermesztési modellek egyik legfontosabb része a talaj nedvességforgalmát leíró modul. Ennek megfelelően doktori dolgozatom céljai az alábbi pontokban foglalhatók össze.

1. Áttekinteni a szántóföldi rendszermodellek nedvességforgalmi almodelljeinek történeti fejlődését.
2. Összehasonlítani ezen modellek hatékonyságát valós mérési eredmények felhasználásával.
3. Áttekinteni a talaj nedvességforgalma modellezésének különleges problémáit.  
Például:
  - a. A modellek inputigényének kielégítése
  - b. Bi- és unimodális talajok nedvességforgalma
  - c. A talaj víztartó- és vízvezetőképességének hiszterézise
  - d. Bypass flow (elkerülő áramlás)
4. Felkutatni és bemutatni a fent konkrétan is említett problémák megoldására eddig született megoldásokat.
5. Megalkotni oktatási és kutatási célra egyaránt használható növénytermesztési modellt (4M), amely magában foglalja a talaj nedvességforgalmának modellezése területén eddig elért főbb eredményeket, és összehasonlíthatóvá teszi a különböző iskolák elméleti modellezési javaslatait.
6. Elvégezni a 4M modell nedvességforgalommal kapcsolatos paramétereire, illetve moduljaira vonatkozó érzékenységvizsgálatokat.
7. Összekapcsolni a 4M modellt olyan adatbázisokkal, amelyek lehetővé teszik a modell szélesebb körben történő felhasználását.

## 2. IRODALMI ÁTTEKINTÉS

Mivel a légkör-talaj-növény rendszer folyamatainak meghatározó összetevője és/vagy módosító tényezője a talaj vízháztartása, a növénytermesztési modellekben kiemelt szerepet kapnak a talaj nedvességforgalmát leíró almodellek (modulok). Ezek megalkotásának fontos előfeltétele volt a talajban történő vízmozgás alapegyenletének felállítása.

### 2.1. A VÍZÁRAMLÁS ALAPEGYENLETÉNEK TÖRTÉNETE

A víz porózus közegben (pl. talajban) történő áramlása már a XIX. században élenken foglalkoztatta az elméleti és gyakorlati szakembereket. 1856-ban egy Darcy nevű mérnök megbízást kapott Dijon városától, hogy a lakosok ivóvízellátását megoldja. Darcy homokkal megtöltött tartályokat használt a víz megszűrésére. Munkája közben figyelt fel arra, hogy milyen szoros összefüggés van a tartály két vége között mérhető nyomáskülönbség, és a tartályon egységnyi idő alatt átáramló víz mennyisége között. A Darcy által felállított összefüggés a vízzel teljesen telített (kétfázisú) talaj nedvességfogalmának alapegyenlete lett (*Darcy*, 1856).

$$[1] \quad \mathbf{q} = -\mathbf{K}_s \frac{\Delta p}{L} \quad (\text{Darcy egyenlet, jelölése: DE})$$

$\mathbf{K}_s$  telítési (hidraulikus) vízvezetőképesség [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ]  
 $\Delta p$  nyomáskülönbség az áramlási tér két pontja között [ $\text{m}$ ]<sup>1</sup>  
 $L$  távolság a nyomásmérések helyei között [ $\text{m}$ ]  
 $\mathbf{q}$  a víz áramlási sebessége [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ]

A negatív előjel arra utal, hogy a víz, kétfázisú talajban, mindig a nyomásnövekedés irányával ellentétesen mozog.

A következő lépést, fél évszázaddal később, *Buckingham* (1907) tette meg. Elmélete szerint a telítetlen (háromfázisú) talaj egy adott pontjában akkor áramlik víz, amikor ott a víz összpoteenciáljának<sup>2</sup> (kapilláris és gravitációs) gradiense nullától különbözik. Ennek megfelelően, *Fourier* (1807) hőáramlásra vonatkozó törvényének, illetve *Ohm* (1827) törvényének analógiájára felállította a telítetlen talajban történő vízmozgás

---

<sup>1</sup> A nyomás SI mértékegysége a Pa megadható adott magasságú vízoszlop nyomásával:  $1 \text{ Pa} \approx 10^{-4} \text{ m}$ .

<sup>2</sup> 1907-ben az összpoteenciál a gravitációs és kapilláris potenciál összegét jelentette. *Buckingham* kapilláris potenciálja a mai tenziométer-nyomás potenciállal egyenértékű. → **1. melléklet**

alapegyenletét, mely szerint a talaj egy bizonyos pontjában az áramlás fluxusa egyenesen arányos az összpotenciál gradiensevel (*Buckingham, 1907*).

$$[2] \quad \mathbf{q} = -\mathbf{K} \cdot \nabla \mathbf{H} \quad (\text{Darcy-Buckingham egyenlet, jelölése: DBE})$$

<b>K</b>	vízvezetőképesség [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ]
<b>H</b>	összpotenciál [m]
<b>q</b>	a víz áramlási sebessége/fluxusa [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ]
<b>∇</b>	nabla operátor

Amennyiben a potenciált egységnyi súlyú vízre vonatkoztatjuk, a mértékegysége méter, és **h**-val jelöljük (*Stefanovits et al., 1999a*).

Buckingham definiálta a kapilláris potenciált, és több talaj esetében meghatározta annak nedvességtartalomtól való függését. Ezt az összefüggést ma pF görbének (*Schofield, 1935*) vagy víztartóképesség függvénynek (*Rajkai, 1983*) nevezzük.

A Darcy-Buckingham egyenlet csak időben állandó áramlások esetében érvényes. Mivel ilyen körülmények a valóságban ritkán adódnak a DBE csak megszorító feltételek mellett alkalmazható a talaj vízforgalmának leírására.

*Richards (1931)* az anyagmegmaradás elvével kombinálta a DBE-et, és kiterjesztette annak érvényességét térben és időben változó áramlási körülményekre. Az így kapott differenciálegyenlet formailag helyesen (egzaktul) írja le a talajban történő vízáramlást, térben és időben. Általános alakja:

$$[3] \quad \frac{\partial \Theta}{\partial t} = \nabla(\mathbf{K} \cdot \nabla \mathbf{H}) \quad (\text{Richards egyenlet, jelölése: RE})$$

<b>K</b>	vízvezetőképesség [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ]
<b>H</b>	összpotenciál [m]
<b>Θ</b>	nedvességtartalom [ $\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$ ]
<b>t</b>	idő [s]
<b>∇</b>	nabla operátor

Bár a Richards egyenlet felállításakor hallgatólagosan elfogadott előfeltételezések érvényessége megkérdőjelezhető, a mai napig ez az összefüggés jelenti a talaj nedvességforgalmának legjobb leírását elméleti szempontból (*Rose, 1991*).

## 2.2. A RICHARDS EGYENLET FELÉPÍTÉSE

A Richards egyenlet azt a tényt rögzíti, hogy mind a kétfázisú, mind a háromfázisú talajban történő vízmozgás oka a talajoldat energiaállapotának nem egyenletes térbeli eloszlása. A talajszelvényben a víz mindig a magasabb energiaállapotú helyről az alacsonyabb felé mozog, egyensúlyi, ekvipotenciális állapotra törekszik. A talajoldat energiaállapotát a potenciál segítségével jellemezhetjük. A talaj(szelvény) egy adott pontjában a potenciál attól függ, hogy az ott található vízre milyen erők hatnak. A talajnedvesség több egymástól függetlenül működő erőter hatása alatt áll, amelyek eredője okozza azt, hogy a talaj nedvességtartalmának potenciálja különbözik a tiszta (oldott anyagoktól mentes), szabad (a szilárd fázis hatásától mentes) víztől. Ezen erőterek létezése a gravitáció, a szilárd fázis kapilláris és adhéziós vonzásának, a vízben oldott különféle anyagok (pl. sók), stb. jelenlétére vezethető vissza.

A talajoldat összpotenciáljának és összetevőinek szabatos definícióját az ISSS 1974-ben állapította meg, amelyet azóta több alkalommal is felülvizsgált (*Bolt et al., 1974*) → **1. melléklet**. A fentiek alapján a talaj adott pontjában található víz energiaállapotát az alábbi összeggel fejezhetjük ki.

$$[4] \quad H = h_g + h_o + h_k + h_a + h_e + h_p + h_t$$

<b>H</b>	összpotenciál <sup>3</sup>
<b>h<sub>g</sub></b>	gravitációs potenciál
<b>h<sub>o</sub></b>	ozmotikus potenciál
<b>h<sub>k</sub></b>	kapilláris potenciál
<b>h<sub>a</sub></b>	adhéziós potenciál
<b>h<sub>e</sub></b>	envelop potenciál
<b>h<sub>p</sub></b>	pneumatikus potenciál
<b>h<sub>n</sub></b>	nedvesség-potenciál
<b>h<sub>m</sub></b>	mátrixpotenciál
<b>h<sub>t</sub></b>	tenziométer-potenciál

Az összpotenciál összetevőinek vízmozgásra gyakorolt hatása annak módjában és mértékében is eltérő (*Hillel, 1980a*). Bár agyagokban az envelop potenciál értéke igen jelentős lehet, vízmozgásra gyakorolt hatását mégis legtöbbször elhanyagolják.

---

<sup>3</sup> Az összpotenciál és összetevőinek definícióját az **1. mellékletben** foglaltam össze.

Az ozmózipotenciál hatása szintén elhanyagolható a mátrix- és gravitációs potenciáléhoz képest (Várallyay, 1987a). Ezek alapján az összpotenciál vízmozgás során figyelembe vett összetevői (a tenziométer-potenciált, egyszerűség kedvéért, a továbbiakban  $h$ -val jelölve):

$$[5] \quad \mathbf{H} = \mathbf{h}_g + \mathbf{h}$$

Az [5] összefüggést a [3] egyenletbe helyettesítve, függőleges (egy dimenziós) vízmozgást feltételezve, és a mátrixpotenciál hőmérsékletfüggésének áramlásmódosító hatását elhanyagolva (Nassar and Horton, 1997), a Richards egyenlet az alábbi formát ölti:

$$[6] \quad \frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \mathbf{K}(\mathbf{h}) \cdot \left( \frac{\partial \mathbf{h}(\Theta)}{\partial z} + \mathbf{1} \right) \right)$$

$\Theta$	nedvességtartalom [ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ]
$t$	idő [s]
$z$	a függőleges térkoordináta [m]
$\mathbf{K}$	vízvezetőképesség [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ]
$\mathbf{h}$	tenziométer-potenciál [m]

A Richards egyenlet egy **másodrendű** (mivel benne a potenciál második deriváltja szerepel), **nemlineáris** (mivel a benne szereplő függvények  $h(\Theta)$  és  $K(h)$  nem lineárisak), **csatolt** (mivel benne a nedvességtartalom időbeli változása a potenciál térbeli változásának függvénye) differenciálegyenlet. Legfontosabb elemei a benne szereplő víztartóképeség  $h(\Theta)$  és vízvezetőképesség  $K(h)$  függvény.

### 2.2.1. A VÍZTARTÓKÉPESSÉG FÜGGVÉNY, pF GÖRBE, $h(\Theta)$

A pF fogalmát *Schofield* (1935) vezette be. Definíció szerint a talajban mérhető szívóerő (tenziométer-nyomás potenciál abszolút értéke) tízes alapú logaritmussával egyenlő. A pF-görbe megmutatja, hogy adott nedvességtartalom mellett a talajban mekkora szívóerő tapasztalható. A pF-görbe elméletileg egy folytonos függvény, gyakorlatban azonban csak néhány pontját állapítják meg méréssel (pF mérés). A mérés elvi és technikai részletei, valamint különböző módszerei a talajfizikával foglalkozó könyvekben (*Richards*, 1965; *Hillel*, 1980b; *Koorevaar et al.*, 1983; *Klute and Dirksen*, 1986; *Bruce and Luxmoore.*, 1986; *Kutílek and Nielsen*, 1994a) és egyéb írásokban megtalálhatók (*Várallyay*, 1987b). A TAKI-ban alkalmazott eljárás esetében a

talajminták  $pF = 0,0; 1,4; 1,0; 1,5; 2,0; 2,3; 2,7; 3,4; 4,2$  és  $6,2$  mellett tapasztalható nedvességtartalmát határozzák meg (Várallyay, 1978).

A  $pF$ -görbével egyenértékű, a vízmozgás modellezésében gyakrabban használt függvény a víztartókéesség-függvény  $h(\Theta)$ , amely a talaj nedvességtartalma és nyomáspotenciálja közötti összefüggést írja le. Gyakorlatban a  $h(\Theta)$  függvénynek mindig csak a  $pF$  mérésből származó néhány pontja ismert. Azok a vízmozgás-modellek azonban, amelyek a Richards egyenletet használják, folytonos  $h(\Theta)$  összefüggést igényelnek.

### 2.2.2. A VÍZTARTÓKÉPESSÉG FÜGGVÉNY MATEMATIKAI LEÍRÁSA

A folytonos  $h(\Theta)$  vagy  $\Theta(h)$  függvényt a  $pF$  mérés során meghatározott  $\Theta_i$ - $h_i$  pontokra történő függvényillesztéssel kaphatjuk meg. Az elmúlt évtizedekben számos próbálkozás történt a víztartókéesség-függvény zárt alakú függvénnyel történő leírására. Ezek a függvények, bármilyen alakút válasszunk is, mindig csak közelítő leírását adják a  $\Theta$ - $h$  összefüggésnek. A témában Várallyay (1987c) összefoglaló munkája a legbővebb. Kovács és Péczely (1975) elméleti megfontolások alapján próbálkoztak a  $pF$ -görbe matematikai leírásával. Az általuk javasolt, egy eloszlásfüggvényből és egy hatod fokú hiperbolából összetett, függvény azonban, bonyolultsága miatt a nedvességforgalom modellezésében nem alkalmazható. Vízmozgás-modellekben (Hutson and Wagenet, 1992; van Dam et al., 1997; Simunek et al., 1998; Fodor et al., 2001) kizárólag a Brooks-Corey féle (1964) illetve a van Genuchten féle (1980) függvényt alkalmazzák, mivel azokat Mualem (1976a) elméletével kombinálva, a víztartókéesség függvényből, azok paramétereit felhasználva, megkonstruálható a vízvezetőképesség függvény is.

$$\text{Brooks and Corey, 1964:} \quad \Theta_E = \left( \frac{h_A}{h} \right)^\lambda$$

$$\text{van Genuchten, 1980:} \quad \Theta = \Theta_r + \frac{\Theta_s - \Theta_r}{\left( 1 + (\alpha \cdot h)^n \right)^{1-1/n}}$$

$h$  nedvességpotenciál [m]

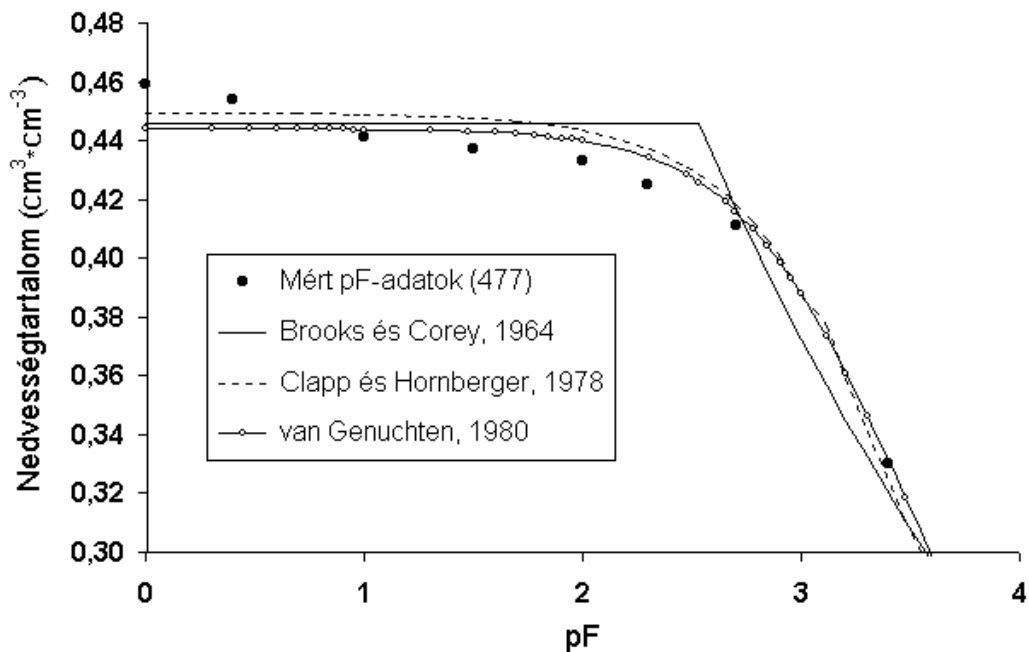
$\Theta$  nedvességtartalom [ $m^3 \cdot m^{-3}$ ]

$\Theta_E$  effektív nedvességtartalom, definíció szerint:  $(\Theta - \Theta_r) / (\Theta_s - \Theta_r)$

$\Theta_s, \Theta_r, \lambda, h_A, n, \alpha$  illesztési paraméterek



A van Genuchten féle függvény sok talaj esetében kielégítő leírását adja a  $h-\Theta$  összefüggésnek (van Genuchten, 1980; Mohanty et al., 1997). A Brooks-Corey féle hatványfüggvény a közepes tenziótartományban sok esetben igen rossz közelítést adja a mért pF értékeknek. Clapp és Hornberger (1978) egy parabola segítségével küszöbölt ki a hatványfüggvény gyengeségét (1. ábra). A 1980-as években igyekeztek a van Genuchten féle függvény paramétereinek fizikai jelentést tulajdonítani pl.:  $\Theta_s$  = nedvességtartalom teljes telítettséggör [m<sup>3</sup>\*m<sup>-3</sup>]. Általános, minden talajra érvényes összefüggést azonban nem sikerült megállapítani. A talajok többségének esetében a mért pF-pontokra legjobban illeszkedő van Genuchten féle függvény  $\Theta_s$  paramétere kisebb a talaj maximális víztartalmánál (A TAKI 244 talajt tartalmazó adatbázisában (Rajkai et al., 1981; Várallyay, 1987g) például 239 esetben.).



1. ábra: A TAKI adatbázisában szereplő 477-es számú minta mért pF adatai, és az arra illesztett Brooks-Corey, Clapp-Hornberger és van Genuchten függvények.

### 2.2.2.1. BI- ÉS MULTIMODÁLIS TALAJOK VÍZTARTÓKÉPESSÉG FÜGGVÉNYE

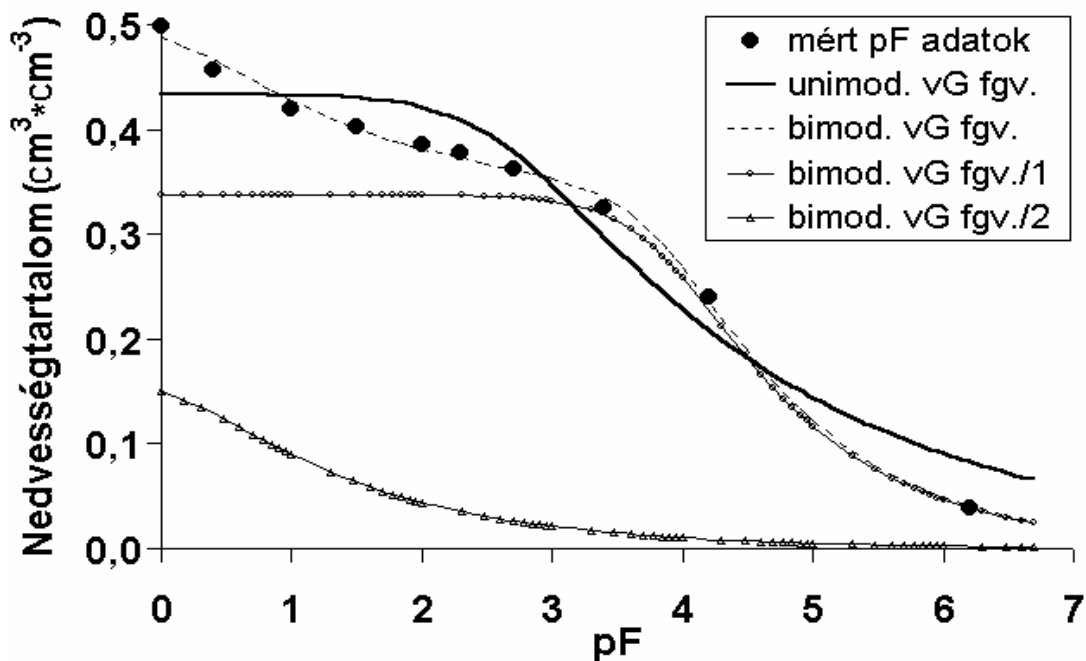
A mért pF értékek és az illesztett víztartókéesség függvény értékei közötti eltérés különösen hangsúlyos bi- és multimodális illetve duzzadó talajok esetében. A bimodális talajok pórus tere két független eloszlással leírható pórusrendszerből tevődik össze: makropórustér és kapilláris pórustér. Ennek eredményeképpen víztartókéesség

függvényeiknek 1 helyett 3 inflexiós pontja van. Multimodális talajok esetében a kapillaris pórustér tovább differenciálható.

Ezen talajok víztartókéesség függvényét több van Genuchten féle függvény összetételével [7] (2. ábra) adhatjuk meg (Othmer et al., 1991; Durner, 1994; Mohanty et al., 1997). Bimodális talaj esetében:

$$[7] \quad \Theta = \sum_{i=1}^2 \Theta_{r_i} + \frac{\Theta_{S_i} - \Theta_{r_i}}{\left(1 + (\alpha_i \cdot h)^{n_i}\right)^{1-1/n_i}}$$

- h** nedvességpotenciál [m]  
**Θ** nedvességtartalom [ $m^3 \cdot m^{-3}$ ]  
**Θ<sub>S<sub>i</sub></sub>, Θ<sub>r<sub>i</sub></sub>, n<sub>i</sub>, α<sub>i</sub>** illesztési paraméterek



2. ábra: A TAKI adatbázisának 422-es mintájának pF adatai, az arra illesztett (egyszerű – unimodális) illetve (összetett – bimodális) van Genuchten függvények, és a bimodális függvény két összetevője (talajmátrix – 1; makropórustér – 2).

Létezik vízgazdálkodási modell<sup>4</sup> (Simunek et al., 1994) amely képes bimodális talajok nedvességforgalmának leírására. Növénytermesztési modellekben ezt a módszert egyelőre nem alkalmazzák (kivéve a 4M modellt → 3.3.5. fejezet), pedig használatával

<sup>4</sup> Vízgazdálkodási modellek célja a talaj vízforgalmának lehető legpontosabb modellezése, viszont nem célja a talajon termő növény fejlődésének és növekedésének nyomon követése. A növényt általában csak egy időben állandó gyökéreloszlás formájában veszik figyelembe, melynek segítségével kiszámítható, hogy a transzspiráció során (ami vagy bemenő adat, vagy csak elnagyoltan számítanak ki) eltávozó vízzel az egyes talajrétegek nedvességtartalma hogyan változott.

lényegesen javítható a víztartókéesség függvény illeszkedése a mért pF adatokra az alacsony tenziótartományban (2. ábra). A függvényillesztés négyzetes eltérés összege (SSQ) akár tizedére is csökkenthető bimodális talajok esetében.

### 2.2.3. A VÍZVEZETŐKÉPESSÉG FÜGGVÉNY, $K(h)$

A  $K(h)$ ,  $K(\Theta)$  méréseknek bár egyszerű a koncepciója, legtöbbje nagyon időigényes, vagy nehezen kivitelezhető, továbbá az egyes módszerekben előforduló egyszerűsítő feltevések további hibaforrást jelentenek (Rajkai, 1984; van Genuchten and Leij, 1989). A különböző mérési módszerek elvi és technikai részletei, a talajfizikával foglalkozó könyvekben (Klute and Dirksen, 1986; Green et al., 1986) és cikkekben (Rose et al., 1965; Watson, 1966; Vachaud, 1967; Bouma et al., 1971; Dirksen, 1975; Clothier and White, 1981; Jones and Wagenet, 1984; van Grinsven et al., 1985; Sisson and van Genuchten, 1991) megtalálhatók.

A vízvezetőképesség függvény az alábbi alakban írható fel (Rajkai, 1984):

$$[8] \quad \mathbf{K}(h) = \mathbf{K}_s \cdot \mathbf{k}_r(h)$$

$h$  nedvességpotenciál [m]  
 $\mathbf{K}_s$  hidraulikus vezetőképesség [ $m \cdot s^{-1}$ ]  
 $\mathbf{k}_r$  relatív vízvezetőképesség

A hidraulikus vezetőképesség egyszerre jellemzi a talajt és az abban áramló folyadékot.

$$[9] \quad \mathbf{K}_s = \mathbf{K}_t \left( \frac{\mathbf{P}^3}{14} \frac{\mathbf{A}_f^2}{4} \frac{\mathbf{a}, \tau}{43} \right) \cdot \mathbf{K}_f \left( \frac{\rho}{14} \frac{\mu}{245} \right) \quad (\text{Kutílek and Nielsen, 1994b})$$

talaj folyadék

$\mathbf{P}$  porozitás  
 $\mathbf{A}_f$  fajlagos felület [ $m^{-1}$ ]  
 $\mathbf{a}, \tau$  a talaj kapillárisait jellemző skalárok  
 $\rho$  a víz sűrűsége [ $kg \cdot m^{-3}$ ]  
 $\mu$  a víz dinamikus viszkozitása [ $kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$ ]

Adott talajra a hidraulikus vezetőképességet legtöbbször időben állandó értékű skalárnak tekintik. A valóságban, főleg szabadföldi körülmények között, ez a feltételezés sok esetben nem állja meg a helyét → 2.6.4-5. fejezet.

A nedvességforgalmi modellek működésének szükséges feltétele a talaj hidraulikus vezetőképességének ismerete. Ezért annak kísérleti úton történő meghatározása (Kazó, 1966; Várallyay, 1987d) elengedhetetlen.

#### 2.2.4. A RELATÍV VÍZVEZETŐKÉPESSÉG FÜGGVÉNY MATEMATIKAI LEÍRÁSA, $k_r(h)$

A vízmozgásmodellek működéséhez általában szükséges folytonos  $K(h)$  illetve  $k_r(h)$  összefüggést a mérés során meghatározott  $K_i$ - $h_i$  pontokra történő függvényillesztéssel kaphatjuk meg. Amennyiben pusztán a talaj vízvezetőképességének leírása a cél, a leggyakrabban hatvány vagy exponenciális függvényt használnak:

$$\text{Wind, 1955:} \quad k_r = a \cdot h^{-m}$$

$$\text{Gardner, 1958:} \quad k_r = \frac{a}{h^m + b}$$

$$\text{Gardner, 1958:} \quad k_r = e^{-ch}$$

$k_r$  relatív vízvezetőképesség  
 $h$  nedvességpotenciál [m]  
 $a, m, b, c$  illesztési paraméterek

*Irmay* (1954) elméleti megfontolások alapján, a talaj telítettségének függvényeként vezette le a relatív vízvezetőképességet. Könnyű mechanikai összetételű talajokra több kísérleti eredmény is megerősítette az *Irmay* féle összefüggés helyességét.

Vízmozgás modellekben azonban a fenti függvényeket nem használják. Helyettük más megoldást alkalmaznak → 2.2.5. fejezet.

#### 2.2.5. A VÍZTARTÓ- ÉS VÍZVEZETŐKÉPESSÉG FÜGGVÉNYEK KAPCSOLATA

Az előző fejezetben említett függvények nyilván csak abban az esetben használhatók, ha a vezetőképesség mérés adatai rendelkezésünkre állnak. A mérés nehézkessége miatt azonban ez a helyzet ritkán adott. *Childs* és *Collis-George* (1950) olyan módszert dolgoztak ki, melynek segítségével kapcsolatba hozták a  $K(h)$  függvényt a pórusméret-eloszlással. Az ő munkájukat folytatva *Burdine* (1953) olyan egyenletet állított fel, mellyel a pF görbe ismeretében  $k_r(h)$  közvetlenül megadható.

$$[10] \quad k_r = \Theta_E^b \cdot \frac{\int_0^{\Theta} \frac{d\Theta}{h^2(\Theta)}}{\int_0^{\Theta_S} \frac{d\Theta}{h^2(\Theta)}}$$

$k_r$  relatív vízvezetőképesség  
 $h$  nedvességpotenciál [m]  
 $\Theta$  nedvességtartalom [ $m^3 \cdot m^{-3}$ ]  
 $\Theta_E$  effektív nedvességtartalom, definíció szerint:  $(\Theta - \Theta_r) / (\Theta_S - \Theta_r)$

Burdine az egyenletben szereplő konstansnak  $b = 2$  értéket adott. *Mualem* (1976a) 50 talajminta elemzése után a  $b = 0,5$  átlagértéket állapította meg, és Burdine egyenletét az alábbi alakra módosította:

$$[11] \quad k_r = \Theta_E^{0,5} \cdot \left[ \frac{\int_0^{\Theta} \frac{d\Theta_E}{h(\Theta_E)}}{\int_0^1 \frac{d\Theta_E}{h(\Theta_E)}} \right]^2$$

- $k_r$  relatív vízvezetőképesség  
 $h$  nedvességpotenciál [m]  
 $\Theta$  nedvességtartalom [ $m^3 \cdot m^{-3}$ ]  
 $\Theta_E$  effektív nedvességtartalom, definíció szerint:  $(\Theta - \Theta_r)/(\Theta_s - \Theta_r)$

Az egyenletben szereplő integrálok nem minden  $h(\Theta)$  összefüggésre kiértékelhetők. A Brooks-Corey és a van Genuchten féle víztartóképesség függvények nagy előnye, hogy velük az integrálások elvégezhetők (*Campbell*, 1974; *van Genuchten* 1980). Ekkor a relatív vízvezetőképesség függvények következőképpen néznek ki:

$$[12] \quad k_r(h) = \left( \frac{h_A}{h} \right)^{2+2,5 \cdot \lambda} \quad \text{Brooks-Corey}$$

$$[13] \quad k_r(h) = \frac{\left( 1 - (\alpha \cdot h)^{n-1} \cdot (1 + (\alpha \cdot h)^n)^{-m} \right)^2}{(1 + (\alpha \cdot h)^n)^{m/2}} \quad \text{van Genuchten (m = 1-1/n)}$$

- $k_r$  relatív vízvezetőképesség  
 $h$  nedvességpotenciál [m]  
 $\lambda, h_A, n, \alpha, m$  a víztartóképesség függvény illesztési paraméterei

Több vizsgálat igazolta, hogy a van Genuchten féle  $h(\Theta)$  összefüggéssel kapott vízvezetőképesség függvény több fajta talaj esetében is jól illeszkedik a méréssel meghatározott  $K_i-h_i$  pontokra. (*Stephens and Rehfeldt*, 1985; *van Genuchten and Nielsen*, 1985). Ezt a módszert minden Richards egyenletet alkalmazó vízmozgásmodell felhasználja, hiszen segítségével a  $K(h)$  összefüggés közvetlen (méréssel történő) meghatározása elhagyható.

Az *Ahuja-Swartzendruber* (1972) féle víztartókéesség függvénnyel a [11] egyenlet integrálásai nem végezhetőek el.

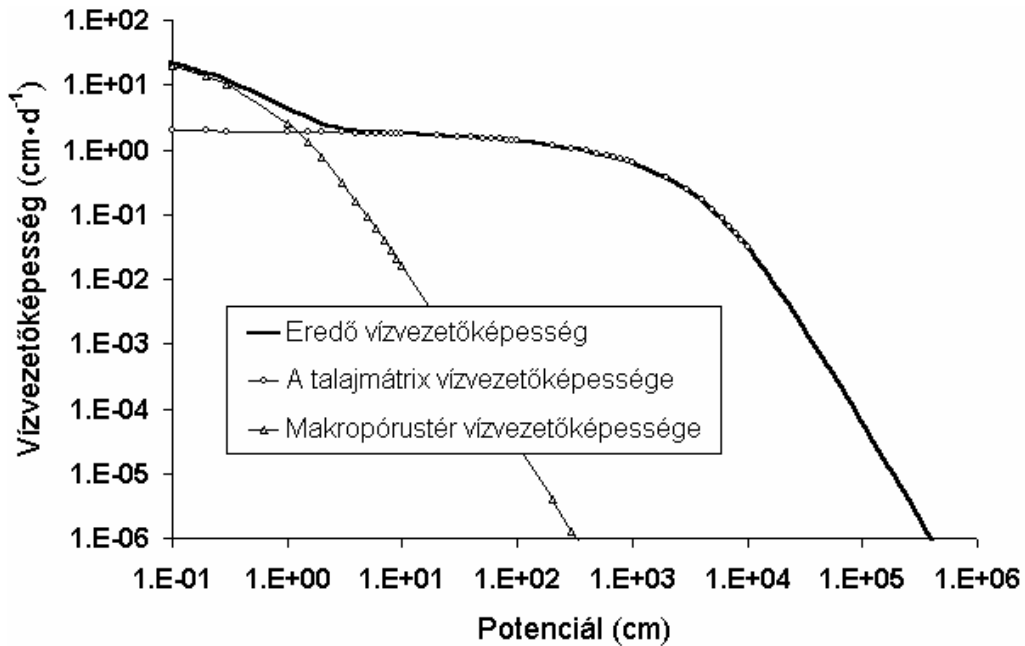
$$\text{Ahuja and Swartzendruber, 1972: } \Theta = \frac{\Theta_s}{1 + (\alpha \cdot h)^n}$$

**h** nedvességpotenciál [m]  
**Θ** nedvességtartalom [m<sup>3</sup>\*m<sup>-3</sup>]  
**Θ<sub>s</sub>, n, α** illesztési paraméterek

*Rajkai* (1984) olyan módszert dolgozott ki, mellyel az *Ahuja-Swartzendruber* féle függvény paramétereiből a van Genuchten féle függvény, illetve [13] paraméterei a [11] egyenlet alkalmazása nélkül meghatározhatók. *Rajkai* módszerével az *Ahuja-Swartzendruber* féle víztartókéesség függvény is felhasználhatóvá válik vízmozgás modellekben, ami azért jelentős, mert ez a függvény általában jobban illeszkedik a mért pF adatokra, mint a van Genuchten féle.

### 2.2.5.1. BI- ÉS MULTIMODÁLIS TALAJOK VÍZVEZETŐKÉPESSÉG FÜGGVÉNYE

A víztartókéesség függvényhez hasonlóan a bi- és multimodális talajok vízvezetőképesség függvénye is leírható [13] alakú függvények összegeként (*Mohanty et al., 1997*). Bimodális talaj esetében (3. ábra):



3. ábra: A TAKI adatbázisában szereplő 422-es számú minta bimodális víztartókéesség függvényéből [7] a [11] integrál segítségével kapott eredő vízvezetőképesség függvény [14] és annak összetevői.

$$[14] \quad K(h) = \sum_{i=1}^2 K_{s_i} \cdot \frac{\left(1 - (\alpha_i \cdot h)^{n_i-1} \cdot \left(1 + (\alpha_i \cdot h)^{n_i}\right)^{-m_i}\right)^2}{\left(1 + (\alpha_i \cdot h)^{n_i}\right)^{m_i/2}}$$

$m_{1,2}$  1-1/ $n_{1,2}$

$K_{s1}$  A talajmátrix hidraulikus vezetőképessége [ $m \cdot s^{-1}$ ]

$K_{s2}$  A makropórustér hidraulikus vezetőképessége [ $m \cdot s^{-1}$ ]

### 2.3. $h(\Theta)$ ÉS $K(h)$ FÜGGVÉNYEK PARAMÉTEREINEK MEGHATÁROZÁSA

A hagyományos módszer szerint a  $h(\Theta)$  és  $K(h)$  függvények paramétereit a pF mérés illetve a vezetőképesség mérés során meghatározott  $\Theta_i$ - $h_i$  illetve  $K_i$ - $h_i$  pontokra történő függvényillesztéssel kaphatjuk meg. Ezek azonban költséges és időigényes eljárások (*van Dam et al. 1992*). Az 1960-as évektől kezdődően számtalan olyan módszert dolgoztak ki, melyekkel a víztartó- és vízvezetőképesség függvény paramétereit egyszerűbben, gyorsabban és olcsóbban meghatározhatók.

A növénytermesztési modellek térbeli kiterjesztésének egyik fő nehézsége a talajra vonatkozó input adatok hiánya illetve az adott pontban mért értékek kiterjeszhetősége. A talajparaméter-becslő módszerek jelenthetik az egyik lehetőséget ezen adathiány leküzdésére.

A Richards egyenletet alkalmazó nedvességforgalmi modellek, bemenő adatként a (*van Genuchten* vagy *Brooks-Corey* féle) víztartóképesség függvény paramétereit illetve a hidraulikus vezetőképességet igénylik. Az alábbiakban ismertetett módszerek fontossága abban áll, hogy segítségükkel a hagyományos pF mérés nélkül is (*Várallyay, 1978*), közvetve vagy közvetlenül, megbecsülhetők a víztartóképesség függvény paramétereit.

#### 2.3.1. MÉRÉSEN ALAPULÓ MÓDSZEREK

Olyan eljárások, amelyek egy (a pF mérésnél) egyszerűbben és/vagy gyorsabban kivitelezhető (pl. vízszintes beszivárgási) vízmozgáskísérlet eredményei alapján adnak becslést a paraméterekre (*Boels et al., 1978; Dirksen, 1979; Plagge et al., 1989; van Dam et al., 1992; Shao and Horton, 1998; Simunek et al., 2000*). Közülük legelterjedtebb az egylépcsős kifolyási (one-step outflow) (*Passioura, 1976; Kool et al., 1985; Toorman et al., 1992*), és a többlépcsős kifolyási (multiple-step outflow)

(Eching et al., 1994, Crescimanno and Iovino, 1995) kísérletre alapuló inverz módszer. Alkalmazásakor feltételezik, hogy a Richards egyenlet, a beállított kísérletben, pontosan írja le a víz mozgását (pl. kezdetben teljesen telített talajoszlop szivárgása az oszlop alján). Az egyenletben szereplő  $h(\Theta)$  és  $K(h)$  függvények paramétereinek értéket adnak, majd megoldják az egyenletet. A megoldást (pl. kiszivárgó víz modell által számított kumulálódó mennyisége) összevetik a kísérletben mért eredménnyel. A paraméterek értékeit változtatva megkeresik azt a paraméter-együttest, amire a Richards egyenlet megoldása és a mérési eredmény között a legkisebb különbség adódik. Hazánkban, a Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézetben, Rajkai Kálmán vezetésével, jelenleg is zajlik egy többlépcsős kifolyási kísérleten alapuló mérési eljárás honosítása.

### 2.3.2. PEDOTRANSZFER FÜGGVÉNYEK (PTF-EK)

A talaj alapvető jellemzőinek (szemcseméret-eloszlás, térfogattömeg, szervesanyag-tartalom, stb.) ismeretében (általában) regressziós egyenletek (pedotranszfer függvények) segítségével adnak becslést (közvetve vagy közvetlenül) a keresett paraméterekre (Husz, 1967; Gupta and Larson, 1979; Arya and Paris, 1981; Rajkai et al., 1981; Rajkai et al., 1996; Scheinost et al., 1997; Wösten et al., 1999; Ungaro and Calzolari, 1999; Fodor és Kovács, 2001a).

Fontos megemlíteni az idevágó igen korainak számító magyar próbálkozásokat. Mados (1939) illetve Kreybig (1951) a talajok szabadföldi vízkapacitását és hervadás ponti nedvességét a Sik-féle higroszkóposság segítségével becsülte, míg id. Várallyay (1942) az Arany-féle kötöttségből számította a maximális és szabadföldi vízkapacitást. Bár az általuk kidolgozott becsülő egyenletek csak a pF-görbe néhány jellemző pontjának meghatározását teszik lehetővé, az alkalmazott alapelv ugyanaz, mint a napjainkban is használt pedotranszfer függvények esetében.

Ezen módszerek alkalmazásához szükség van egy megfelelően nagy talaj adatbázisra, amely tartalmazza a benne szereplő talajok pF adatait, valamint a szemcseméret-eloszlás és térfogattömeg értékeket, esetleg további adatokat (pl. kumulatív szemcseméret-eloszlást leíró függvény paraméterei (Rajkai, 1987).

Regressziós egyenletekkel kapcsolatot teremthetünk a pF adatok, mint függő változók, és az adatbázis más elemei, mint független változók között. Regresszió-analízis segítségével megállapíthatjuk az egyenletekben szereplő együtthatókat. Az így meghatározott egyenletek (PTF-ek) segítségével tetszőleges (adatbázison kívüli) talaj



pF adatai megbecsülhetők. Részleteiket tekintve ezek a módszerek négy csoportba oszthatók (Tietje and Tapkenhinrichs, 1993).

1. Az első módszernél, a  $h(\Theta)$  összefüggést elméleti megfontolások alapján nyerhetjük. Az eljárás három fő lépésből áll: (1) A szemcseméret-eloszlás alapján meghatározzuk a pórustér-eloszlást. (2) A pórustér-eloszlás ismeretében kiszámítjuk az adott telítettséghez tartozó nedvességtartalmat. (3) A Laplace egyenlet<sup>5</sup> segítségével a pórustér-eloszlás ismeretében kiszámítjuk az adott telítettséghez tartozó nedvességpotenciált. Így tetszőleges telítettséghez tartozó nedvességtartalom és nedvességpotenciál meghatározható (Haverkamp and Parlange, 1986).
2. A második módszernél (pontregressziók), a regressziós egyenletek függő változói a pF görbe adott tenzióértékekhez tartozó nedvességtartalmai. Például:

$$\Theta(pF_{2,3}) = 18,53 + 58,2 \cdot H + 48,8 \cdot A - 36,7 \cdot H^2 - 69,2 \cdot A^2 \quad (\text{Rajkai et al., 1981})$$

$\Theta$  nedvességtartalom (térfogat %)

$H$  homok frakció; 0,05 mm-nél nagyobb szemcsék aránya a talajban (%)

$A$  agyag frakció; 0,002 mm-nél kisebb szemcsék aránya a talajban (%)

Ebben az esetben ahhoz, hogy a vízmozgás modellben is használható folytonos  $h(\Theta)$  függvényt kapjunk, a regressziós egyenletek által kapott  $h-\Theta$  értékpárok által meghatározott pontokra függvényt kell illesztenünk.

3. A harmadik módszernél (paraméter-regresszió 1.), textúraosztályokat képezünk az adatbázis szemcseméret-eloszlás szempontjából hasonló talajaiból → **3.4.1. fejezet**, és az egy osztályba tartozó talajok pF adataira egyetlen, adott alakú 'átlag'  $\Theta(h)$  függvényt illesztünk (Wösten et al., 1999). Példaként: a TAKI 244 talajt tartalmazó adatbázisára (Rajkai et al., 1981; Várallyay, 1987g) alkalmazva ezt a módszert, a 'durva' textúraosztályt (homok > 60%; agyag < 20%) jellemző, van Genuchten féle 'átlag' víztartóképeség függvény paramétereire, az alábbi értékeket kapjuk:

$$\Theta_s = 0,425 \text{ (cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}\text{)}$$

$$\Theta_r = 0,007 \text{ (cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}\text{)}$$

$$\alpha = 0,0288 \text{ (cm}^{-1}\text{)}$$

$$n = 1,376$$

---

5 A Laplace-egyenlet egy kapilláris csőben lévő nedvesítő folyadék görbült felszíne miatt ébredő negatív nyomás (szívóerő) ( $h$ ) és a cső sugara ( $r$ ) között állapít meg kapcsolatot. Legegyszerűbb formájában:  $h \approx 0,15 \cdot r^{-1}$

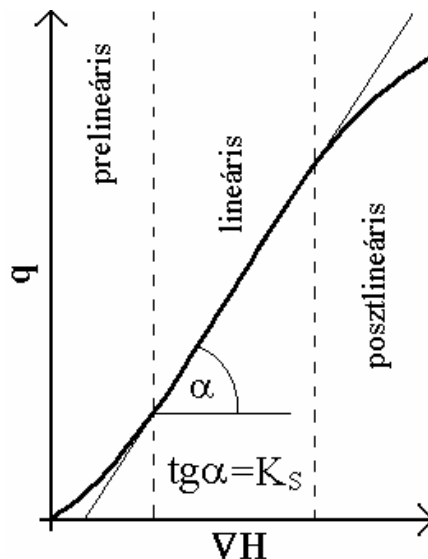
4. A negyedik módszer (paraméter-regresszió 2.) esetében az adatbázis minden egyes talajmintájának pF adataira adott alakú  $\Theta(h)$  függvényt illesztünk. Az így kapott paramétereket tekintjük a regressziós egyenletek függő változóinak, az adatbázis egyéb elemeit (általában kivéve a pF adatokat) pedig a független változóknak.

A  $\rightarrow$  **3.4. fejezetben** a 3. és 4. pontban ismertetett módszerek kombinálásával, a TAKI adatbázisát felhasználva pedotranszfer függvényeket állítottam fel a van Genuchten féle víztartóképeség függvény paramétereinek becslésére.

A pedotranszfer függvények nagy előnye, hogy használatukkal egyszerűen és gyorsan meghatározhatók/megbecsülhetők a talajok pF-görbéi illetve azok paraméterei. Nagy hátrányuk azonban, hogy általában csak olyan talajokra működnek jól (adnak pontos becsléseket), amelyekhez volt 'használó' (térfogattömegű, mechanikai összetételű stb.) abban az adatbázisban, amelynek segítségével a PTF-eket felállították (*Tietje and Hennings, 1993*).

#### **2.4. A DARCY ILLETVE RICHARDS EGYENLETEK ÉRVÉNYESSÉGI TARTOMÁNYA**

Belátható, hogy a Darcy és a belőle levezethető Richards egyenlet a Hagen-Poiseuille törvénynek a talaj pórusaira, mint áramlási csatornákra történő alkalmazásának makroszkopikus következménye (*Irmay, 1954*). A Hagen-Poiseuille törvény azonban csak lamináris (nem turbulens) áramlások esetében igaz, ezért elképzelhető, hogy bizonyos körülmények között a Darcy egyenlet érvényét veszti. A Darcy egyenlet szerint a talajban áramló folyadék sebessége egyenesen arányos, az áramlást okozó potenciálkülönbséggel. Már Darcy is felismerte, hogy nagy áramlási sebességek esetén, amelyek ritkán, durva homokokban megfigyelhetők, az egyenes arányosság nem teljesül. A nagy sebességgel áramló folyadékban örvények alakulnak ki. Az örvények létrehozásához szükséges energiát, a vízmozgást okozó potenciálkülönbség biztosítja, így ebben az ún. posztlineáris tartományban (4. ábra) a potenciálkülönbség ( $\nabla H$ ) növelésével az áramlás fluxusa ( $q$ ) a lineárisnál lassabb ütemben növekszik (*Bear, 1972; Hannoura and Barends, 1981*).



4. ábra: A vízáramlás fluxusának ( $q$ ) és a potenciál gradiensének ( $\nabla H$ ) összefüggése.

A Darcy egyenlettől való eltérés akkor jelentkezik, amikor a folyadék áramlási sebessége meghalad egy kritikus értéket. Ez az érték a porózus anyag Reynolds' számának ( $R_e$ ) ismeretében meghatározható. Vályogokban és finomabb szerkezetű talajokban a Darcy egyenlet feltételei minden természetben előforduló esetben fennállnak (Klute, 1965). A kritikus fluxus homoktalajra vonatkozó számításaim szerint, kb.  $10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  → **2. melléklet**. A Magyarországon előforduló leghevesebb zivatarok idején, a talajra érkező csapadék fluxusa kb.  $5\cdot 10^{-5} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (Szász, 1988). Megállapítható, hogy a Magyarországon előforduló szántóföldi és időjárési viszonyok mellett a Darcy egyenlettől való eltéréssel, a posztlineáris tartományban nem kell számolnunk.

Elméleti és laboratóriumi kísérleti munkák bizonyították, hogy főként olyan agyagokban, amelyek fajlagos felülete nagyon nagy ( $\sim 10^5 \text{ m}^2\cdot\text{kg}^{-1}$ ), kis áramlási sebességek esetén, az ún. prelineáris tartományban (4. ábra) a Darcy egyenlet nem, illetve csak módosított formában érvényes (Lutz and Kemper, 1959; Swartzendruber, 1962; Hannoura and Barends, 1981; Várallyay, 1987e).

A jelenség egy lehetséges magyarázata a következő. A Darcy egyenletben hallgatólagos feltételezés az, hogy a vízvezetőképesség illetve azon kapillárisok keresztmetszete, amelyekben a víz áramlik, független a potenciálkülönbségtől. A kapillárisokban található víz egy része adhéziós erőkkel kötődik a szilárd fázishoz bizonyos vastagságú réteget képezve annak felületén. A vízmolekulák egyre kisebb erővel kötődnek a szilárd fázis felületétől távolodva. A potenciálkülönbség növekedésével egyre több vízmolekula válik szabadná, és vesz részt az áramlásban, ami a réteg elvékonyodásához

vezet. Ennek következtében a potenciálkülönbség növekedésével a kapilláris aktuális keresztmetszete is növekszik, tehát a vízvezetőképesség növekszik. A folyamat addig tart, amíg a réteg gyakorlatilag eltűnik és a kapilláris teljes keresztmetszetén keresztül áramlik a víz. Bár a jelenség és lehetséges magyarázatai nagyon érdekesek, gyakorlati szempontból kicsi vagy semmi jelentőségük nincs (Hillel, 1980c). Szántóföldi körülmények között még nem sikerült megfigyelni a prelineáris tartományt (Kutilek and Nielsen, 1994c). A fentiek alapján megállapíthatjuk, hogy szántóföldi körülmények között, a Darcy és a belőle levezetett Richards egyenlet érvényessége áramlástan szempontból nem kifogásolható. Az elmúlt évtizedekben azonban több szempontból is megkérdőjelezték a Richards egyenlet érvényességét.

## 2.5. A RICHARDS EGYENLET KRITIKÁJA

A Richards egyenlet felállításakor (levezetésekor) hallgatólagosan több olyan feltevést is el kell fogadnunk, amelyek (kényelmi szempontból) elfogadhatónak tűnnek, illetve nehezen igazolhatók vagy cáfolhatók. Ezeket a feltételezéseket Rose (1990) négy pontba foglalta.

- a. A talaj nedvességtartalmának áramlási tulajdonságai nagyban (talán leginkább) az általa kitöltött pórustér geometriájától függenek. Mivel a pórusok alakját, méretét nem ismerjük, csak feltételezhetjük, hogy a mérésekkel és/vagy elméleti úton nyert talajjellemzők (pl. pórusméret eloszlás) elégséges információt hordoznak az áramlási tulajdonságok meghatározásához.
- b. Feltételezzük, hogy az egyes (nedvesedési vagy száradási) folyamatok végpontjai, mint statikus egyensúlyi állapotok, a későbbi áramlási folyamatok egyértelmű kezdőállapotainak tekinthetők. Ennek ellentmondanak Davidson et al., (1966) és Bresler et al., (1969) megfigyelései.
- c. Feltételezzük, hogy a vízáramlás nem változtatja meg a pórustér geometriáját. A Richards egyenletet használó modellek azonban ezen túl még azt is feltételezik, hogy az áramlási tér geometriája egyáltalán nem változik. A talajba szivárgó víz által szállított anyagok eltömíthetnek pórusokat (Mualem and Assouline, 1989), illetve az áramlás a pórusok faláról anyagdarabkákat sodorhat magával. A talaj flórája és faunája is megváltoztathatja a pórustér geometriáját. Seki és Miyazaki

(2000) vizsgálatai szerint talajban tenyésző baktériumok és gombák időszakosan akár két nagyságrenddel is lecsökkenthetik a talaj hidraulikus vezetőképességét.

- d. A Richards egyenlet megoldásánál feltételezzük, hogy tetszőleges áramlási folyamat, megkapható megfelelően megválasztott kvázistatikusnak tekinthető részfolyamatok összegzésével.

Ezeket túl a Richards egyenlettel kapcsolatban további nehézségek merülnek fel. A Richards egyenletben szereplő  $h(\Theta)$  függvényt legtöbbször laborkísérletek során határozzák meg. Ekkor a mérés jellegénél fogva a tenziométer-nyomás potenciál nem tartalmazza az envelop potenciált → **1. melléklet**. Kérdéses, hogy a szelvényből kivett minta (még ha bolygatatlan is) laborban meghatározott pF-görbéje, mennyire különbözne a helyszínen mérttől.

A  $h(\Theta)$  és  $K(h)$  függvények továbbá átlagfüggvények abban az értelemben, hogy a nedvességforgalom modellezésekor, akár méteres vastagságú és négyzetméteres keresztmetszetű talajelemek (Szinell and Ács, 1999) víztartóképességét illetve vízvezető-képességét jellemezzük velük, hallgatólagosan feltételezve, hogy azok, ebből a szempontból, homogénnek tekinthetők.

Mindezek ellenére nem áll rendelkezésünkre hatékonyabb módszer a talaj nedvességforgalmának leírására (Rose, 1990). A jelenség bonyolultságát jól mutatja, hogy számos olyan talajfizikai folyamat ismeretes → **2.6. fejezet**, melyek Richards egyenlettel történő leírása még a fent említett feltételezések teljesülése mellett sem lehetséges.

## **2.6. A RICHARDS EGYENLETTEL KÖZVETLENÜL NEM LEÍRHATÓ TALAJFIZIKAI JELENSÉGEK**

Az alábbiakban ismertetett jelenségek kisebb nagyobb mértékben módosítják a talaj nedvességforgalmát. Leírásukhoz (modellezésükhöz) vagy a Richards egyenletben szereplő  $h(\Theta)$  és  $K(h)$  függvények alakját kell az időben változtatni <sup>6</sup> (hiszterézis) vagy magát a Richards egyenletet kell módosítani (növényi vízfelvétel), vagy a Richards egyenlettől független egyenletek használatára van szükség (elkerülő áramlás, preferential flow).

---

<sup>6</sup> Alap esetben ezen a függvények alakja a nedvességforgalom modellezése során nem változik, a bennük szereplő paraméterek értékei állandóak.

### 2.6.1. NÖVÉNYI VÍZFELVÉTEL

Már az 1970-es évek elején léteztek olyan vízgazdálkodási modellek, amelyek figyelembe vették a növényi vízfelvételt (*Molz and Remson, 1970; Nimah and Hanks, 1973*). A *Whisler* és munkatársai (1968) által alkalmazott megoldást ma széles körben alkalmazzák. Bevezethető egy un. nyelő tag (sink term), amely megadja a növény által, adott mélységben, egységnyi idő alatt felvett víz mennyiségét.

Ennek értékét a gyökéreloszlás és az aktuális napi párologtatás ismeretében határozhatjuk meg. Ílymódon a Richards egyenlet az alábbi alakra módosul:

$$[15] \quad \frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \mathbf{K}(\mathbf{h}) \cdot \left( \frac{\partial \mathbf{h}(\Theta)}{\partial z} + 1 \right) \right) - \mathbf{S}(z, t)$$

$\Theta$	nedvességtartalom [ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ]
$t$	idő [s]
$z$	a függőleges térkoordináta [m]
$\mathbf{K}$	vízvezetőképesség [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ]
$\mathbf{h}$	tenziométer-potenciál [m]
$\mathbf{S}$	helytől és időtől függő un. nyelő tag [ $\text{s}^{-1}$ ]

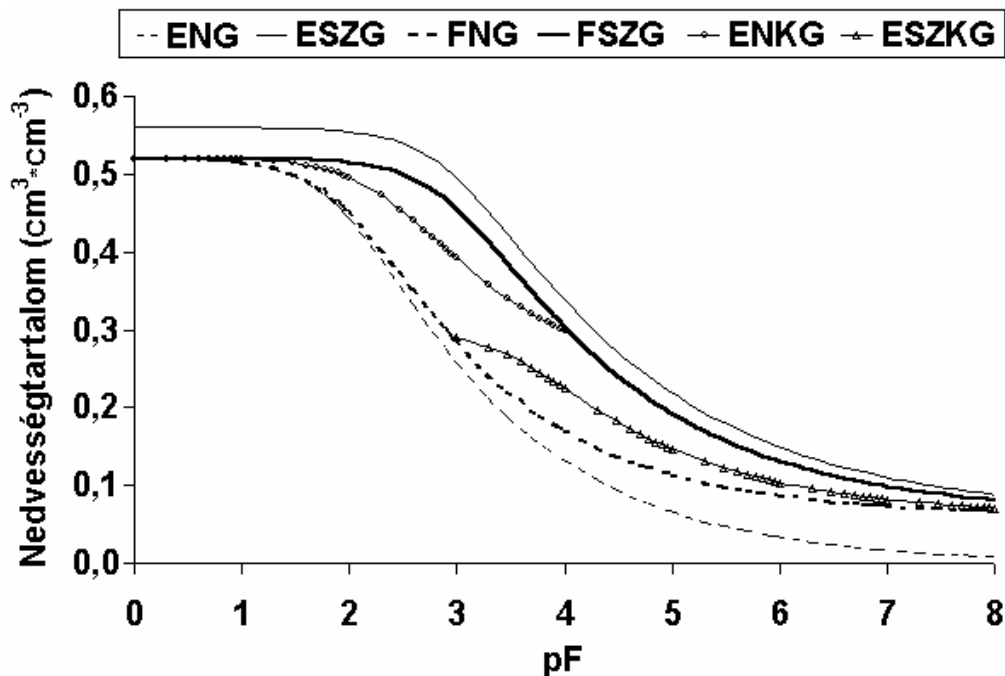
Hallgatólagos feltételezés, hogy a gyökerek által felvett vízzel az adott mélység nedvességtartalma vízszintes síkban mindenhol ugyanúgy csökken. Könnyen előfordulhat azonban, hogy a talaj csak a gyökerek közvetlen közelében szárad ki, a gyökerek közötti térben pedig viszonylag nedves. Ennek ellenére azon növénytermesztési modellek, amelyek a Richards egyenlet segítségével írják le a talaj nedvességforgalmát, mind ezt a megoldást alkalmazzák.

### 2.6.2. HISZTERÉZIS

#### 2.6.2.1. A TALAJ VÍZTARTÓKÉPESSÉGÉNEK HISZTERÉZISE

A Richards egyenletben szereplő összpotenciál egyik összetevője a nedvesség potenciál, amely definíció szerint egyedül a talaj nedvességtartalmának függvénye → **1. melléklet**. Ez az összefüggés azonban nem egyértelmű. A talaj víztartóképességének hiszterézise azt jelenti, hogy adott nedvességtartalom mellett a talajban tapasztalható szívóerő attól is függ, hogy a jelen állapotba milyen száradási vagy nedvesedési folyamat révén került a talaj. A jelenséget már *Haines* (1930) megfigyelte, azóta pedig több elméleti (*Childs,*

1936b; Miller and Miller, 1955a; Childs, 1972; Kovács és Péczely, 1975; Jaynes, 1984; Luckner et al., 1989) és gyakorlati (Miller and Miller, 1955b; Rajkai, 1983; Beese and van der Ploeg, 1976) munkában foglalkoztak vele. A jelenség az 5. ábra (Kool et al., 1987) segítségével egyszerűen szemléltethető.



5. ábra: A talaj víztartókéességének hiszterézise.

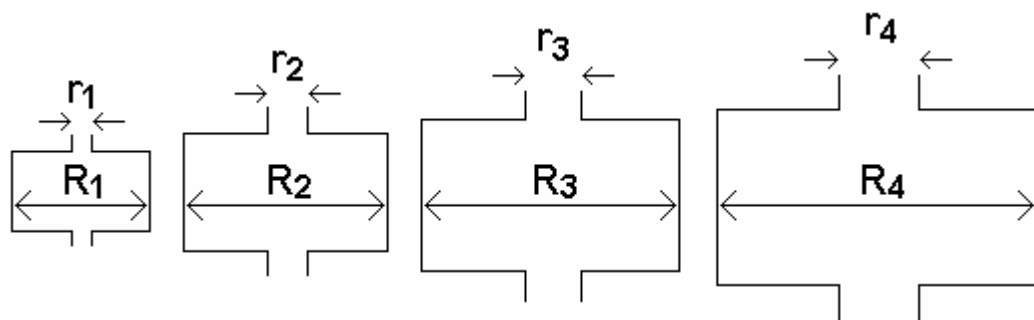
Amennyiben  $h-\Theta$  összefüggést tökéletesen száraz talaj felnedvesítése során vesszük fel az elsődleges nedvesedési görbét kapjuk (ENG). Ha vízzel tökéletesen telített ( $\Theta = P$ ) talaj száradása során vesszük fel a  $h-\Theta$  összefüggést, akkor az elsődleges száradási görbét kapjuk (ESZG). Ezen folyamat során a talaj nedvességtartalma nem válik nullává, hanem az ún. maradék (reziduális) nedvességtartalomhoz tart ( $\Theta_r$ ). Ha innen újra felnedvesítjük a talajt, akkor a fő nedvesedési görbét (FNG) kapjuk, amely különbözik az ENG-től. Ezen folyamat során a nedvességtartalom porozitásnál kisebb értékhez tart ( $\Theta_s$ ), mivel a talaj a pórustérben megszorult levegő miatt nem tud teljesen telítődni. Ha ebből az állapotból indulva vesszük fel a  $h-\Theta$  összefüggést akkor kapjuk a fő száradási görbét (FSZG). A fő száradási és nedvesedési görbének közösek az asszimptotái, nevezetesen  $\Theta = \Theta_s$  és  $\Theta = \Theta_r$ .

Adott szívóerő mellett a FSZG minden esetben nagyobb nedvességtartalmat mutat, mint a FNG. Ha egy FSZG-vel jellemzett folyamat megszakad és a talaj nedvesedni kezd, akkor egy nedvesedési köztes (scanning) görbét (ENKG) kapunk. Ha ez a folyamat is

megszakad, mielőtt a talaj nedvességtartalma  $\Theta_S$ -t eléri, és a talaj újra száradni kezd, egy elsődleges száradási köztes görbét (ESZKG) kapunk. Ha egy elsődleges nedvesedési köztes görbe (ENKG) 'megszakad' és a talaj száradni kezd, egy másodlagos száradási köztes görbét (MSZKG) kapunk (és így tovább). A fő száradási és fő nedvesedési görbék által közrezárt terület bármely pontjából indulhat köztes görbe (KG).

### 2.6.2.2. A HISZTERÉZIS OKAI

1. A talaj pórusainak alakbeli és méretbeli különbözősége (A nagyobb pórusokat általában vékonyabb járatok kötik össze) által okozott ún. tintásüveg (ink bottle) effektus. Az általánosság megsértése nélkül képzeljük el, hogy talajunk négy különböző testméretű ( $R_i$ ) henger alakú üregből/pórusból épül fel, melyek nyakmérete is különböző ( $r_i$ ) (6. ábra). A nyakméretek a pórusok kiürülését a testméretek pedig a pórusok telítődését szabályozzák.

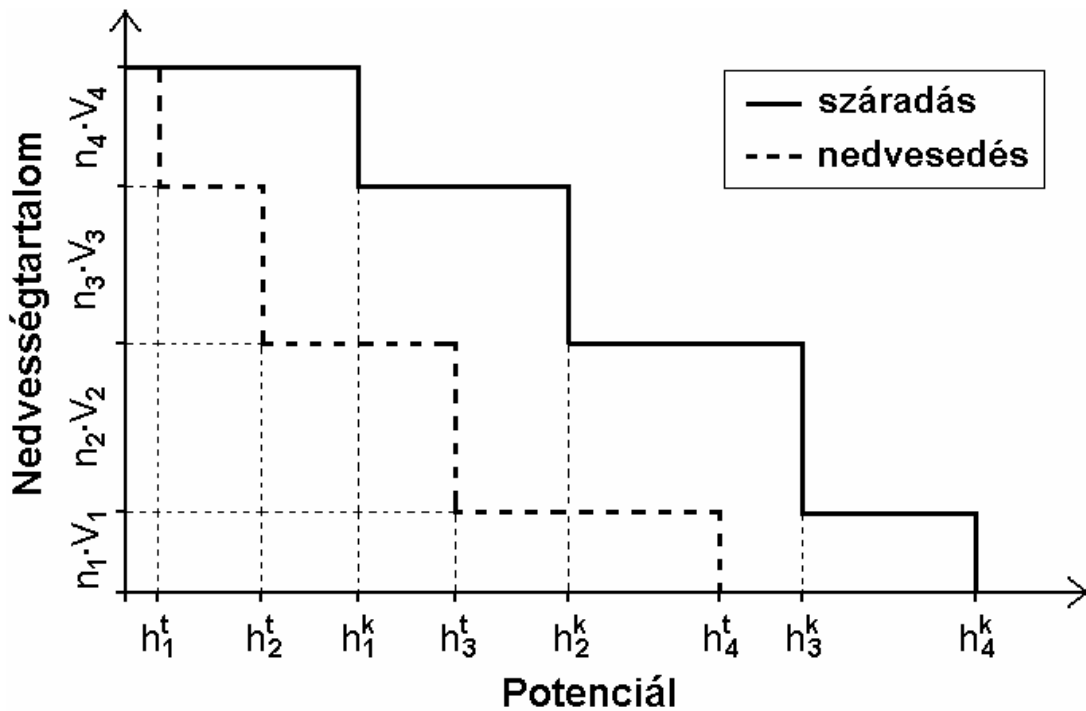


6. ábra: Egy hipotetikus talaj pórussterét felépítő üregek.

A nyakméreteknek a Laplace-törvény<sup>7</sup> segítségével megfeleltethetők azok a potenciálértékek, melyek mellett a talaj száradáskor az adott nyakméretű pórusok kiürülnek. Hasonlóképpen a testméreteknek megfeleltethetők azok a potenciálértékek, melyek mellett a talaj nedvesedésekor az adott testméretű pórusok telítődnek. Ha az egyes pórusok számosságát  $n_i$ -vel, térfogatukat  $V_i$ -vel, kiürülési potenciáljukat  $h_i^k$ -vel, telítődési potenciáljukat  $h_i^t$ -vel jelölöm, akkor a képzeletbeli talaj víztartóképeség függvénye az alábbi módon néz ki (7. ábra).

<sup>7</sup> A Laplace-törvény egy kapilláris csőben lévő nedvesítő folyadék görbült felszíne miatt ébredő negatív nyomás (szívóerő) ( $h$ ) és a cső sugara ( $r$ ) között állapít meg kapcsolatot. Legegyszerűbb formájában:  $h \approx 0,15 \cdot r^{-1}$

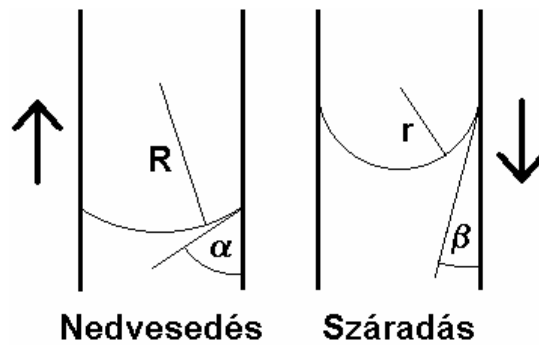




7. ábra: Egy hipotetikus talaj víztartókéességének hiszterézise.

A valós talajok pórussterét természetesen számtalan különböző méretű üreg építi fel. Ahogy elméletben növeljük a talajban előforduló üregméretek számát, egyre kisebb 'lépcsőkből' (7. ábra) álló száradási és nedvesedési görbét kapunk, míg eljutunk a valós talajokra jellemző szabad szemmel már görbének látszó hiszterézis hurokig.

2. A nedvesedő talaj egyes pórusaiba bezárt levegő. Ennek következtében nem minden pórus tud telítődni, amely az adott szívóerő mellett elvileg telítődhetne.
3. A duzzadás-zsugorodás jelensége, amely különböző változásokat okoz a talaj szerkezetében attól függően, hogy milyen nedvesedési és száradási folyamatok határozták meg a talaj előéletét. (*Hillel and Mottes, 1966*)
4. Az illeszkedési szög megváltozása (8. ábra). Nedvesedéskor a kapillárisokban előre haladó meniszkusz esetében az illeszkedési szög és ennek megfelelően a folyadék felületének görbületi sugara ( $\alpha$  illetve  $R$ ) is nagyobb, mint a száradáskor visszahúzódó meniszkusz esetében ( $\beta$  illetve  $r$ ). Ennek megfelelően adott nedvességtartalom mellett száradáskor nagyobb szívóerőt tapasztalhatunk, mint nedvesedéskor. Egyensúlyi állapotot feltételezve (pl. pF méréskor) ez a jelenség természetesen nem jelentkezik.



8. ábra: A kapillárisban áramló víz felületének nedvesedés/száradási folyamattól függő illeszkedési szöge ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) és görbületi sugara ( $R$ ,  $r$ ).

A jelenség bonyolultságát jellemzi, hogy a kísérletek alapján a köztes görbék egyedisége is kérdéses. Elképzelhető, hogy a  $h-\Theta$  sík egy adott pontjából több SZKG illetve NKG indulhat ki. *Vachaud and Tony (1971)* azt találták, hogy egy adott talaj köztes görbéi (azok alakja) független a megelőző folyamattól, míg mások szerint különböző intenzitású nedvesedési folyamatok a későbbiekben különböző SZKG-et eredményeznek (*Davidson et al., 1966; Bresler et al., 1969*).

### 2.6.2.3. A TALAJ VÍZVEZETŐKÉPESSÉGÉNEK HISZTERÉZISE

A  $K(h)$  összefüggésre még sokkal inkább jellemző a hiszterézis, mint a  $h(\Theta)$  függvényre. A relatív eltérés a száradási és nedvesedési görbe között, adott nedvességpotenciál mellett maximálisan 300 % a víztartóképesség-függvény esetében. Ugyanez az eltérés a vízvezetőképesség esetében 20 000 % (*Mualem, 1986*). *Staple (1965)* tapasztalatai szerint adott nedvességtartalom mellett nedvesedési folyamat során nagyobb  $K$  értékeket kapunk, mint száradási folyamat során. *Dane (1972)* az ellenkezőjét is tapasztalta. *Poulovassilis (1969)* elméleti megfontolások alapján kimutatta, hogy mindkét eset lehetséges.

Amennyiben a hiszterézis hatását figyelembe akarjuk venni a vízmozgás modellezésében, ismernünk kell a fő száradási és nedvesedési görbét, valamint a köztes görbéket. Ezek mérésrel történő meghatározása igen időigényes és körülményes. Az elmúlt évtizedekben számos próbálkozás történt arra, hogy a fent említett görbesereget néhány mérésrel meghatározott tagja segítségével leírják. Ezek a módszerek két csoportra oszthatók.

#### 2.6.2.4. A HISZTERÉZIS LEÍRÁSA – 'DOMAIN' ELMÉLETEK

A független pórus elmélet (independent domain theory) a talaj pórussterét egymástól függetlenül kiürülő és telítődő pórusok hálózataként írja le. Az egyes pórusokat két paraméterrel jellemzi (6. ábra): nyakátmérő ( $r$ ), amely pórus kiürülését szabályozza, illetve testátmérő ( $R$ ), amely a pórus telítődését szabályozza. Ezek alapján minden pórusra megadható, hogy milyen potenciál érték mellett telítődik, illetve ürül ki. Amikor nedvesedés során a csökkenő potenciál eléri a telítődési potenciált (ami  $1/R$ -rel arányos) a pórus ugrásszerűen telítődik (un. Haines jump). Amikor száradás során a növekvő potenciál eléri a kiürülési potenciált (ami  $1/r$ -rel arányos) a pórus ugrásszerűen kiürül. A pórusok csoportokba sorolhatók attól függően, hogy milyen potenciálon telítődnek illetve ürülnek ki. A talaj pórustere így módon a telítődési és kiürülési potenciálok kétváltozós eloszlásfüggvényével jellemezhető. Adott talaj esetében ezen eloszlásfüggvény paramétereit, csak mérésrel meghatározott köztes görbék segítségével lehet megadni. Az eloszlásfüggvények ismeretében a többi köztes görbe elméleti megfontolások alapján megkapható (Jaynes, 1989). A megvizsgált talajok esetében az elmélet alapján nyert köztes görbék jó egyezést mutattak a kísérleti eredményekkel (Poulovassilis, 1962; Talsma, 1970; Poulovassilis, 1970). A módszer gyengéje, hogy több köztes görbe ismeretét feltételezi, melyek mérésrel történő meghatározása igen körülményes. A problémát Mualem (1973, 1974) oldotta meg egy egyszerűsítő feltétel bevezetésével. Mualem módszerével a FSZG és FNG ismeretében minden köztes görbe levezethető. A FNG és a köztes görbék egyedül a FSZG-ből való levezetésére Parlange (1976) dolgozott ki eljárást, ami azonban a mérési eredményekkel összevetve igen megbízhatatlannak bizonyult. A köztes görbék pontos (mérésrel megegyező) levezetéséhez minimálisan a FSZG és a FNG nedves tartományba eső szakaszának ismerete szükséges (Mualem and Morel-Seytoux, 1978). Néhány talaj esetében az elmélet és a mérések igen nagy eltérést mutattak (Topp and Miller, 1966; Topp, 1969; Vachaud and Thony, 1971). A magyarázat kézenfekvő: az egyes pórusok telítődése és kiürülése, különösen a talaj felszínétől távol eső pontokban, nem független a szomszédos pórusok állapotától. Az első, pórusok összefüggését is figyelembe vevő elméletek (dependent domain theory) (Topp, 1971; Poulovassilis and Childs, 1971) sikeresen küszöbölték ki az előbbieket hiányosságait, ám csak olyan mérési adatok bevonásával (elsődleges száradási köztes görbék), amelyek ritkán állnak rendelkezésre. A Mualem (1984) által kidolgozott eljárás azonban már csak FSZG és FNG ismeretét

igényelte. A  $K(h)$  függvény hiszterézisének domain elmélet alapján történő leírását szintén *Mualem* (1976b) dolgozta ki. Mivel sok esetben egyedül a FSZG ismeretes, ezen elméletek alkalmazhatósága korlátozott (*Jaynes*, 1989). Továbbá a *Mualem* féle elméletben a köztes görbék az összes azt megelőző száradási és nedvesedési folyamat ismeretében, iteratív eljárással számíthatók ki, ezért vízmozgás modellekben való alkalmazása igen nehézkes (*Mualem*, 1984). Ennek ellenére van olyan modell, amely ezt a megoldást alkalmazza (*Watson and Lees*, 1975).

#### **2.6.2.5. A HISZTERÉZIS LEÍRÁSA – ANALITIKUS MÓDSZEREK**

Ezek a modellek nem veszik figyelembe a hiszterézis fizikai hátterét. A módszer alapját az a felismerés képezi, hogy a SZKG-k alakja hasonló a FSZG-jéhez, míg a NKG-k alakja a FNG-jéhez hasonlít (*Dane*, 1972). Sőt még az egyik aszimptotájuk is közös (5. ábra). A FSZG, a FNG és a köztes görbék egyedül a  $h-\Theta$  összefüggés leírására alkalmazott függvény (pl. van Genuchten féle) paramétereiben különböznek. Bár különböző szerzők (*Klute and Heerman*, 1974; *Perrens and Watson*, 1977; *Hoa et al.*, 1977; *Gillham et al.*, 1979) különböző függvényeket alkalmaztak az elv minden esetben hasonló. Ezen módszerek nagy előnye, hogy könnyen alkalmazhatók a hiszterézis leírására nedvességforgalmi modellekben, sőt olyan fajtájuk is létezik, melyhez egyedül a fő száradási görbe ismerete szükséges (*Kool and Parker*, 1987) → **3.3.3. fejezet**.

#### **2.6.3. PREFERENTIAL FLOW ILLETVE BYPASS FLOW (ELKERÜLŐ ÁRAMLÁS)**

A 'preferential flow' során a víz a talajmátrixot elkerülve, makropórusokban, talajrögök közötti repedésekben, állatjáratokban stb. áramlik. Attól függően, hogy milyen körülmények között játszódik le, több típusa ismeretes (*Miyazaki*, 1993). A talaj felszínén keresztül történő 'preferential flow'-t elkerülő áramlásnak (bypass flow) nevezik. A talaj nedvességforgalmában való jelentőségük különösen nagy, főleg akkor, amikor a talaj felszínére a csapadék nagy intenzitással érkezik. Modellezésük szempontjából az elkerülő áramlásokat két nagy csoportra oszthatjuk.

##### **2.6.3.1. NEDVES TALAJBAN LEJÁTSZÓDÓ ELKERÜLŐ ÁRAMLÁS**

Minden olyan talajban, amelyben telítettséghez közeli nedvességállapotban is található makropórusok, repedések, stb. lejátszódik, amennyiben a talaj felszínére érkező

csapadék intenzitása meghaladja a talajmátrix aktuális vízvezetőképességét. A jelenség leírására két, lényegüket tekintve igen eltérő módszer ismeretes.

Vannak modellek, amelyek igyekeznek alkalmazni mindazt a tudást, ami az elkerülő áramlást okozó makropórusokról már rendelkezésünkre áll. A makropórusok eloszlására, méretére és geometriájára vonatkozó kézenfekvő feltételezésekből indulnak ki, valamint abból, hogy vízáramlás ezekben a pórusokban, repedésekben stb., a Hagen-Poiseuille törvénynek megfelelően történik (*Smettem and Collis-George, 1985; Workman and Skaggs, 1990*).

A modellek másik csoportja nem foglalkozik magukkal a makropórusokkal, csak az azok jelenléte miatt módosult  $h(\Theta)$  és  $K(h)$  függvénnyel. Feltételezik, hogy a vízvezetőképességet nagyobb szívóerők mellett a talajmátrix határozza meg, kisebb nedvességpotenciál értékek mellett pedig a makropórusok → **2.2.2. fejezet**. Ennek megfelelően a  $h(\Theta)$  és  $K(h)$  összefüggést (2-3. ábra) olyan függvények összegeként adják meg, amelyek egyenletei egyedül a paramétereikben különböznek (*Othmer et al., 1991; Durner, 1994; Mohanty et al., 1997*). Ezen módszer nagy előnye, hogy alkalmazásával, a nedvességforgalom leírásához egyedül a Richards egyenletre van szükség.

#### **2.6.3.2. SZÁRAZ TALAJBAN LEJÁTSZÓDÓ ELKERÜLŐ ÁRAMLÁS**

Ez a jelenség elsősorban a duzzadó-zsugorodó talajokra jellemző. Ezen talajoknál a nedvességtartalom csökkenésével a térfogat is csökken, aminek eredményeképpen a száradó talaj felszínén több centiméter széles és több deciméter mély repedések nyílhatnak (*Yassoglou et al., 1994*). Az ilyen körülmények között lejátszódó elkerülő áramlás leírása elvileg lehetséges (*Beven and Germann, 1982; Feddes et al., 1988*). Az elkerülő áramlás gyakorlatban is működő modellezésére azonban az elvileg működő módszer több szempontból is nehezen alkalmazható. A legnagyobb nehézséget a modell inputigénye jelenti. A talaj egyes rétegeinek zsugorodási görbéin túl legalább órás léptékű csapadék adatot igényelnek → **3.3.4. fejezet**.

#### **2.6.4. KÉRGESEDÉS, ELISZAPOLÓDÁS, ELTÖMÖDÉS (SEALING, CRUSTING, CLOGGING)**

A talaj felszínére hulló esőcseppek mechanikai energiája szétrombolhatja a talajaggregátumokat (*Morin et al., 1983; Stefanovits et al., 1999b*). A víz kémiai úton

tovább bonthatja azokat (*Kutílek and Nielsen, 1984d*). Az így keletkező kis méretű talajszemcsék eltömíthetik a pórusokat, aminek eredményeképpen a talaj felszínén akár néhány perc alatt olyan réteg formálódik, melynek hidraulikus vezetőképessége nagyságrendekkel kisebb lehet, mint az ép szerkezetű talajé (*Krámer, 1952; McIntyre, 1958*). A jelenség leírására több eljárás is kidolgozásra került (*Mualem and Assouline, 1989; Bonsu, 1992*) melyeket szimulációs növénytermesztési modellekbe is beépítettek (*Young and Gowing, 1996*).

*Seki és Miyazaki (2000)* vizsgálatai szerint talajban tenyésző baktériumok és gombák sejtjei, valamint az általuk termelt gázok időszakosan akár két nagyságrenddel is lecsökkenthetik a talaj hidraulikus vezetőképességét.

### **2.6.5. FAGYÁS**

A fagyott vagy részben fagyott talaj nedvességforgalmának szabatos leírásához elengedhetetlen a hőáramlás figyelembe vétele (*Kutílek and Nielsen, 1994e*). A matematikai eszközök (differenciál-egyenletek) rendelkezésünkre állnak a víz- és hőáramlás egyidejű leírására (*Nassar et al., 1992*). Bár már léteznek olyan vízgazdálkodási modellek, amelyek figyelembe veszik a fagyás nedvességforgalomra gyakorolt hatását, a bennük alkalmazott egyszerűsítő feltevések miatt használhatóságuk korlátozott és továbbfejlesztésre szorulnak (*Nassar et al., 2000*). A víztartó- és vízvezetőképesség függvények már  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  fölött is függnak a hőmérséklettől (*Hopmans and Dane, 1986*), fagypontra azonban ez a hatás még erősebb. A vízvezetőképesség 3-6 nagyságrenddel is csökkenhet, mire a talaj hőmérséklete eléri a  $-0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot (*Kutílek and Nielsen, 1994f*). Ennek fő oka a pórusokban formálódó jég, amely elzárja a vízáramlás útját. Olvadáskor ennek közvetlen következménye lehet a felszíni vízfolyás megnövekedése. A fagyott altalajon felengedő feltalajon elfolyó víz okozta erózió igen nagy mértékű is lehet (*Feddes et al., 1988*). A talaj felszínén elfolyani nem képes csapadék tócsákat alkot, melyekből a víz egy része elpárolog, illetve csak akkor szivárog be, ha az altalaj is felengedett. Mindezekből látszik, hogy a fagyás komoly mértékben befolyásolhatja a talajba szivárgó víz mennyiségét és időpontját.

## 2.7. A RICHARDS EGYENLET MEGOLDÁSA

A Richards egyenlet megoldása, előző fejezetben említett jelenségek figyelmen kívül hagyása mellett is, sokáig nagy nehézséget jelentett. Mivel az egyenletben szereplő  $h(\Theta)$  és  $K(h)$  függvények nem lineárisak, az egyenletnek nem létezik általános, analitikus megoldása. *Childs* (1936a) nehéz agyagtalajokra, az egyenlet gravitációs tagját elhagyva (vízszintes irányú vízmozgás) lényegében a Richards egyenlettel egyenértékű [16] egyenletet oldotta meg.

$$[16] \quad \frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D(\Theta) \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)$$

$\Theta$  nedvességtartalom [ $m^3 \cdot m^{-3}$ ]

$t$  idő [s]

$z$  a függőleges térkoordináta [m]

$D$  diffuzivitás [ $m^2 \cdot s^{-1}$ ], amely definíció szerint:  $D(\Theta) = K(\Theta) \cdot \frac{\partial h}{\partial \Theta}$

Mivel számításaiban azt is feltételezte, hogy a talaj diffuzivitása lineáris függvénye a nedvességtartalomnak, megoldása csak igen durva közelítésnek tekinthető. *Klute* (1952) még mindig csak a vízszintes irányú vízmozgással foglalkozott, de a [16] egyenlet megoldásában kiküszöbölte *Childs* diffuzivitásra vonatkozó feltételét. *Philip* (1957) volt az első, aki a Richards egyenletet, a gravitáció hatásának elhanyagolása nélkül, megoldotta. Az eredményként kapott függvény egy hatványsor, melynek független változója az idő. A megoldás gyengéje, hogy nagy időértékekre a hatványsor divergensé válik és nem ad megoldást. Bár *Philip* kidolgozott egy nagy (kvázi-végtelen) időértékekre érvényes megoldást is, munkáját jogosan kritizálta *Parlange* (1971) azzal, hogy semmi sem garantálja azt, hogy a két megoldás érvényességi tartománya átfedi egymást, azaz a nagy időértékekre vonatkozó megoldás érvényessé válik mielőtt a másik divergálni kezdene. *Parlange* (1971) olyan megoldást adott, amely tetszőleges időpontban kielégíti a Richards egyenletet. A fent említett kvázi-analitikus megoldások mindegyike kizárólag az alábbi feltételek, illetve speciális kezdő és peremfeltételek mellett érvényesek.

A talaj homogén, azaz  $h(\Theta)$  és  $K(h)$  nem függnek a helytől.

A talaj nedvességtartalma kezdetben mindenütt ugyanakkora.

A talaj felszínére jutó víz (csapadék) intenzitása időben nem változik. A peremfeltételek a modellezett talajszelvény tetején és alján időben állandóak.

Létezik olyan megoldás, ahol a II. és III. feltétel, vízszintes vízmozgás esetében kiküszöbölhető (*Shao and Horton, 2000*).

Mivel a fent ismertetett megoldások feltételei valós, szántóföldi körülmények között soha sem teljesülnek, az 1960-as évektől egyre nagyobb szerepet kaptak a Richards egyenlet un. numerikus megoldásai (*Hanks and Bowers, 1962; Hutson and Wagenet, 1992; Simunek et al., 1998; Fodor és Kovács, 2001a*). Bár ezek csak közelítő megoldások, számos munka bizonyítja, hogy kielégítő pontosságúak (*Staple, 1969; Giesel and Reng, 1973; Haverkamp et al., 1977*). Több formájuk is létezik (*Haverkamp et al., 1977; Feddes et al., 1988*) és nagy előnyük, hogy tetszőleges kezdő- és peremfeltételek mellett alkalmazhatók, rétegzett talajok esetében is. *Várallyay (1987f)*, a Darcy egyenlet felhasználásával olyan nedvességforgalmi modellt dolgozott ki, mellyel ingadozó talajvízszint feletti, rétegzett talajszelvények nedvességforgalma is leírható. *Kovács (1971)* a Darcy egyenlet és az Irmay féle vízvezetőképesség függvény kombinálásával készített modellt a háromfázisú talaj nedvességforgalmának leírására.

Bár az első numerikus megoldást leíró algoritmus már 1962-ben elkészült (*Hanks and Bowers, 1962*), az első növénytermesztési modellekben, mégsem ezeket alkalmazták, egyrészt a hosszú futási időt eredményező bonyolult számítások miatt (1. táblázat), másrészt az igen sok, nehezen meghatározható bemenő adat miatt (*van Dam et al., 1992*).

Processzor típusa	Megjelenés dátuma	Egy futás ideje (s)	A dolgozathoz szükséges összes futás ideje (munkanap)
286	1982	~35000	6076
386	1985	412	71,5
486	1989	263	45,7
Pentium	1993	32	5,6
Pentium II	1997	13,5	2,3
Pentium III	1999	7,5	1,3

1. táblázat: A Richards egyenlet egy numerikus megoldását használó növénytermesztési modell (Fodor et al., 2001) futási ideje (valós időben 6 hónapnak megfelelő időszak) különböző gyorsaságú számítógépeken.

## 2.8. A VÍZMOZGÁS MODELLEZÉSE

Mivel a Richards egyenlet, számítástechnikai okokból, a gyakorlatban alkalmazhatatlan volt, az 1970-es és 80-as években olyan vízmozgás modelleket dolgoztak ki, melyek



kevesebb és/vagy egyszerűbben meghatározható bemenő adattal és jóval kevesebb számítással, de még mindig elég pontosan képesek leírni a modellezett talajszelvény vízforgalmát. Ezeket az eljárásokat világszerte ismert és használt növénytermesztési modellekben a mai napig alkalmazzák (*Ritchie*, 1981; *van Laar et al.*, 1992; *Supit et al.*, 1994, *Nadine et al.*, 1998). A fent említett vízmozgás modelleket a → **3.2. fejezetben** részletesen ismertetem. A számítógépek sebességének növekedésével az 1990-es években egyre több olyan növénytermesztési modellt készítettek, melyek a talaj nedvességforgalmának leírására a Richards egyenlet valamilyen numerikus megoldását alkalmazták (*Karvonen and Kleemola*, 1995; *van den Broek and Kabat*, 1995; *Silvestri et al.*, 1999). Hazánkban *Fehér* és munkatársai (1990) az általuk készített DISNIT2 modellben alkalmaztak numerikus megoldást.

Bár a fent említett vízmozgás modellek, filozófiájukat tekintve különbözőek, közös tulajdonságuk, hogy makroszkopikus skálán igyekeznek leírni a talaj nedvességforgalmát.

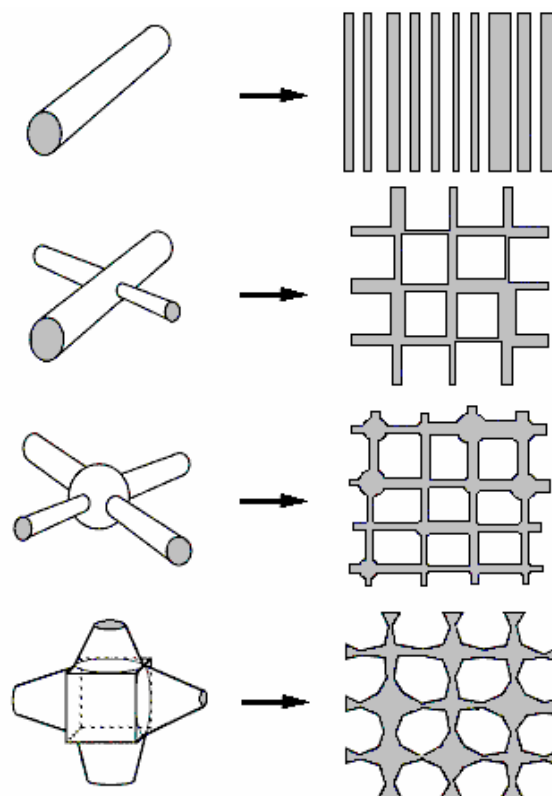
### **2.8.1. MIKROSKOPIKUS LÉPTÉKŰ VÍZMOZGÁS MODELLEK (EGY MÁSIK LEHETŐSÉG)**

A Richards egyenlet empirikus abban az értelemben, hogy az alapjául szolgáló Darcy egyenletet kísérleti megfigyelések alapján állították fel, és makroszkopikus abban az értelemben, hogy a benne foglalt  $h(\Theta)$  és  $K(h)$  összefüggések csak átlagfüggvények. A víztartó- és vízvezetőképességnek az áramlás irányára merőleges felületre vett átlagát jelölik. Ezek a függvények semmi információt nem hordoznak arra vonatkozóan, hogy az egyes pórusok mennyire telítettek illetve mekkora a bennük áramló víz fluxusa. Tudományos körökben felmerült az igény, hogy a talaj makroszkopikus jellemzőit (pl.  $h(\Theta)$  és  $K(h)$ ) a mikroszerkezet tulajdonságaiból vezessék le. Már a XIX. század végén megjelentek olyan munkák, amelyekben a porózus anyagok szerkezetét igyekeztek modellezni (*Hazen*, 1892; *Slichter*, 1899; in *Fatt*, 1956a). Azóta a talaj pórussterének leírására számos szerkezeti modellt dolgoztak ki (9-10. ábra) (*Burdine*, 1953; *Fatt*, 1956a; *Brooks and Corey*, 1964; *Golden*, 1980; *Rieu and Sposito*, 1991; *Ewing and Gupta*, 1993a-b).

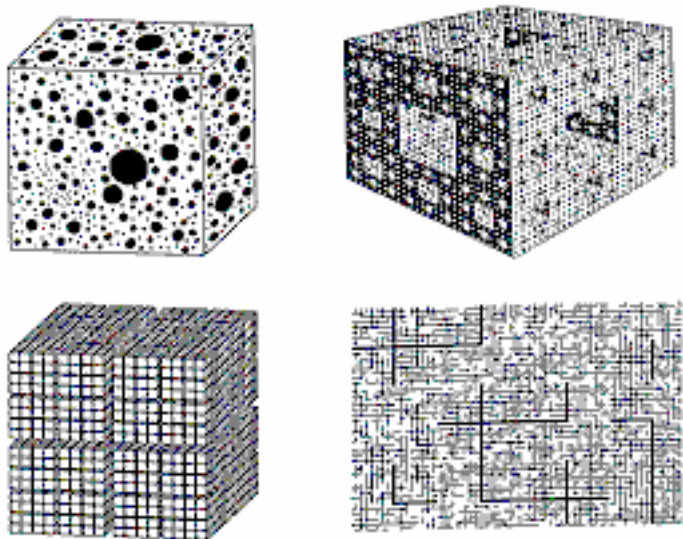
Ezen modellekben feltételezik, hogy az egyes pórusok vagy telítettek vagy üresek. Azt hogy adott szívóerő mellett mely pórusok telítettek a Laplace törvény alapján adható meg. Ismerve a pórusok méretbeli eloszlását (Ez vagy közvetlenül adott, vagy kiszámítható a modellben definiált talajszerkezet egyéb jellemzőiből.) illetve azt hogy

közülük melyek telítettek, a talaj nedvességtartalma is kiszámítható. A szívóerőt (elméletben) változtatva a víztartóképeség függvény megkonstruálható. A porózus közegben áramló folyadékról feltételezhetjük, hogy a Hagen-Poiseuille törvénynek engedelmeskedik. Ez alapján a vízvezetőképesség függvény számítógépes szimuláció (Fatt, 1956b) vagy további elméleti megfontolások segítségével meghatározható (Mualem, 1976a; Rieu and Sposito, 1991). A talaj vízforgalmának pórusléptékű modellezése igen sok számítást igényel. Ezért ezek a modellek méteres léptékű talajszelvények vízforgalmának leírására nem alkalmasak. Egyik nagy előnyük abban rejlik, hogy segítenek feltárni a talaj mikroszkopikus és makroszkopikus tulajdonságai közötti összefüggéseket.

Pórusléptékű vízmozgás modellek alkalmazása növénytermesztési modellekben értelmetlen próbálkozás lenne. Hiába tudnánk a nedvesség pontos eloszlását egy rétegben, és lenne szuperszámítógépünk, amivel az eloszlás időbeli változását nyomon követjük, ha a gyökerek elhelyezkedését nem ismernénk. További nehézséget jelentene annak kiderítése is, hogy a gyökerek miként módosítják a talaj szerkezetét. Meg kell elégednünk azokkal az átlagértékekkel (pl. a modellezett talajszelvény makroszkopikus vastagságú rétegeinek nedvességtartalma), amelyekkel a Richards egyenlet megoldása során számolunk.



9. ábra: A talaj szerkezetének egyszerű geometriai formákból építkező modelljei.



10. ábra: A talaj szerkezetének fraktál modelljei.

### 3. ANYAG ÉS MÓDSZER

#### 3.1. A 4M

A TAKI-ban működő modellező csoport már tíz éve használ különböző növénytermesztési modelleket a kutatásban és az oktatásban. Ezek a szoftverek angolul kommunikálnak, ezért oktatásban csak az angolul tudó diákok számára használhatók. A modellek természetesen magukon viselik fejlesztőik gondolkodásmódjának és programozás-technikájának nyomait, ezért többnyire csak nehezen módosíthatók vagy fejleszthetők.

2001 januárjában a Talajtani Társaság keretein belül Kovács Géza vezetésével megalakult a Rendszermodellezési Szakosztály, amely otthont ad a Magyar Mezőgazdasági Modellezők Műhelyének (4M). Utóbbi egy magyar kutatók által fejlesztett növénytermesztési modell megalkotását tűzte ki céljául. A munka természetesen nem a nulláról kezdődött. J.T. Ritchie professzor felajánlotta az általa kifejlesztett CERES modellt kiindulásként. Ezt örömmel elfogadtuk, mert egyrészt nemzetközi (*Jamieson et al., 1998*) és hazai (*Kovács et al., 1995; Németh, 1996*) vizsgálatok már bizonyították ezen modell hatékonyságát, másrészt, mert a modell forráskódja elérhető volt számunkra. Békéssy János a CERES FORTRAN-ban írt forráskódját átfordította TURBO PASCAL nyelvre. A modell PASCAL nyelvű eljárásait kisebb szintaktikai változtatásokkal átfordítottuk DELPHI nyelvre. A későbbi könnyebb fejleszthetőség/bővíthetőség érdekében megváltoztattam a CERES szerkezetét, és felhasználóbarát kezelőfelületet terveztem hozzá. Több független adatbázison leteszteltem a FORTRAN-ban és a DELPHI-ben íródott változatokat. A két változat minden esetben azonos eredményeket szolgáltatott. A CERES DELPHI-ben készült változatát elneveztem a 4M modell 0.0 verziójának.

A 4M modell magyarul (is) kommunikál, felhasználóbarát, és új modulokkal könnyen bővíthető. Fejlesztésekor<sup>8</sup> két cél elérésére törekszünk:

1. Célunk, hogy a modellezett rendszer egyes részfolyamataira a program több modul/eljárást kínáljon föl, melyek közül a felhasználó, a céljaitól és a rendelkezésére álló bemenő adatoktól függően, választhat.

---

<sup>8</sup> A konkrét fejlesztéseket, programozást (a 4M jelen állapotáig) teljes egészében én végeztem.

2. Célunk, hogy olyan becslőeljárásokat építsünk be a 4M-be, melyek segítségével nehezen meghatározható bemenő adatok, egyszerűbben kivitelezhető mérések eredményeinek felhasználásával megbecsülhetők.

Mivel érdeklődésem elsősorban a talaj nedvességforgalmára irányult, a 4M-et ennek megfelelően kezdtem fejleszteni.

### **3.2. KÜLÖNBÖZŐ NEDVESSÉGFORGALOM-MODELLEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA**

Az 1960-as évektől kezdődően három, lényegüket tekintve eltérő működésű nedvességforgalmi-modellt dolgoztak ki. Növénytermesztési modellekbe ágyazva a nedvességforgalmi-(al)modellek célja, hogy a gyökérszóna nedvességeloszlásának időbeli változását valósághűen írják le. Működésükhöz a modellezett talajszelvény fizikai tulajdonságain túl, természetesen a rendszer kezdő állapotának (talaj nedvességeloszlása, gyökéreloszlás stb.) ismerete is szükséges. Felépítésük és működési elvük egyszerűsége szerint az alábbi módon rendezhetők sorba<sup>9</sup>:

I. Mérleg modellek (WOFOST)

II. Kapacitív modellek (CERES, CROPGRO, SUCROS2, STICS)

III. Konduktív modellek (Parched-Thirst, CropSyst, CropWatN)

Bár az egyes modellek részleteikben különbözhetnek a velük egy csoportba tartozó nedvességforgalmi modellektől, filozófiájukat (lényegüket) tekintve mégis azonosak. A 4M modellbe, a CERES-től örökölt kapacitív almodell mellé beépítettem egy konduktív nedvességforgalmi modult. A teljesség kedvéért röviden ismertetem a mérleg modulok működési elvét is annak ellenére, hogy a 4M modellbe nem építettem be.

#### **3.2.1. MÉRLEG MODELLEK**

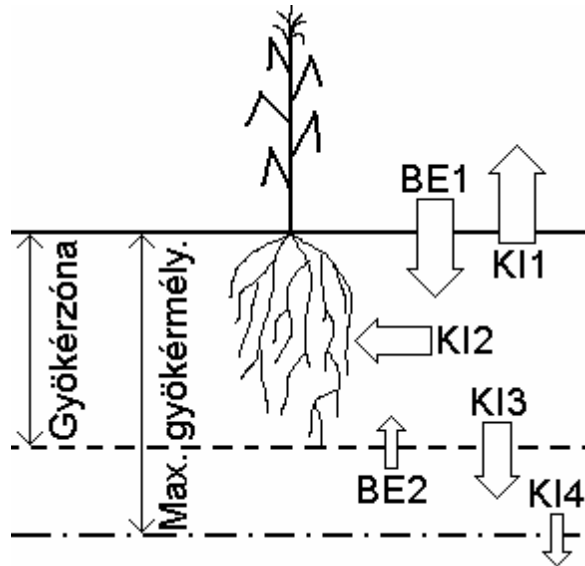
A módszert az 1970-es években dolgozták ki (*Makkink and van Heemst, 1975*). Jellemzően napi vagy nagyobb időléptékű modellek. A mérleg modellek a talajszelvény három tartományát különböztetik meg: gyökérszóna, az aktuális és maximális gyökérmélység közötti réteg (gyökérszóna alatti réteg) és az ez alatti tartomány.

---

<sup>9</sup> A legegyszerűbbel kezdve, zárójelben azokkal a növénytermesztési modellekkel, amelyek az adott nedvességforgalmi modult használják.

A gyökérszónában egyenletes nedvességeloszlást feltételeznek. A gyökérszóna aktuális nedvességtartalmát ( $\Theta_t$ ) egy egyszerű mérleg egyenlettel számítják ki [17] (11. ábra).

$$[17] \quad \Theta_t = \Theta_{t-1} + \frac{BE1 + BE2 - KI1 - KI2 - KI3}{GV}$$



11. ábra: A mérleg nedvességforgalmi modellek sematikus működési elve.

- $\Theta_t$  nedvességtartalom a t. időpontban [ $m^3 \cdot m^{-3}$ ]
- $\Theta_{t-1}$  nedvességtartalom a t-1. időpontban [ $m^3 \cdot m^{-3}$ ]
- BE1** beszivárgó csapadék/öntözővíz [m]
- BE2** a gyökérszóna által elért plusz nedvesség [m]
- KI1** talajpárolgás [m]
- KI2** növényi vízfelvétel (transzspiráció) [m]
- KI3** leszivárgás a gyökérszóna alá [m]
- KI4** kiszivárgás [m]
- GV** gyökérszóna aktuális vastagsága [m]

A [17] mérleg egyenlet elemei az aktuális környezeti feltételek alapján kiszámíthatók. Inputadattal ez a modul látható el legkönnyebben. Egyszerű számítási elve miatt, a három közül, ez a rutin a leggyorsabb működésű, ez azonban a számítógépek fejlődésével fokozatosan elveszti a jelentőségét.

### 3.2.2. KAPACITÍV MODELLEK

A nemzetközi irodalomban általában a 'tipping buckets' elnevezéssel jelölik a nedvességforgalmi modellek ezen csoportját. Jellemzően napi léptékű modellek. A

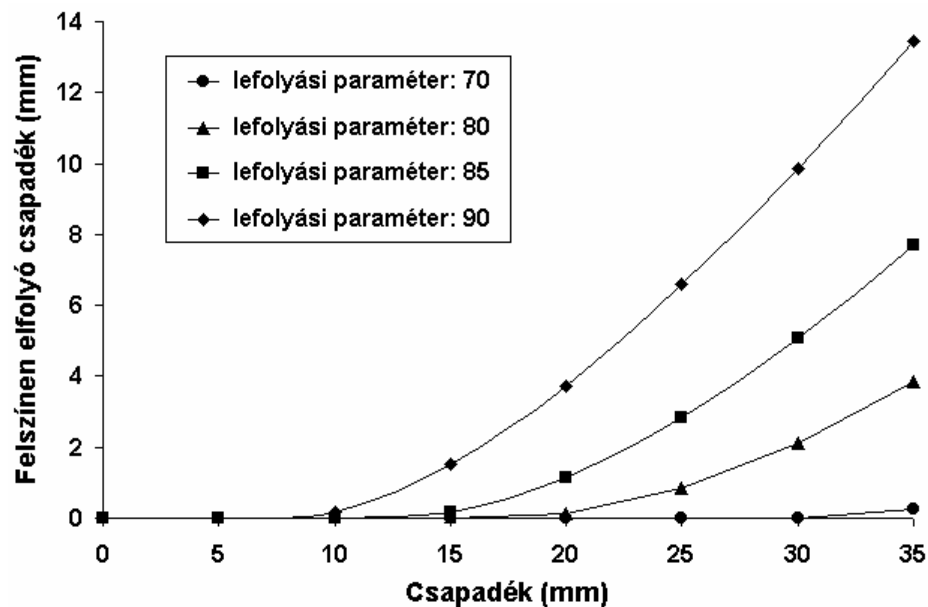
talajszelvényt, amely legalább olyan mély kell hogy legyen, mint a gyökérszóna maximális vastagsága, 1-30 cm vastag rétegekre bontják. Minden réteget 5 paraméterrel jellemeznek:

Maximális vízkapacitás ( $VK_{max}$ )  
 Szabadföldi vízkapacitás ( $VK_{sz}$ )  
 Holtvíztartalom (HV)  
 Hidraulikus vezetőképesség ( $K_S$ )  
 Drénhányad (DH)<sup>10</sup>

Ezen felül két olyan paramétert használnak még, amelyek a talaj felszínének tulajdonságaira vonatkoznak:

Albedo (ALB)  
 Lefolyási paraméter (LP)

Mivel a drénhányad értékét a legkisebb vízvezetőképességgel rendelkező réteg szabja meg, ezért a szelvényt egyetlen DH értékkel is jellemezhetjük (*Jones and Kiniry, 1986*). A napi csapadék egy része ezekben a modellekben is elfolyhat a felszínen, a feltalaj típusától és nedvességétől, valamint a talajfelszín fedettségétől és dőlésszögétől függően (*Jones and Kiniry, 1986*). A 4M modellben működő felszíni elfolyást számító modul mindezeket a tulajdonságokat egyetlen paraméterbe (LP) sűríti melynek értéke 0 és 100 között változhat. (12. ábra).

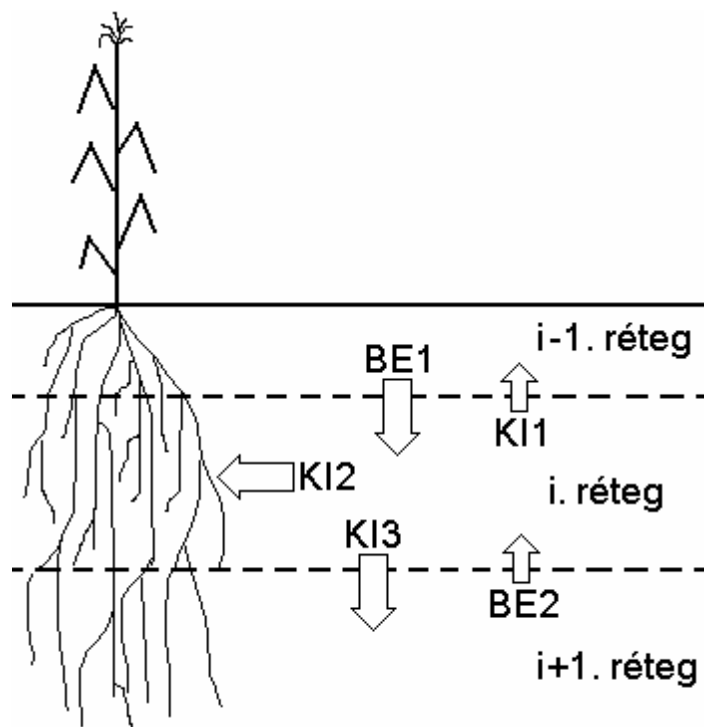


12. ábra: A felszíni vízfolyás függése a lefolási paramétertől.

<sup>10</sup> A drénhányad értéke azt mutatja meg, hogy az adott rétegből a szabadföldi vízkapacitás 'fölötti' nedvességtartalom hányad része szivárog egy nap alatt a következő rétegbe.

A csapadék fennmaradó része a legfelső rétegbe kerül. Attól függően, hogy ezzel mennyire módosult a réteg aktuális nedvességtartalma ( $\Theta_t^i$ ), a réteg a belekerült vízből (BE1) különböző mennyiséget ereszt tovább (KI3) az alatta elhelyezkedő rétegbe (13. ábra). Természetesen ez nem lehet több, mint amennyit az adott réteg hidraulikus vezetőképessége megenged. Minden réteg számára, a beáramló víz mennyisége egyenlő a felette lévő rétegből kiáramló víz mennyiségével ( $BE1_i = KI3_{i-1}$ ). A legfelső rétegnél kezdve a számításokat nyomon követhető a víz beszivárgása (13. ábra). Az egyes rétegek nedvességtartalmát a kapacitív modulok az alábbi képlettel számítják:

$$[18] \quad \Theta_t^i = \Theta_{t-1}^i + \frac{BE1^i + BE2^i - KI1^i - KI2^i - KI3^i}{\Delta z^i}$$



13. ábra: A kapacitív nedvesséfgazdálkodási modellek sematikus működési elve.

A [18] egyenlet egyes elemeit az alábbi módon számíthatjuk ki. Az  $i$  felsőindex az adott réteg sorszámát jelöli, a  $t$  alsóindex pedig az időpontot.

### 3.2.2.1. POTENCIÁLIS EVAPOTRANZSPIRÁCIÓ (PE)

A talajpárolgás ( $KI1^1$ ) és a transzspiráció kiszámításához először az aktuális potenciális evapotranszpirációt kell meghatározni. Több formula létezik a kiszámítására, amelyek a napi globálsugárzás és/vagy hőmérséklet, esetleg további időjárási adatok, illetve a



növénnyel való fedettség (levélfelület index) függvényében kiszámítják a potenciális evapotranszpirációt. A 4M modellben három módszer közül választhat a felhasználó:

1. FAO-Penman féle (*Doorenbos and Pruitt, 1977*)
2. Priestley-Taylor féle (1972)
3. Szász féle (1973)

### 3.2.2.2. TALAJPÁROLGÁS ( $KI1^1$ )

A potenciális evapotranszpirációtól és a növénytől való fedettségtől függően a talajpárolgásnak van egy maximuma ( $KI1^1_{max}$ ). Nedves feltalaj esetén (nagyobb eső után) a talajpárolgás a maximális értékével egyenlő. Száradó talaj esetében a párolgás mértéke egyre csökken. A kumulált talajpárolgás a legutolsó esős nap óta eltelt napok számának (D) gyökével arányos (*Ritchie, 1972*).

$$[19] \quad KI1^1 = KI1^1_{max} \cdot (\sqrt{D} - \sqrt{D-1})$$

### 3.2.2.3. Növényi vízfelvétel (transzspiráció) ( $KI2$ )

A növényi vízfelvétel maximumát a potenciális evapotranszpiráció és a talajpárolgás különbsége adja. Aktuális értékét azonban a gyökérszónában lévő talajrétegek aktuális nedvességtartalma ( $\Theta^i_{t-1}$ ), vastagsága ( $\Delta z^i$ ) és a bennük található gyökerek mennyisége határozza meg. Az egyes rétegekből felvett vízmennyiségek ( $KI2^i$ ) a teljes transzspiráció ( $KI2$ ) ismeretében úgy határozhatók meg, hogy feltételezzük, hogy a  $KI2^i$  értékek eloszlása a gyökéreloszláshoz hasonló és összegük kiadja a teljes aktuális transzspirációt.  $KI2$  nem lehet több, mint a gyökérszónában található felvehető nedvesség.

$$[20] \quad KI2 = \sum_{i=1}^N KI2^i \quad \underline{\text{de}} \quad KI2 \leq \sum_{i=1}^M (\Theta^i - HV^i) \cdot \Delta z^i$$

Ahol N a talajszelvény rétegeinek száma, M pedig az utolsó, gyökéret tartalmazó réteg sorszáma.

### 3.2.2.4. A TOVÁBSZIVÁRGÓ CSAPADÉK MENNYISÉGÉNEK (KI3) KISZÁMÍTÁSA AZ I. RÉTEGRE

Amennyiben a réteg nedvességtartalma a beszivárgott vízzel együtt  $\Theta_t^i$ -re módosult, három lehetőség van (Ritchie, 1981):

1. Ha  $\Theta_t^i \leq \text{VK}_{sz}^i$  akkor a rétegből nem áramlik tovább víz:  $\text{KI3}^i = 0$

2. Ha  $\text{VK}_{sz}^i \leq \Theta_t^i \leq \text{VK}_{\max}^i$  akkor a rétegből továbbáramló víz mennyisége:

$$[21] \quad \text{KI3}^i = \text{DH} \cdot (\Theta_t^i - \text{VK}_{sz}^i) \cdot \Delta z^i$$

4. Ha  $\Theta_t^i \geq \text{VK}_{\max}^i$  akkor a rétegből továbbáramló víz mennyisége:

$$[22] \quad \text{KI3}^i = \text{BE1}^i - (\text{VK}_{\max}^i - \Theta_{t-1}^i) \cdot \Delta z^i + \text{DH} \cdot (\text{VK}_{\max}^i - \text{VK}_{sz}^i) \cdot \Delta z^i$$

### 3.2.2.5. FELFELÉ IRÁNYULÓ KAPILLÁRIS VÍZMOZGÁS MENNYISÉGÉNEK (BE2) KISZÁMÍTÁSA AZ I. RÉTEGRE

A párolgás hatására a talajban felfelé irányuló, kapilláris nedvességáramlás indul meg, melynek mértékét ( $\text{BE2}^i = \text{KI1}^{i+1}$ ) az alábbi összefüggésekkel becsülhetjük meg (Jones and Kiniry, 1986).

$$\text{DBAR} = 0.88 \cdot e^{35,4 \cdot \frac{(\Theta_t^i - \text{HV}^i) \Delta z^i + (\Theta_t^{i+1} - \text{HV}^{i+1}) \Delta z^{i+1}}{0,5(\Delta z^i + \Delta z^{i+1})}}$$

$$\text{GRAD} = \left( \frac{\Theta_t^{i+1} - \text{HV}^{i+1}}{\text{VK}_{sz}^{i+1} - \text{HV}^{i+1}} - \frac{\Theta_t^i - \text{HV}^i}{\text{VK}_{sz}^i - \text{HV}^i} \right) \cdot \left( \frac{(\text{VK}_{sz}^{i+1} - \text{HV}^{i+1}) \cdot \Delta z^{i+1} + (\text{VK}_{sz}^i - \text{HV}^i) \cdot \Delta z^i}{\Delta z^{i+1} + \Delta z^i} \right)$$

$$[23] \quad \text{BE2}^i = \frac{\text{DBAR} \cdot \text{GRAD}}{0,5 \cdot (\Delta z^i + \Delta z^{i+1})}$$

### 3.2.3. KONDUKTÍV MODELLEK

A konduktív modellek mindegyike a Richards egyenlet valamelyik numerikus megoldását alkalmazza. Általában órás vagy perces léptékűek. Modernebb változataik a szelvényben lezajló vízmozgás intenzitásától függően szabályozzák időléptéküket. A modellezett talajszelvényt 0,1 – 5,0 cm vastag alrétegekre bontják. Általában a talajfelszín közelében finomabb felbontást alkalmaznak. Mivel ezen módszerek fajtája

és szakirodalma is bőséges (Cooley, 1971; Huyakorn et al., 1984; Paniconi et al., 1991), ezért az alábbiakban csak a 4M-ben alkalmazott numerikus megoldást ismertetem. Ez a modul egydimenziós, függőleges vízmozgás leírására alkalmas. A véges differencia módszerét alkalmazza (implicit sémával), amely a talajszelvényt és az időt kis egységekre (alrétegekre illetve időközökre) osztja és a [15] differenciálegyenlet helyett a [24] differencia egyenletet oldja meg (ld. lent).

$$C_i^j \cdot (h_i^{j+1} - h_i^j) = \frac{\Delta t^j}{\Delta z} \cdot \left[ K_{i-1/2}^j \cdot \left( \frac{h_{i-1}^{j+1} - h_i^{j+1}}{\Delta z} \right) + K_{i-1/2}^j - K_{i+1/2}^j \cdot \left( \frac{h_i^{j+1} - h_{i+1}^{j+1}}{\Delta z} \right) - K_{i+1/2}^j \right] - S_i^j$$

**j** az időpontot jelölő index

**i** az alréteg sorszámát jelölő index

**h** potenciál [m]

**C** fajlagos víztartóképeség, definíció szerint:  $C = \frac{\partial \Theta}{\partial h}$ ,  $C_i^j = C(h_i^j)$

**K** vízvezetőképesség két szomszédos alréteg határán [ $m \cdot s^{-1}$ ]

$$K_{i-1/2}^j = \frac{K(h_{i-1}^j) + K(h_i^j)}{2} \quad K_{i+1/2}^j = \frac{K(h_i^j) + K(h_{i+1}^j)}{2}$$

**dz** alrétegvastagság [m] (A 4M egyenlő vastagságú alrétegekre osztja a szelvényt.)

**dt<sup>j</sup>** j. időköz nagysága [s]

**S<sub>i</sub><sup>j</sup>** nyelőtag → **2.6.1. fejezet**

A fenti egyenlet minden alrétegre felírható. Amennyiben az időköz elején minden rétegre ismert a potenciál  $h_i^j$  (ezt a kezdőfeltétek garantálják), és a belőlük kiszámítható  $K_{i-1/2}^j$ ,  $K_{i+1/2}^j$  és  $C_i^j$  értékek (ezt az inputként megadott  $K(h)$  és  $C(h)$  függvények garantálják), az eredmény egy  $N$  ismeretlenes  $N$  egyenletből álló lineáris egyenletrendszer [25] (vektoros formában), melynek megoldásával kiszámítható az egyes rétegek potenciálja ( $h_i^{j+1}$ ) az időköz végén. A  $\Theta(h)$  függvény ismeretében természetesen a nedvességoszlás is megkapható.

$$[25] \begin{bmatrix} b_1 & c_1 & & & & & & \\ a_2 & b_2 & c_2 & & & & & \\ & & O & & & & & \\ & & & a_{N-1} & b_{N-1} & c_{N-1} & & \\ & & & & a_N & b_N & & \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} h_1^{j+1} \\ h_2^{j+1} \\ M \\ h_{N-1}^{j+1} \\ h_N^{j+1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} d_1 \\ d_2 \\ M \\ d_{N-1} \\ d_N \end{bmatrix}$$

$$a_i = -\frac{\Delta t^j}{\Delta z^2} \cdot K_{i-1/2}^j$$

$$b_i = C_i^j + \frac{K_{i-1/2}^j + K_{i+1/2}^j}{\Delta z^2}$$

$$c_i = -\frac{\Delta t^j}{\Delta z^2} \cdot K_{i+1/2}^j$$

$$d_i = C_i^j \cdot h_i^j + \frac{K_{i-1/2}^j}{\Delta z} - \frac{K_{i+1/2}^j}{\Delta z} - S_i^j \quad i = 2 \dots N-1 \quad (N \text{ az alrétegek száma})$$

A [24] differencia egyenlet megoldásához rögzíteni kell a peremfeltételeket is, melyeket a felhasználó választásán túl a környezeti feltételek (napi párolgás, talajvízmélység stb.) adnak meg. A 4M modellben, mind a modellezett talajszelvény felszínén és alján, több fajta peremfeltétel közül lehet választani. Amennyiben a talaj felszínén a vízáramlás fluxusát ( $q_1$ ) adjuk meg peremfeltételként (aktuális értékét a mindenkori csapadék és párolgás szabja meg), a talajszelvény alján pedig időben állandó potenciált ( $h_A$ ), az [25] egyenletrendszer még hiányzó együtthatói az alábbi módon néznek ki:

$$a_1 = 0$$

$$a_N = -\frac{\Delta t^j}{\Delta z^2} \cdot K_{N-1/2}^j$$

$$b_1 = C_1^j + \frac{K_{1+1/2}^j}{\Delta z^2}$$

$$b_N = C_N^j + \frac{K_{N-1/2}^j + K_{N+1/2}^j}{\Delta z^2}$$

$$c_1 = -\frac{\Delta t^j}{\Delta z^2} \cdot K_{1+1/2}^j$$

$$c_N = 0$$

$$d_1 = C_1^j \cdot h_1^j + \frac{q_1}{\Delta z} - \frac{K_{1+1/2}^j}{\Delta z} - S_1^j$$

$$d_N = C_N^j \cdot h_N^j + \frac{K_{N-1/2}^j}{\Delta z} - \frac{K_{N+1/2}^j}{\Delta z} + \frac{K_{N+1/2}^j}{\Delta z^2} \cdot h_A - S_N^j$$

Az együtthatók ismeretében az [25] egyenletrendszer Gauss-eliminációs módszerrel egyszerűen és gyorsan megoldható (Várhelyi és Száva, 1991). A fenti egyenletrendszert minden időközre megoldva, a kezdéstől számított tetszőleges időpontban kiszámítható a talajszelvény potenciál- és nedvességeloszlása.

A 4M modell konduktív nedvességforgalmi modulja a Mualem koncepciót alkalmazza → **2.2.5. fejezet**. Bemenő adatként minden homogénnek tekinthető réteg víztartóképeség-függvényének paramétereire és hidraulikus vezetőképesség értékeire van szüksége. Ez a van Genuchten féle víztartóképeség függvényt alkalmazva, a  $\Theta_s$ ,  $\Theta_r$ ,  $\alpha$ ,  $n$  és  $K_s$  paraméterek rétegenkénti megadását jelenti → **2.2.2. fejezet**.

### **3.2.4. NEDVESSÉGFORGALMI MODELLEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA A 4M SEGÍTSÉGÉVEL**

A növénytermesztési modellekben általában csak egyfajta nedvességforgalmi modul van. Különböző modelleket használni a különböző nedvességforgalmi modulok hatékonyságának vizsgálatára nehézkes, mert az összehasonlított modellekben többnyire más modulok is különböznek. A 4M növénytermesztési modellbe beépítettem a kapacitív és a konduktív nedvességforgalmi almodellek előző fejezetekben ismertetett változatát.<sup>11</sup> Így lehetőség nyílik olyan párhuzamos modellfutások végrehajtására, amelyekben egyedül a nedvességforgalmi modulok különböznek.

Mérési adatok alapján összeállított inputfájlok segítségével ellenőriztem, hogy a 4M bármelyik nedvességforgalmi modullal realizisztikusan működik, tehát nincs benne programozási vagy elvi hiba. Ezen túl a 4M nemzetközileg is elismert modellekkel (UNSATCHEM, LEACHM, CERES) való összehasonlításban is megállta a helyét (Tóth et al., 2001, Fodor és Kovács, 2001b)

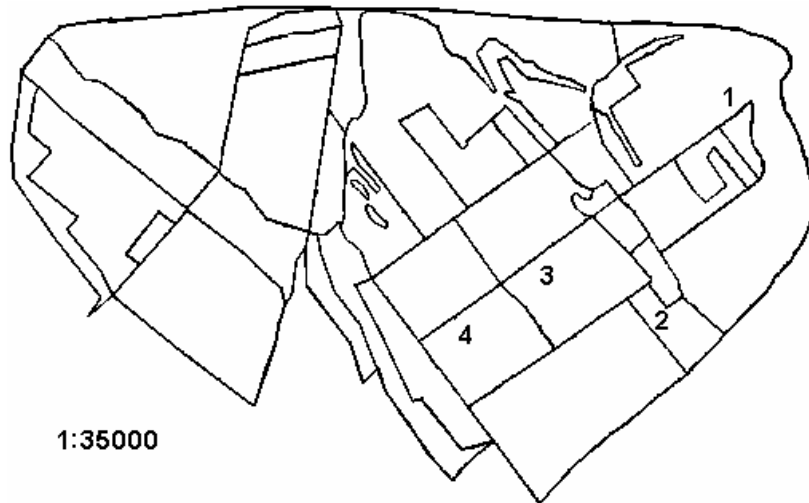
A későbbiekben ismertetett szabadföldi kísérletek/mérések eredményeit felhasználva, megvizsgáltam, hogy a 4M melyik nedvességforgalmi almodellel írja le pontosabban a talaj nedvességforgalmát. Ennek eldöntésére a mért és a modell által számított talajnedvesség-értékek átlagos eltérését használtam fel. Mivel a nedvességmérés elvi okok miatt (Andrén et al., 1991) a talaj legfelső 10-15 cm-es rétegére nem ad biztonsággal értékelhető eredményeket, az összehasonlítást csak mélyebben fekvő rétegekre végeztem, el.

#### **3.2.4.1. KORÁBBI MÉRÉSI ADATOKBÓL SZÁRMAZTATOTT PARAMÉTEREK**

1993-ban Rajkai Kálmán vezetésével, a 2530-as számú OTKA támogatásával, a Herceghalmi Kísérleti Gazdaság több pontján (1. térkép: 1-4) megmérték a konduktív nedvességforgalmi modellek által igényelt paraméterek meghatározásához szükséges alapadatokat (pF adatok, mechanikai összetétel, térfogat tömeg, szerves anyag tartalom).

---

<sup>11</sup> A kapacitív és konduktív nedvességforgalmi (al)modellek között az a leglényegesebb különbség, hogy a kapacitív modellek nem használják a nedvességpotenciált. Ebből kifolyólag a felfelé történő kapilláris nedvességmozgást általában nem modellezik. A 4M-be épített kapacitív modul különleges abban az értelemben, hogy (ha csak elnagyoltan is de) modellezi a felfelé történő kapilláris vízmozgást → **3.2.2.5. fejezet.**



1. térkép: A Herceghalmi Kísérleti Gazdaság térképe

Ezen talajszelvények közelében 1993.05.18. és 1993.07.08, valamint 1994.06.01. és 1994.10.03. között, átlagban 10 naponként, kapacitív szondával (Andrén et al., 1991), 10 cm-enként megmérték a talaj nedvességtartalmát. A vonatkozó időszakból, a szükséges időjárási adatok közül, rendelkezésemre állt a helyben mért csapadékmennyiség és napi átlaghőmérséklet. A mért globálsugárzás-adatok nem álltak rendelkezésemre, így generált értékeket használtam a modellfutásokban. Az 1-es számú területen mindkét évben búzát, a 4-es területen mindkét évben kukoricát vetettek. A nedvességmérés helyén a mérési előkészületek miatt, az állomány hiányzott. Ennek hatását a gyökérelszlásban vettem figyelembe. Aktív gyökerek kismértékű jelenlétét feltételeztem 30 cm-nél nagyobb mélységben. Ennek azonban az 1-es terület esetében nem sok jelentősége van, mivel a nedvességmérések megkezdése után nem sokkal a búzát learatták. A kapacitív modul pontos működéséhez a talaj felszínéhez közel vékonyabb rétegek megadására van szükség. A szelvények szántott rétegét, a szelvényleírásban megadott réteghatároknak megfelelően, (2-3. táblázat) 5, 10 és 15 cm (1-es szelvény) illetve 5 és 15 (4-es szelvény) cm vastag rétegekre osztottam fel. A 4-es szelvény második (15 cm vastag) rétegének egy része a nedvességmérés szempontjából bizonytalan tartományhoz tartozik. Ezért a modulok összehasonlításához csak a 15-30, 30-50, 50-70 cm-es rétegek (1-es szelvény), illetve a 20-50 és 50-70 cm-es rétegek (4-es szelvény) mért nedvességadatait használtam fel.

A konduktív nedvességforgalmi modult a van Genuchten féle víztartóképeség-függvénnyel használtam. A szükséges  $\Theta_s$ ,  $\Theta_r$ ,  $\alpha$ ,  $n$  paramétereket a mért pF adatokra történő függvényillesztéssel határoztam meg (2-3. táblázat). A hidraulikus

vezetőképességet *Campbell* módszerével (1985) a talaj mechanikai összetételéből és térfogattömegéből becsültem meg (2-3. táblázat).

Szint	Mélység (cm)	$\Theta_s$ (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	n	$K_s$ (cm*d <sup>-1</sup> )
Asz	0-30	0,460	0,0109	1,212	6,8
Aeke	30-35	0,486	0,0136	1,202	9,1
AC	35-70	0,500	0,0297	1,192	8,2
C	70-	0,497	0,0221	1,261	6,1

2. táblázat: **Az 1-es területre vonatkozó bemenő adatok a konduktív almodell számára. A  $\Theta_r$  paraméter értéke minden szintre nulla.**

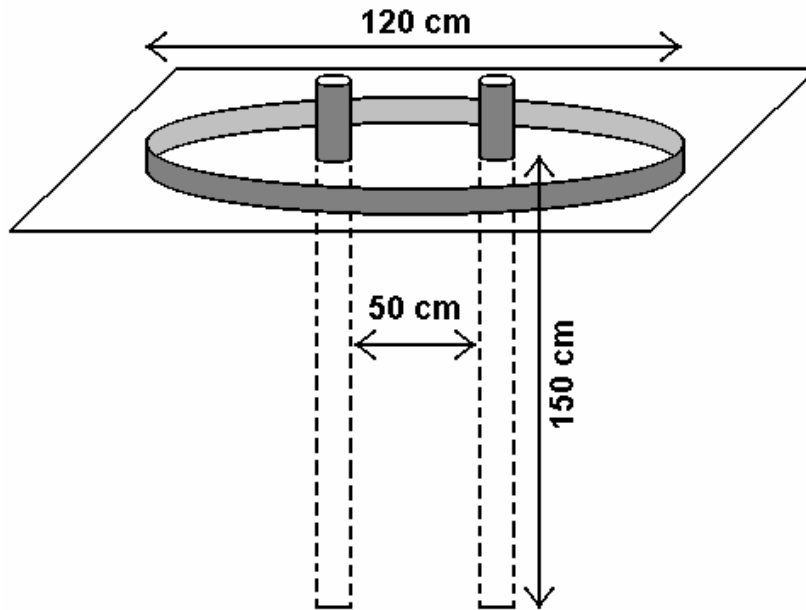
Szint	Mélység (cm)	$\Theta_s$ (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	n	$K_s$ (cm*d <sup>-1</sup> )
Asz	0-20	0,493	0,0125	1,196	6,9
A	20-36	0,466	0,0105	1,189	5,8
AC	36-70	0,490	0,0207	1,179	5,9
C	70-	0,471	0,0211	1,258	5,3

3. táblázat: **A 4-es területre vonatkozó bemenő adatok a konduktív almodell számára. A  $\Theta_r$  paraméter értéke minden szintre nulla.**

A kapacitív modul két bemenő adatát szintén a pF mérések alapján adtam meg. Feltételeztem, hogy a talajrétegekre jellemző maximális vízkapacitás értékek a pF=0,0-hoz tartozó nedvességtartalmakkal egyenlők, továbbá feltételeztem, hogy a holtvíztartalom értékek a pF=4,2-hez tartozó nedvességtartalmakkal egyenlők.

### 3.2.4.2. SAJÁT MÉRÉSEK ALAPJÁN MEGHATÁROZOTT PARAMÉTEREK

A fent említett pontok közül kiválasztottam kettőt (1. térkép: 1, 4), és az adott helyen meghatároztam a mérleg, illetve kapacitív nedvességforgalmi almodell által igényelt, még hiányzó, bemenő adatokat. A szabadföldi vízkapacitás és drénhányad értékeket (4-5. táblázat) egy egyszerű beöntözéses kísérlet segítségével határoztam meg. Kapacitív nedvességmérő (*Andrén et al., 1991*) számára, szelvényenként két mérőlyukat fűrtünk, melyekbe 180 cm hosszú, 3,6 cm átmérőjű, alul lezárt műanyagcsövet helyeztünk el. A csövek 30 cm-rel nyúltak a talaj felszíne fölé. A csövek köré egy keretet helyeztünk, amellyel 15-20 cm magas vízállást biztosíthattunk (14. ábra). Az így elkerített talajrészt elárasztottuk vízzel. Folyamatos vízutánpótlással, két órán keresztül tartottuk víz alatt a talaj felszínét.



14. ábra: A beöntözéssel kísért elrendezésének sematikus rajza.

Ehhez szelvényenként kb.  $1,5 \text{ m}^3$  vizet használtunk fel. A vízállás megszűnése után, a párolgás megakadályozására, a talajt mezőgazdasági fóliával letakartuk. Egy nappal a letakarás után a szelvényeket 10 cm-es felbontásban, 150 cm mélyséig megmintáztuk és a gyűjtött talajminták nedvességtartalmát gravimetriás módszerrel meghatároztuk. Ezek után, időről-időre, a kapacitív szondával, a felszíntől kezdve 10 cm-enként, megmértük a talaj nedvességtartalmát. Mivel csak azt az állapotot vártuk, amikor az egyes rétegek nedvességtartalma gyakorlatilag már nem változik, nem volt szükség a szondák kalibrálására. Miután már nem tapasztaltunk nedvességváltozást, mindkét szelvényt, két pontban, 10 cm-es felbontásban, 150 cm mélyséig megmintáztuk. A talajminták nedvességtartalmát gravimetriás módszerrel meghatároztuk. Az így nyert nedvességtartalmak térfogattömegekkel való szorzatai adták a szabadföldi vízkapacitás értékeket.

Az egyes szelvényekre jellemző drénhányad (DH) értékek meghatározására, a 4M modellbe egy optimalizációs eljárást építettem be. Működéséhez a talajszelvény kezdő (egy nappal a beöntözés után) és végső (az egyensúly beálltakor) nedvességeloszlásának ismerete szükséges. A modellt az ismert kezdőfeltételekkel, a kísérletben beállított feltételeknek megfelelően (A talajpárolgás és növényi vízfelvétel is nulla.) futtatva, a keresett DH értékét futásról-futásra változtatva, megkereshető az az optimális DH érték, amellyel a modell által számított nedvességeloszlás a végső állapotban (a futás végén) legkevésbé tér el a mérés során tapasztalttól.



Szint	Mélység (cm)	VK <sub>max</sub> (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	VK <sub>sz</sub> (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	HV (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )
A <sub>sz</sub>	0-30	0,460	0,359	0,166
A <sub>ke</sub>	30-35	0,486	0,310	0,180
AC	35-70	0,500	0,315	0,163
C	70-	0,497	0,295	0,111

DH:	0,350
-----	-------

4. táblázat: **Az 1-es területre vonatkozó bemenő adatok a kapacitív almodell számára.**

Szint	Mélység (cm)	VK <sub>max</sub> (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	VK <sub>sz</sub> (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	HV (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )
A <sub>sz</sub>	0-20	0,493	0,322	0,186
A	20-36	0,466	0,333	0,186
AC	36-70	0,490	0,328	0,182
C	70-	0,471	0,270	0,109

DH:	0,315
-----	-------

5. táblázat: **A 4-es területre vonatkozó bemenő adatok a kapacitív almodell számára.**

Az eddigi magyarországi modellezési gyakorlatban a lefolyási paraméternek általában 70-es értéket adtak. Mivel a paraméter értékére vonatkozóan nem állt rendelkezésemre semmilyen információ a 70-es érték mellett maradtam. A talajok textúrája és szervesanyag-tartalma alapján mindkét szelvény albedóját 0,13-nak vettem (*Jones and Kiniry, 1986*).

### 3.3. ÉRZÉKENYSÉG VIZSGÁLATOK

A növénytermesztési modellek különböző összetevőikre (Azok felépítésére, ha egy modulról van szó, illetve azok értékeire, ha egy paraméterről van szó.) különböző mértékben érzékenyek. Egyes paraméterek szinte mindegy, hogy milyen értékkel rendelkeznek, alig vannak hatással a modell eredményeire, más paraméterek értékeinek kis mértékű változásai is jelentősen befolyásolják a modell számításainak eredményét. Mivel a növénytermesztési modellek igen összetett rendszerek, érzékenységvizsgálatuk is bonyolult. A modell egy összetevőjének megváltozására, különböző időjárási körülmények között másképp reagál. Csapadékos években kevésbé érzékeny (*Fodor és Kovács, 2001a*). Az érzékenységvizsgálatokat minden esetben egy 20 éves (1968-87)

időjárás adatsor segítségével végeztem, melyben 5 olyan év volt, amikor a tenyészidőszakban az átlagosnál jóval több csapadék hullott, és 7 olyan év, amikor az átlagosnál jóval kevesebb. A modell minden beállításával 20 futtatást végeztem az időjárás adatsor éveinek megfelelően. Az inputváltoztatás outputra gyakorolt hatását ( $\Delta O$ ) az alábbi módon definiáltam: Minden évre képeztem az eredeti inputtal nyert output ( $o_i$ ) és a módosított inputtal nyert output ( $o'_i$ ) abszolútértékes különbségének és az eredeti inputtal nyert output hányadosát, és vettem ezen hányadosoknak a 20 évre vonatkozó átlagát százalékban:

$$[26] \quad \Delta O = \frac{\sum_{i=1}^{20} \frac{|o_i - o'_i|}{o_i}}{20} \cdot 100 \quad \text{i az év sorszáma}$$

A  $\Delta O$  érték tulajdonképpen azt mutatja meg, hogy a modell egy bemenő adatának adott mértékű megváltozása, átlagosan mekkora változást okoz (százalékban) a modell egy kimenő adatában.

A modellfutások minden év március elsején indultak. A vizsgálatban szereplő talajszelvények mindegyikénél feltételeztem, hogy kezdetben a hasznosítható nedvességtartalmuk 150 mm volt. Minden futásban kukorica jelzőnövényt használtam. A modell érzékenységét minden esetben a legfontosabb kimenő adatokra (virágzás időpontja, termés, biomassza, LAI maximuma) vonatkozóan vizsgáltam. Az érzékenységvizsgálatok legfőbb célja számomra a modell fejlesztési irányának kijelölése, amibe beleérttem a modell működéséhez szükséges inputadatok minőségének/pontosságának kérdését is. Azokat a paramétereket, amelyekre a modell érzékeny, nagyobb pontossággal kell meghatározni, illetve azokat a modulokat kell elsősorban fejleszteni, amelyek nagyban befolyásolják a modell eredményeit.

### 3.3.1. ÉRZÉKENYSÉG A VÍZTARTÓKÉPESSÉG FÜGGVÉNY TÍPUSÁRA

A víztartókéesség leírására, a 4M modell jelen változatában, csakúgy, mint a világon használt modellek túlnyomó többségében, a felhasználó a Brooks-Corey illetve a van Genuchten féle függvények közül választhat → **2.2.2. fejezet**.

Megvizsgáltam, hogy víztartókéesség leírására alkalmazott függvény típusa milyen különbséget okozhat a modell eredményeiben. A vizsgálathoz két eltérő vízgazdálkodású talaj adatait használtam fel: mészlepedékes alföldi csernozjom

(Pusztaszabolcs), kovárványos barna erdőtalaj (Nyírlugos). A pF adatokra (Rajkai et al., 1981, Várallyay, 1987g) először Brooks-Corey féle függvényt illesztettem, és azok paramétereit adtam meg bemenő adatként (6-7. táblázat), majd mindezt megismételtem a van Genuchten féle függvénnyel (8-9. táblázat). A  $K_S$  paramétereket a mechanikai összetétel és térfogattömeg alapján Campbell (1985) módszerével becsültem meg.

Szint	Mélység (cm)	$K_S$ (cm*d <sup>-1</sup> )	$\Theta_S$ (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	$h_A$ (cm)	$\lambda$
A <sub>sz</sub>	0-20	1,85	0,438	39,7	0,137
A	20-44	2,63	0,449	21,1	0,149
B	44-60	6,33	0,489	15,3	0,167
BC	60-90	6,35	0,490	6,9	0,136
C <sub>lősz</sub>	90-	3,51	0,468	14,6	0,174

6. táblázat: Pusztaszabolcsi (csernozjom) szelvény bemenő adatai (Brooks-Corey féle víztartóképeség függvénnyel). A  $\Theta_r$  paraméter értéke minden szintre nulla.

Szint	Mélység (cm)	$K_S$ (cm*d <sup>-1</sup> )	$\Theta_S$ (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	$h_A$ (cm)	$\lambda$
A <sub>sz</sub>	0-25	140,6	0,449	23,3	0,332
B	25-50	136,4	0,408	24,1	0,620
C <sub>1</sub>	50-85	149,0	0,416	22,1	0,589
C <sub>2</sub>	85-130	24,9	0,379	54,1	0,228
C <sub>3</sub>	130-	53,2	0,377	22,1	0,246

7. táblázat: Nyírlugosi (barna erdőtalaj) szelvény bemenő adatai (Brooks-Corey féle víztartóképeség függvénnyel). A  $\Theta_r$  paraméter értéke minden szintre nulla.

Szint	Mélység (cm)	$K_S$ (cm*d <sup>-1</sup> )	$\Theta_S$ (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	n
A <sub>sz</sub>	0-20	1,85	0,420	0,0095	1,20
A	20-44	2,63	0,438	0,0161	1,20
B	44-60	6,33	0,490	0,1007	1,16
BC	60-90	6,35	0,488	0,0680	1,17
C <sub>lősz</sub>	90-	3,51	0,464	0,0430	1,20

8. táblázat: Pusztaszabolcsi (csernozjom) szelvény bemenő adatai (van Genuchten féle víztartóképeség függvénnyel). A  $\Theta_r$  paraméter értéke minden szintre nulla.

Szint	Mélység (cm)	$K_S$ (cm*d <sup>-1</sup> )	$\Theta_S$ (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	$\Theta_r$ (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	n
A <sub>SZ</sub>	0-25	140,6	0,442	0,004	0,017	1,52
B	25-50	136,4	0,410	0,003	0,028	1,70
C <sub>1</sub>	50-85	149,0	0,417	0,003	0,032	1,65
C <sub>2</sub>	85-130	24,9	0,372	0,000	0,0097	1,30
C <sub>3</sub>	130-	53,2	0,368	0,008	0,015	1,40

9. táblázat: Nyírlugosi (barna erdőtalaj) szelvény bemenő adatai (van Genuchten féle víztartókéesség függvényvel).

### 3.3.2. ÉRZÉKENYSÉG A VÍZTARTÓKÉPESSÉG FÜGGVÉNY PARAMÉTEREIRE

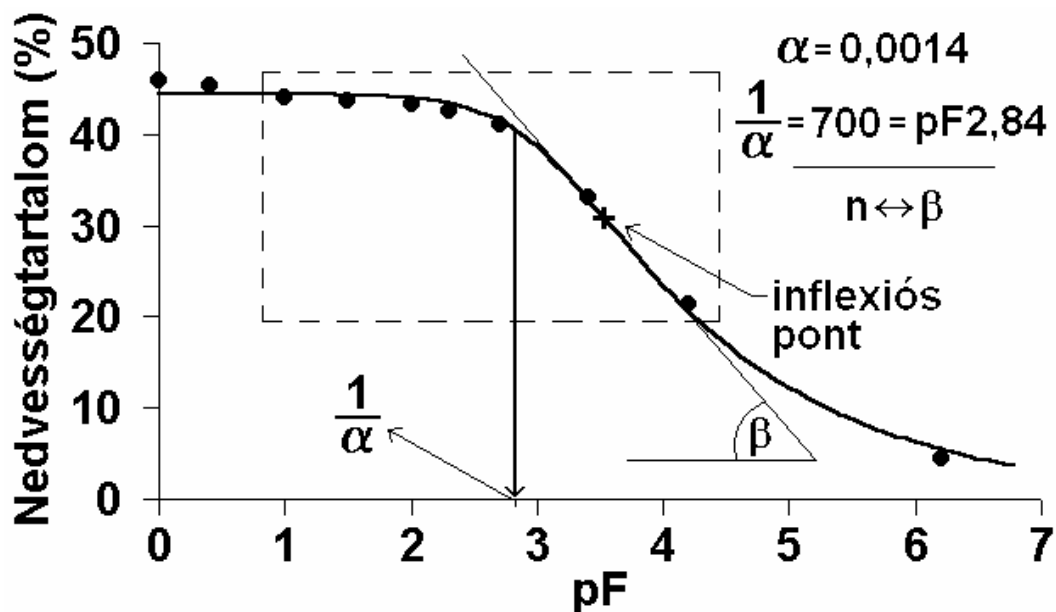
Megvizsgáltam, hogy a van Genuchten féle víztartókéesség függvény paramétereinek megváltozására mennyire érzékeny a modell. Az előzőekben már említett csernozjom és barna erdőtalaj szelvények adatait használtam fel (8-9. táblázat). Először a mért adatokból függvényillesztéssel ( $\Theta_S$ ,  $\Theta_r$ ,  $\alpha$ , n) illetve becslésekkel ( $K_S$ ) nyert inputadatokkal futtattam a modellt. A talajszelvények minden szintjének minden paraméterére megvizsgáltam, hogy értékük adott mértékű megváltozására (miközben minden más változatlan marad) a modell főbb outputjai hogyan reagálnak.

$\Theta_S$ ,  $\Theta_r$ ,  $\alpha$  és n illesztési paraméterek. Megvizsgáltam, hogy mekkora ezen paraméterek értékeinek illesztésből származó 'bizonytalansága'.

A  $\Theta_S$  paraméter a talaj maximális nedvességtartalmának feleltethető meg. A TAKI adatbázisának (Rajkai et al., 1981, Várallyay, 1987g) több száz talajmintájára (néhány kivételtől eltekintve) a  $\Theta_S$  paraméter kevesebb mint 10%-al tért a el a pF=0-hoz tartozó nedvességtartalomtól. Ez alapján a  $\Theta_S$  paraméterre, az eredeti értéktől  $\pm 1$  %;  $\pm 2$  %;  $\pm 5$  % és  $\pm 10$  %-kal eltérő értékekkel végeztem modellfuttatásokat.

A  $\Theta_r$  paraméter a talaj reziduális nedvességtartalmának feleltethető meg. A függvényillesztés csak a 'durva' mechanikai összetételű (homok frakció  $\geq 60$ % és agyag frakció  $\leq 20$ %) talajokra adott nullától különböző értéket a  $\Theta_r$  paraméterre. Ugyanakkor a talajminták tényleges maradék (reziduális) nedvességtartalmát nem ismerjük. Mivel a  $\Theta_r$  paraméter a víztartókéesség függvény alakját csak magas tenziótartományban befolyásolja, a modell várhatóan csak kevésbé lesz érzékeny erre a paraméterre. A fentiek alapján (az egyszerűség kedvéért) a  $\Theta_r$  paraméterre is, az eredeti értéktől  $\pm 1$  %;  $\pm 2$  %;  $\pm 5$  % és  $\pm 10$  %-kal eltérő értékekkel végeztem modellfuttatásokat.

Az  $\alpha$  érték reciprokát (közelítőleg) az a szívóerő adja meg (vízoszlop centiméterben), 'ahol' az illesztett víztartókéesség függvény (log-lineáris grafikonon ábrázolva) 'letörlik' (15. ábra).  $\alpha$  értékét elsősorban azok a pontok határozzák meg, amelyek a 'letörési pont' közelében vannak (A szaggatott téglalapon belül található pontok a 15. ábrán.). A TAKI adatbázisának talajaira a pF adatok által mutatott görbületet legjobban követő, (a 15. ábrán, a szaggatott téglalapon kívül eső pontok elhagyásával) illesztett függvény  $\alpha$  paramétere, és az összes pF adatra legjobban illeszkedő függvény  $\alpha$  paramétere között egy nagyságrendnyi eltérést is tapasztaltam.



15. ábra: A van Genuchten féle víztartókéesség függvény  $\alpha$  és  $n$  paramétereinek 'hozzávetőleges' jelentése.

A fentiek alapján az  $\alpha$  paraméterre az eredeti értéktől  $\pm 1\%$ ;  $\pm 2\%$ ;  $\pm 5\%$ ;  $\pm 10\%$ -kal eltérő értékeken túl, 1/10-szeres és tízszeres értékekkel is végeztem modellfuttatásokat. Az  $n$  paraméter a víztartókéesség függvény inflexiós pontjában vett meredekségével áll szoros kapcsolatban. Minél nagyobb a paraméter értéke, annál meredekebb a függvény ( $\beta$  annál nagyobb, 15. ábra). A TAKI adatbázisának talajaira az egyenes szakaszra (log-lineáris grafikonon ábrázolva) legjobban illeszkedő víztartókéesség függvények  $n$  paraméterei és az összes pF adatra legjobban illeszkedő függvények  $n$  paraméterei 0 – 11 %-al tértek el. Ezért az  $n$  paraméterre az eredeti értéktől  $\pm 1\%$ ;  $\pm 2\%$ ;  $\pm 5\%$ ;  $\pm 10\%$ -kal eltérő értékekkel végeztem modellfuttatásokat.

A hidraulikus vezetőképesség mérése során az egyes ismétlések eredményei között akár nagyságrendi eltérés is lehet. Ezért a  $K_s$  paraméterre az eredeti értéktől  $\pm 1\%$ ;  $\pm 2\%$ ;

$\pm 5 \%$ ;  $\pm 10 \%$ -kal eltérő értékeken túl, 1/10-szeres és tízszeres értékekkel is végeztem modellfuttatásokat.

### 3.3.3. ÉRZÉKENYSÉG A HISZTERÉZIS FIGYELEMBEVÉTELÉRE

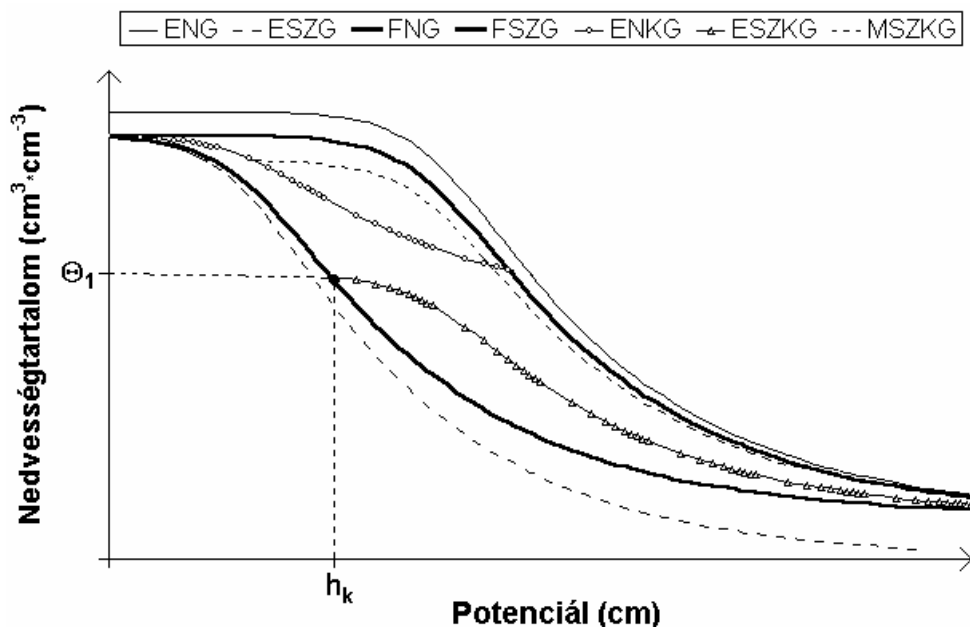
A 4M-be beépíttem a *Kool és Parker, (1987)* által kidolgozott eljárást a hiszterézis leírására. A módszer a van Genuchten féle víztartókéesség függvényt használja. A fő száradási (FSZG) és fő nedvesedési (FNG) görbe (paramétereinek) ismeretében a  $\Theta_s$  és  $\Theta_r$  értékének változtatásával, bármely köztes görbe (KG) paraméterei felírhatók az alábbi módon (16. ábra).

FSZG paraméterei:  $(\Theta_s, \Theta_r, \alpha_{sz}, n_{sz})$

FNG paraméterei:  $(\Theta_s, \Theta_r, \alpha_n, n_n)$

ESZKG paraméterei:  $(\Theta_1, \Theta_r, \alpha_{sz}, n_{sz})$   $\Theta_1$  a KG kezdőpontjának ( $h_k$ ) ismeretében, az alábbi egyenletből meghatározható:

$$[27] \quad \Theta_r + \frac{\Theta_s - \Theta_r}{(1 + (\alpha_n \cdot h_k)^{n_n})^{1-1/n_n}} = \Theta_r + \frac{\Theta_1 - \Theta_r}{(1 + (\alpha_{sz} \cdot h_k)^{n_{sz}})^{1-1/n_{sz}}}$$



16. ábra: Elsődleges száradási köztes görbe (ESZKG) hiányzó  $\Theta_1$  paraméterének meghatározása a FNG és metszéspontjuk ( $h_k$ ) ismeretében.

Kool tapasztalatai alapján, a FNG ismeretének hiányában az  $\alpha_n = 2 \cdot \alpha_{sz}$  illetve  $n_n = n_{sz}$  közelítés segítségével egyedül a fő száradási görbe alapján a fő nedvesedési görbe és bármely köztes görbe paraméterei megbecsülhetők.

A módszer nagy előnye, hogy a KG-k is van Genuchten típusúak, így azok paramétereit felhasználva, a Mualem-koncepció segítségével, a  $K(h)$  függvény hiszterézise is leírható (Luckner et al., 1989). Megvizsgáltam, hogy a hiszterézis figyelembe vétele mennyiben módosítja a modell főbb kimenő adatait.

### 3.3.4. ÉRZÉKENYSÉG AZ ELKERÜLŐ ÁRAMLÁS FIGYELEMBEVÉTELÉRE

Beépítettem a 4M modellbe egy olyan rutint, amely lehetővé teszi a duzzadó-zsugorodó talajokban lezajló elkerülő áramlások leírását. A modul elkészítéséhez Feddes és munkatársai által (1988) írt cikk egyik ábrája adta az ötletet. A modul működéséhez a konduktív vízmozgás modellek által igényelt bemenő adatokon túl az alábbi inputok szükségesek:

5. A talaj homogénnek tekinthető rétegeinek zsugorodási görbáját leíró függvény paraméterei.
6. A talajfelszín egységnyi területén található repedések összhozsza.
7. A repedések maximális mélysége.

A zsugorodási görbe  $\rho(\Theta)$  megadja, hogy egy talajréteg térfogattömege<sup>12</sup> hogyan változik nedvességtartalmának függvényében. A réteg nedvességtartalmának csökkenésével, a talaj zsugorodásával, a térfogattömeg növekszik. A zsugorodás miatt a talajban repedések keletkeznek, melyek  $i$ . rétegbeli össztérfogatát ( $V_{rep}^i$ ) a telített talaj térfogattömegének ( $\rho_s^i$ ) és a talajréteg aktuális nedvességtartalmának ( $\Theta$ ) ismeretében az alábbi képlettel számíthatunk ki:

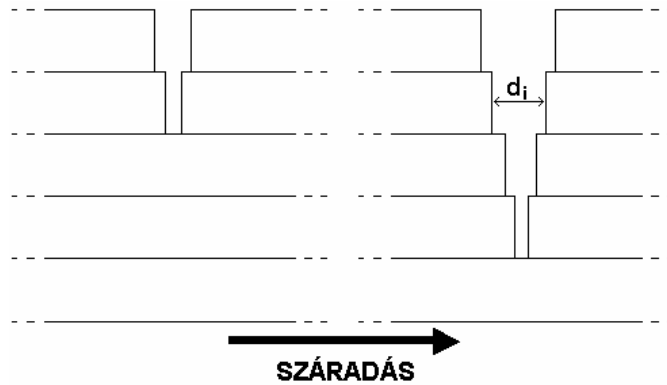
$$[28] \quad V_{rep}^i = V_s^i \cdot \left( 1 - \frac{\rho_s^i}{\rho^i(\Theta)} \right)$$

- $V_{rep}^i$  a repedések össztérfogata egységnyi talajtérfogatban [ $m^3$ ] ( $i$ . réteg)  
 $V_s^i$  a telített talaj térfogata [ $m^3$ ] ( $i$ . réteg)  
 $\rho_s^i$  a telített talaj térfogattömege [ $kg \cdot m^{-3}$ ]  
 $\rho^i$  a talaj aktuális térfogattömege [ $kg \cdot m^{-3}$ ]

---

<sup>12</sup> Jelen esetben a térfogattömeg alatt a talajmátrix térfogattömegét értem, amelybe nem számítom bele a repedések által elfoglalt térfogatot.

Amennyiben ismert a talaj egységnyi területén található repedések összhossza (bemenő adat), kiszámítható hogy adott vastagságú talajrétegben milyen széles ( $d_i$ ) repedés nyílik (17. ábra), feltételezve, hogy a függőleges irányú zsugorodás elhanyagolható.

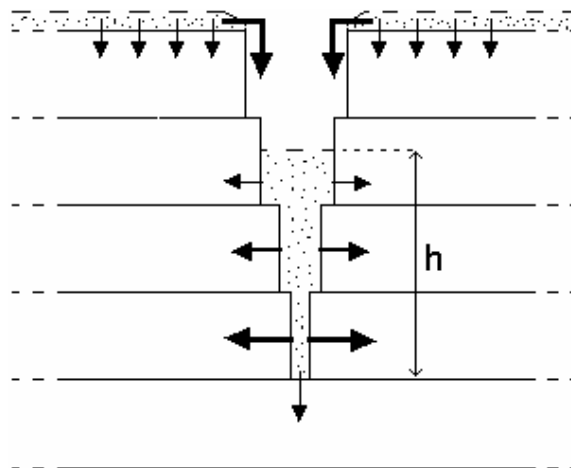


17. ábra: A száradással növekvő repedésméret, duzzadó-zsugorodó talajokban.  $d_i$  a repedés átmérője az  $i$ . rétegben.

Azt is feltételeztem, hogy a repedés függőleges keresztmetszete a repedés teljes hosszában ugyanolyan (17. ábra).

Az elkerülő áramlást számító eljárást csak a konduktív nedvességforgalmi modul hívja meg, minden időköz végén (valós időben: 0,1 – 10 percenként). Minden meghíváskor először a repedés aktuális méreteit számítja ki, az ismert aktuális rétegenkénti talajnedvesség-értékek, és az input adatok függvényében.

Amennyiben a talaj felszínére érkező csapadék fluxusa meghaladja a talajmátrix aktuális vezetőképességét, a beszívároggni nem képes víz a repedésbe kerül. Miután a repedés mindhárom kiterjedése ismert (minden rétegben) kiszámítható, hogy a repedésbe jutó víz milyen magasan ( $h$ ) tölti fel azt (18. ábra).



18. ábra: A repedésben felgyülemelő víz vízszintes irányú talajba szivárgása.



Adott időközre a Richards egyenlet egy egyszerűsített formájával (a gravitációs tag elhagyásával) kiszámítható, hogy mennyi víz szivárgott az egyes rétegekbe és, hogy mennyivel csökkent emiatt a repedésben álló víz ösztérfogata. Ha a repedés teljesen megtelik, tócsásodás indul meg.

Az eljárás teszteléséhez Tóth Tibor nyírólaposi szikes talajadatait (Tóth and Jozefaciuk, 2002) használtam fel (10-11. táblázat). Két talajszelvényre elkészítettem a 4M talaj inputfájlját. Megvizsgáltam, hogy mekkora különbséget eredményez a modell eredményeiben, ha az elkerülő áramlást (a fent ismertetett eljárással) figyelembe veszem. A két szelvény zsugorodási görbéjét, a mért  $\rho_i$ - $\Theta_i$  pontokra (Tóth Tibor bocsátotta rendelkezésemre) történő függvényillesztéssel határoztam meg:

$$006 \text{ számú szelvény: } \rho(\Theta) = -0,156 \cdot \Theta + 1,232$$

$$249 \text{ számú szelvény: } \rho(\Theta) = -0,189 \cdot \Theta + 1,254$$

$\rho$  térfogattömeg [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ]  
 $\Theta$  nedvességtartalom [ $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ]

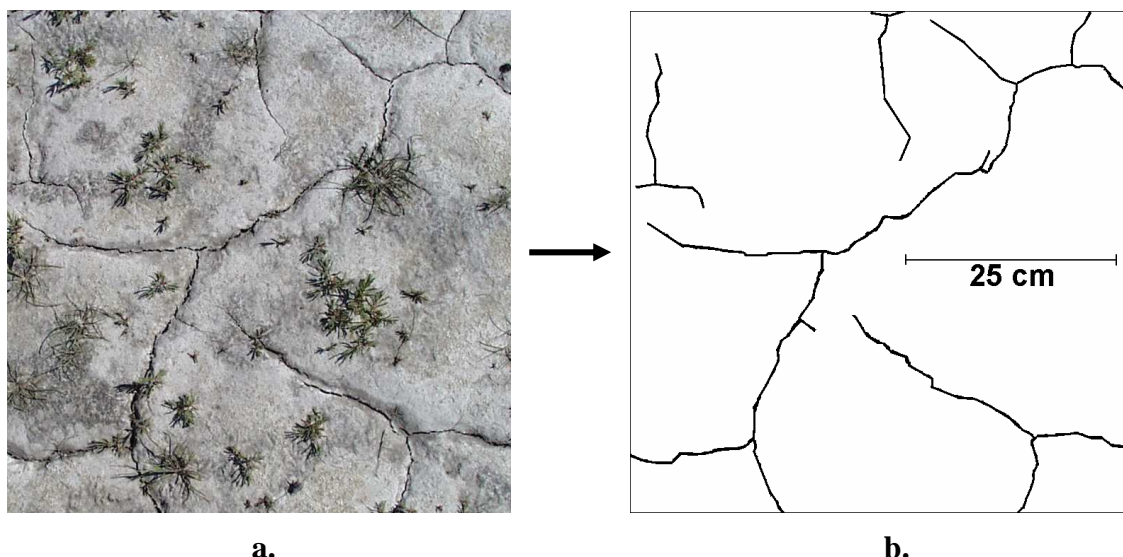
Szint	Mélység (cm)	$\Theta_S$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	$\alpha$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	n	$K_S$ ( $\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$ )
A	3-25	0,545	0,0242	1,227	81,6
B	25-45	0,561	0,0007	1,274	0,014
BC	45-68	0,454	0,0024	1,23	0,023
C	68-90	0,407	0,0031	1,226	0,012

10. táblázat: Nyírólaposi 006-os szelvény bemenő adatai.  $\Theta_r = 0$  minden szintre.

Szint	Mélység (cm)	$\Theta_S$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	$\alpha$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	n	$K_S$ ( $\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$ )
A	3-11	0,5	0,0009	1,314	0,028
B	11-40	0,574	0,0006	1,266	0,144
BC	40-55	0,429	0,0009	1,269	0,161
C	55-85	0,44	0,0011	1,282	0,119

11. táblázat: Nyírólaposi 249-es szelvény bemenő adatai.  $\Theta_r = 0$  minden szintre.

A talajfelszín egységnyi területén található repedések összhossza a talaj felszínéről készült digitális fénykép elemzése alapján megadható (19 a-b. ábra). A modellfutások során, az egységnyi területen ( $1 \text{ m}^2$ ) található repedések összhosszára 250 cm-t adtam meg. A repedések maximális mélységére, Tóth Tiborral való megbeszélés után, 70 cm-t adtam meg.



19. ábra: **a.** Hortobágyi szikes talajról készült fényképrészlet (Tóth Tibor).  
**b.** Az abból digitális képelemzéssel készült repedésrajzolat.

Végeztem olyan modellfuttatást is, melynek során feltételeztem, hogy a nyári hónapokban a 25 mm-nél nagyobb esők zivatar során hullottak. Ezekről azt feltételeztem, hogy mindössze 20 percig tartottak. Bár *Váradi* (1975) szerint ennek az esélye csak 5% körül van, mégis emellett maradtam, mert a jelen vizsgálatban mindössze annyit akartam bemutatni, hogy mennyiben módosítaná a számítások eredményeit, ha ismernénk a csapadék napon belüli eloszlását.

### 3.3.5. ÉRZÉKENYSÉG A BIMODALITÁS FIGYELEMBEVÉTELÉRE

A 4M modellben a felhasználónak lehetősége van bimodális víztartóképeség függvény megadására.

$$[29] \quad \Theta = \frac{\Theta_s}{\left(1 + (\alpha_1 \cdot h)^{n_1}\right)^{-1/n_1}} + \frac{P - \Theta_s}{\left(1 + (\alpha_2 \cdot h)^{n_2}\right)^{-1/n_2}}$$

Ennek paraméterei egy speciális függvényillesztő eljárással határozhatók meg a mért pF adatokból. A TAKI adatbázisából (*Rajkai* et al., 1981, *Várallyay*, 1987g) kiválasztottam egy talajszelvényt (Mezőtúr: réti csernozjom) melynek egyes szintjei (A, B1, BC) bimodális jelleget mutattak. Elkészítettem egy olyan inputfájl (12. táblázat), amelyben minden szintnek a pF adatokra illesztett egyszerű (unimodális) van Genuchten függvény paramétereit adtam meg bemenő adatként, majd egy olyat (13. táblázat), ahol a

bimodális jelleget mutató szinteknek bimodális van Genuchten függvény [29] paramétereiket adtam meg.

Szint	Mélység (cm)	$K_S$ (cm*d <sup>-1</sup> )	$\Theta_S$ (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	n
Asz	0-30	0,39	0,401	0,00084	1,231
A	30-54	1,82	0,438	0,01098	1,158
B1	54-79	6,05	0,491	0,10060	1,121
B2	79-102	1,73	0,425	0,00311	1,189
BC	102-125	2,33	0,461	0,01947	1,166
C	125-	1,66	0,433	0,00579	1,217

12. táblázat: **Mezőtúri (réti csernozjom) szelvény bemenő adatai (unimodális van Genuchten függvénnyel). A  $\Theta_r$  paraméter értéke minden szintre nulla.**

A bimodális paramétereket tartalmazó inputfájlunk két változatát készítettem el. Az egyikben a talajmátrix és a makropóruster hidraulikus vezetőképességének ugyanazokat az értékeket adtam meg (12. táblázat). Ekkor csak víztartókéesség függvények különböznek egymástól, a vízvezetőképesség függvények egyforma lefutásúak az uni- és bimodális esetben. A másik változatban feltételeztem, hogy a makropóruster hidraulikus vezetőképessége ( $K_{S2}$ ) egy nagyságrenddel nagyobb a talajmátrixénál (13. táblázat).

Szint	$K_{S2}$ (cm*d <sup>-1</sup> )	P (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	$\Theta_S$ (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	$\alpha_1$ (cm <sup>-1</sup> )	n <sub>1</sub>	$\alpha_2$ (cm <sup>-1</sup> )	n <sub>2</sub>
A	18,2	0,468	0,314	0,00056	1,253	0,255	1,299
B1	60,5	0,515	0,273	0,00017	1,346	0,407	1,287
BC	23,3	0,485	0,299	0,00056	1,294	0,165	1,340

13. táblázat: **Mezőtúri (réti csernozjom) szelvény bimodális rétegeinek bemenő adatai (bimodális van Genuchten függvénnyel).**

Ekkor az adott szintekre a víztartókéesség és vízvezetőképesség függvény is eltér az unimodális esettől. Megvizsgáltam, hogy a bimodális paraméterekkel történő modellfutások eredményei mennyire térnek el az unimodális esettől.

### 3.3.6. ÉRZÉKENYSÉG A POTENCIÁLIS EVAPOTRANZSPIRÁCIÓ SZÁMÍTÁS MÓDJÁRA

A 4M modellben három potenciális evapotranszspiráció számítási módszer közül választhat a felhasználó:

- |                                 |                |   |
|---------------------------------|----------------|---|
| 1. FAO-Penman féle (1977)       | bemenő adatai: | globálisugárzás [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ]<br>maximum hőmérséklet [ $^{\circ}\text{C}$ ]<br>minimum hőmérséklet [ $^{\circ}\text{C}$ ]<br>harmatpont [ $^{\circ}\text{C}$ ]<br>szélesség [ $\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ ] |
| 2. Priestley-Taylor féle (1972) | bemenő adatai: | globálisugárzás [ $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$ ]<br>maximum hőmérséklet [ $^{\circ}\text{C}$ ]<br>minimum hőmérséklet [ $^{\circ}\text{C}$ ]   |
| 3. Szász féle (1973)            | bemenő adatai: | relatív páratartalom [%]<br>maximum hőmérséklet [ $^{\circ}\text{C}$ ]<br>minimum hőmérséklet [ $^{\circ}\text{C}$ ]<br>szélesség [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ]  |

Az eddig is használt pestlőrinci adatsor (1968-87) mindhárom eljárás inputjait tartalmazza. Segítségével megvizsgáltam, hogy mekkora eltérések jelentkeznek a modell outputjaiban attól függően, hogy melyik potenciális evapotranszspiráció számítási eljárást választom. Megvizsgáltam továbbá, hogy a Szász féle módszerrel futtatva, a modell (4M) érzékeny-e a szélesség illetve relatív páratartalom inputra, vagy esetleg helyettesíthetők valamiféle átlagértékkel. A 20 éves adatsor alapján minden hónapra megállapítottam az átlagos szélességet illetve relatív páratartalmat (14. táblázat). Megvizsgáltam, hogy mennyire változnak meg a modell főbb outputjai ha ezeket az átlagértékeket használom a mért napi értékek helyett.

Hónap	Átlagos szélesség ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )	Átlagos relatív páratartalom (%)
1	3,0	83,5
2	3,0	80,9
3	3,3	70,9
4	3,3	62,2
5	2,9	65,1
6	2,9	65,4
7	3,0	63,1
8	2,6	66,1
9	2,7	69,8
10	2,7	75,1
11	2,9	82,6
12	2,9	85,9

14. táblázat: **Havi szélesség és relatív páratartalom átlagok, Pestlőrinc 1968-87.**

### 3.4. PEDOTRANSZFER FÜGGVÉNYEK ALKALMASSÁGA TALAJADATOK BECSLÉSÉRE

$$[30] \quad \Theta = \Theta_r + \frac{\Theta_s - \Theta_r}{(1 + (\alpha \cdot h)^n)^{-1+1/n}}$$

$$[31] \quad K(h) = K_s \cdot \frac{(1 - (\alpha \cdot h)^{n-1} \cdot (1 + (\alpha \cdot h)^n)^{-m})^2}{(1 + (\alpha \cdot h)^n)^{m/2}}$$

- h** nedvességpotenciál [m]  
**Θ** nedvességtartalom [m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup>]  
**Θ<sub>s</sub>, Θ<sub>r</sub>, n, α** illesztési paraméterek  
**K** vízvezetőképesség [m·s<sup>-1</sup>]  
**K<sub>s</sub>** hidraulikus vezetőképesség [m·s<sup>-1</sup>]

A konduktív nedvességforgalmi modellek többsége számára, a talajszelvény minden rétegeire, a fenti két függvény  $\Theta_s$ ,  $\Theta_r$ ,  $\alpha$ ,  $n$  illetve  $K_s$  paramétereit kell megadni (feltételezve, hogy a talaj unimodális → **2.2.2. fejezet**). Amennyiben rendelkezésünkre állnak a pF mérés eredményi (ez a legjobb eset), a  $\Theta_s$ ,  $\Theta_r$ ,  $\alpha$ ,  $n$  paraméterek a  $\Theta_i$ - $h_i$  pontokra történő függvényillesztéssel határozhatók meg. A hidraulikus vezetőképesség egy (elvbén) egyszerű kísérlet segítségével megmérhető. Ha ezek a mérési eredmények hiányoznak a paraméterek pedotranszfer függvények (PTF) segítségével a talaj térfogattömegéből, szerves anyagtartalmából és szemcseméret-eloszlásából megbecsülhetők (Tietje and Tapkenhinrichs, 1993). A TAKI adatbázisában (Rajkai et al. 1981; Várallyay 1987g) 34 helyről (20. ábra), 44 talajszelvényből (15. táblázat) származó 244 (nemszikes: összes só tartalom <0,1 %) talajmintára az alábbi adatok állnak rendelkezésünkre:

**H:** 0,05 mm-nél nagyobb szemcsék aránya a talajban (%) (homok frakció)

**I1:** 0,05 - 0,02 mm méretű szemcsék aránya a talajban (%)

**I2:** 0,02 - 0,01 - // -

**I3:** 0,01 - 0,005 - // -

**I4:** 0,005 - 0,002 - // -

**A:** 0,002 mm-nél kisebb szemcsék aránya a talajban (%) (agyag frakció)

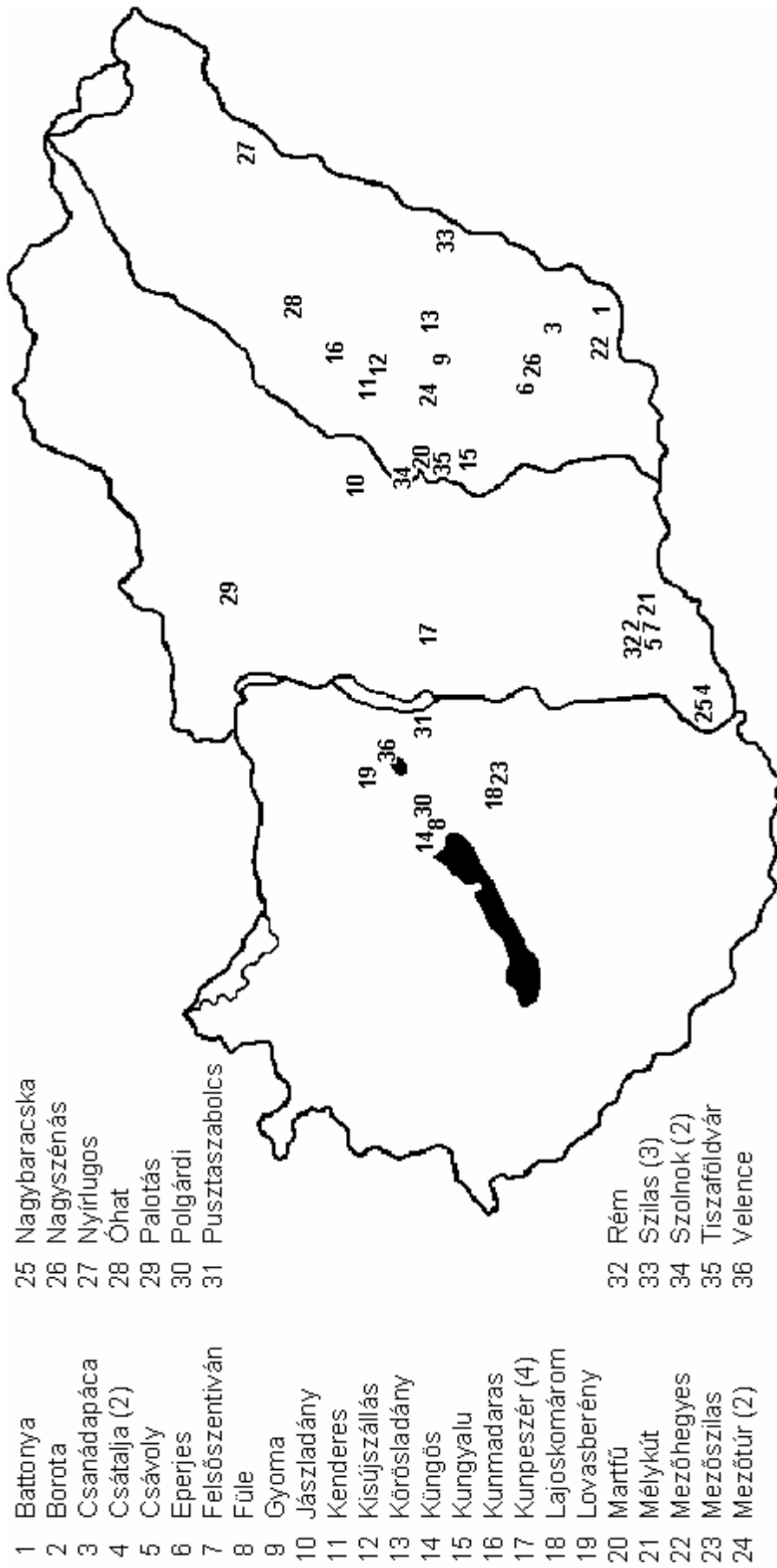
**TT:** a talaj térfogattömege (g·cm<sup>-3</sup>)

**SZA:** a talaj szervesanyag-tartalma (%)

**pF adatok:** pF = 0; 0,4; 1; 1,5; 2; 2,3; 2,7; 3,4; 4,2 és 6,2 szívóerőkhöz tartozó nedvességtartalmak (cm<sup>3</sup>·cm<sup>-3</sup>)

**I** = I1 + I2 + I3 + I4 (iszap frakció)

**LEI** = I3 + I4 + A (leiszapolható frakció)



20. ábra: A TAKI adatbázisának 244 nem szikes talajmintájának származási helye. Zárójelben a feltárt szelvények száma.

Típus	db
Réti talaj	11
Réti csernozjom	12
Csernozjom	16
Egyéb	5

15. táblázat: **A szelvények talajtípus szerinti megoszlása.**

*Rajkai* (1987) olyan pedotranszfer függvényeket dolgozott ki ezen az adatbázison, melyek a talajok meghatározott pF értékeihez tartozó nedvességtartalmaira adnak becslést. *Rajkai* PTF-eivel két lépésben becsülhetők meg az [30] és [31] függvények paraméterei. Első lépésben alkalmazva a PTF-eket előállítjuk a pF görbe néhány (10) pontját, majd ezekre a pontokra történő függvényillesztéssel  $\Theta_s$ ,  $\Theta_r$ ,  $\alpha$  illetve  $n$  meghatározható. A  $K_s$  paraméter meghatározására további mérésre vagy becslésre van szükség.

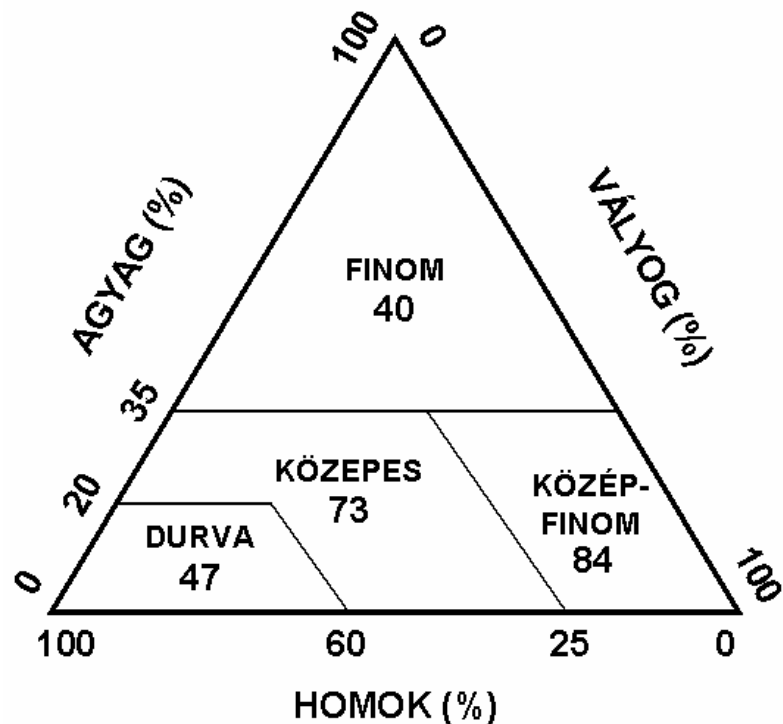
Ezt az adatbázist eddig még nem használták fel arra, hogy olyan pedotranszfer függvényeket készítsenek a segítségével, amelyekkel az [30] és [31] függvény paraméterei közvetlenül megbecsülhetők. Bár a *Rajkai* által készített Predict számítógépes program ad becslést ezen paraméterek értékére, de csak egy közvetett módszer alkalmazásával (*Rajkai*, 1984) → **2.2.5. fejezet**.

*Wösten* és munkatársai (1999) több mint 5000 európai (magyarországi nem volt köztük) talajminta adatai alapján olyan pedotranszfer függvényeket állítottak fel, amelyek az [30] és [31] függvények paramétereire adnak becslést. A TAKI adatbázisán összehasonlítottam a *Wösten* féle PTF-ek becsléseit az általam készített PTF-ekével. Megvizsgáltam, hogy az általam készített PTF-ek becsléseivel helyettesíthetők-e a mérésből származó talaj-inputadatok a 4M növénytermesztési modellben.

### **3.4.1. A PEDOTRANSZFER FÜGGVÉNYEK (PTF) ELŐÁLLÍTÁSA**

A TAKI adatbázisában szereplő talajokat szemcseméret-eloszlásuk alapján 4 osztályba soroltam (21. ábra), melyek kialakításánál azt is figyelembe vettem, hogy az osztályok elegendően nagy számú talajmintát tartalmazzanak. A talajok pF adataira van *Genuchten* féle függvényeket illesztettem. Az így kapott  $\Theta_s$ ,  $\Theta_r$ ,  $\alpha$ ,  $n$  paramétereket az osztályokon belül talajonként, regressziós egyenletek (pedotranszfer függvények) segítségével kapcsolatba hoztam az adatbázis H, I, A, LEI, TT, SZA adataival, mint független változókkal. A regressziós egyenletek pontosságának növelése érdekében az

alapadatok egyszerű függvényekkel (pl.:  $\ln(A)$ ,  $H^2$ ) származtatott értékeit is a független változók közé soroltam.



21. ábra: A TAKI adatbázisában szereplő 244 (nem szikes) talajminta csoportosítása háromszögdiagram segítségével. A megnevezések alatt szereplő számok, az adott osztályba tartozó talajok számát mutatják.

Minden paraméterre (minden osztályban) kiválasztottam azt az öt független változót, amellyel a legszignifikánsabb kapcsolat adódott. A paraméterekre az alábbi alakú regressziós egyenletet használtam:

$$[32] \quad n = C_0 + C_1 \cdot FV_1 + C_2 \cdot FV_2 + C_3 \cdot FV_3 + C_4 \cdot FV_4 + C_5 \cdot FV_5$$

$C_i$  regresszió analízis segítségével meghatározható együtthatók  
 $FV_i$  (kiválasztott) független változók

A  $C_0$ - $C_5$  paraméterek meghatározásával nyert becslő egyenleteket (PTF-ek), beépítettem a 4M modellbe. A Wösten féle pedotranszfer függvényeket szintén beépítettem.

### 3.4.2. PTF-EK ÖSSZEHAJONLÍTÁSA

A TAKI adatbázisának 244 talajára megvizsgáltam, hogy pF adatokra illesztett [30] függvény ugyanazon pF értékekre ( $pF = 0; 0,4; 1; 1,5; 2; 2,3; 2,7; 3,4; 4,2; 6,2$ ) előjelesen mekkora eltérést ad a mért nedvességértékekhez képest. Minden pF értékre ezen (felfelé és lefelé való) eltérések maximumát (16. táblázat) használtam fel annak



eldöntésére, hogy egy talajminta esetében, az adott szívóerőkre, elfogadhatók-e a PTF-ekkel nyert becslések.

pF	Eltérések maximuma 'lefelé' (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	Eltérések maximuma 'felfelé' (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )
0	-0,083	0,005
0,4	-0,080	0,017
1,0	-0,066	0,038
1,5	-0,049	0,045
2,0	-0,052	0,040
2,3	-0,062	0,054
2,7	-0,078	0,034
3,4	-0,091	0,032
4,2	-0,053	0,017
6,2	-0,008	0,099

16. táblázat: **A TAKI adatbázisában található talajminták pF adataira (egyenként) illesztett van Genuchten féle víztartókéesség függvények értékeinek a mért értékektől való maximális eltérései az adott szívóerők mellett.**

A Wösten féle valamint az általam előállított pedotranszfer függvények segítségével, meghatároztam a TAKI adatbázisa 244 talajának  $\Theta_s$ ,  $\Theta_r$ ,  $\alpha$  és  $n$  paramétereit. Megvizsgáltam, hogy az így nyert víztartókéesség függvények értékei a pF = 0; 0,4; 1; 1,5; 2; 2,3; 2,7; 3,4; 4,2; 6,2 szívóerők mellett mennyire térnek el a mért nedvességértékektől, és hogy ez az eltérés az elfogadható tartományon még belül van-e. Egy független, 10 enyhén szikes talajt<sup>13</sup> tartalmazó adatbázison (Rajkai et al. 1981; Várallyay 1987g) szintén elvégeztem a fenti összehasonlítást, feltételezve, hogy ezen talajok vízgazdálkodásában a kevéssel nagyobb sótartalom nem okoz jelentős változást.

### 3.4.3. PTF-EK BECSLÉSEI, MINT MODELL INPUTOK

Mivel a  $K_s$  paraméterek nem álltak rendelkezésemre, azokat Campbell (1985) módszerével a talaj térfogattömegéből és szemcseméret-eloszlásából, mind a 244 talajra megbecsültem.

---

<sup>13</sup> A Duna-Tisza közéről származó enyhén szikes (összes sótartalom  $\leq 0,13\%$ ) talajok.

Mind a 44 szelvény számára elkészítettem az alábbi négy talaj-inputfájlt a 4M modell számára:

1. A talajszelvény minden rétegére a pF-mérési adatokból függvényillesztéssel nyert paramétereket adtam meg. (Ez a lehető legjobb eset.)
2. A C szint rétegeire PTF-ekkel becsült paramétereket adtam meg, a többi számára illesztésből származó paramétereket.
3. A B és C szint rétegeire PTF-ekkel becsült paramétereket adtam meg, a többi számára illesztésből származó paramétereket.
4. A talajszelvény minden rétegére PTF-ekkel becsült paramétereket adtam meg.

Az 1968-87 között Pestlőrincen mért meteorológiai adatokat felhasználva, megvizsgáltam, hogy a 2-4. inputfájlokkal végrehajtott modellfutások főbb eredményei (virágzás dátuma, LAI maximuma, termés stb.) mennyire különböznek az 1. inputfájllal kapott eredményektől. Minden talaj inputfájllal 20 (modell)futtatást végeztem az időjárás fájl évei számának megfelelően. Minden futás ugyanabból a kezdőállapotból indult, kukorica jelzőnövényel. Ez az összes talajszelvényre vonatkozóan (inputfájl típusonként) 880 modellfutást jelentett (17. táblázat).

Típus	Futások száma
Réti talaj	220
Réti csernozjom	240
Csernozjom	320
Egyéb	100
Összesen:	880

17. táblázat: **Modellfutások száma talajtípusok szerint (inputfájl-típusonként).**

Debreceni kispárcellás kísérletekben az ismétlések között a megfigyelt növényi jellemzők (termés, biomassza, szemtömeg stb.) 5-10 %-os eltérését tapasztalták (Huzsvai, 2000). A 4M alapját képező CERES modell kifejlesztője szerint egy modell eredményei akkor tekinthetők elfogadhatónak, ha a megfigyelt értékektől legfeljebb 10%-kal térnek el (Ritchie, 2000). Ennek megfelelően a PTF-ek becsléseit akkor tartom elfogadható inputnak a modell számára, amikor a segítségükkel kapott paraméterekkel a modellfutás eredményiben 10 %-nál kisebb eltérés adódik a nem-becsült (1. típusú talaj input fájl) paraméterekkel történő futáshoz képest. Összesítve és talajtípusonként

megvizsgáltam, hogy a 2.-3. inputfájlokkal az összes futásból (17. táblázat) hány esetben volt elfogadható a PTF-ek becslése.

### 3.5. TALAJPARAMÉTEREK BECSLÉSE A SHAO-HORTON MÓDSZERREL

Megvizsgáltam egy, a van Genuchten féle víztartókéesség-függvény paramétereinek meghatározására nemrégiben kidolgozott, beszivárgási kísérleten alapuló módszer (Shao and Horton, 1998) becslési pontosságát.

A mérésekhez nyíregyházi homok illetve látóképi csernozjom (vályog) felső 30 cm-éből vett talajt használtam fel. A begyűjtött látóképi talajt ledaráltuk. A talajok pF görbéje (a homokot 1,4 a vályogot 1,3 g\*cm<sup>-3</sup> térfogattömegre betöltve) a TAKI laboratóriumában került meghatározásra (Várallyay, 1978). A talajok szemcseméret-eloszlásának, illetve szervesanyag-tartalmának meghatározása szintén a TAKI-ban történt. A 3.4.1. fejezetben ismertetett pedotranszfer függvényekkel valamint a lent ismertetett módszerrel (térfogattömeg: 1,4 g\*cm<sup>-3</sup> (homok) 1,3 g\*cm<sup>-3</sup> (vályog)) meghatároztam mindkét talaj van Genuchten típusú víztartókéesség függvényének paramétereit.

#### 3.5.1. SHAO-HORTON MÓDSZER

A módszer alapját egy átlátszó falú, talajjal töltött csőbe történő vízszintes beszivárgási kísérlet (22. ábra) képezi, melyet jól definiált kezdő és peremfeltételek mellett kell lefolytatni:

$$\text{Kezdőfeltételek: } \Theta(x,0) = \Theta_i \quad 0 \leq x \leq L$$

$$\text{Peremfeltételek: } h(0,t) = 0 \quad \text{és} \quad \Theta(\infty,t) = \Theta_i$$

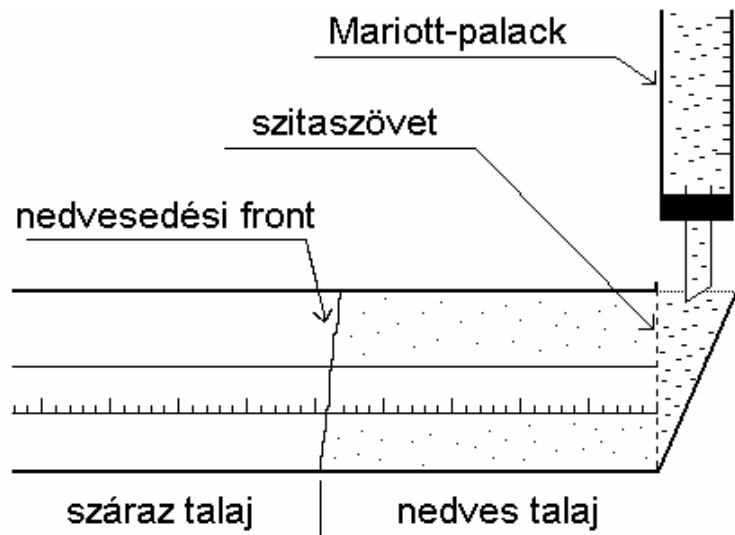
**x** a (vízszintes) helykoordináta [m], x = 0 a beszivárgás helyén,

**L** a cső hossza [m]

**t** az idő [s]

**$\Theta_i$**  a talaj kezdeti nedvességtartalma [m<sup>3</sup>\*m<sup>-3</sup>]

20 cm hosszú, 3,5 cm átmérőjű üvegcsövet légszáraz talajjal töltöttem be. A cső mindkét végét szitaszövet zárta le. A talajok induló nedvességtartalma  $\Theta_i^{\text{homok}} = 0,011 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$  illetve  $\Theta_i^{\text{vályog}} = 0,032 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$  volt. A cső egyik végén kis tartályt alakítottam ki (22. ábra), melyen keresztül egy mérőhengerből készített Mariott-palack segítségével, folyamatos vízellátást biztosítottam a beáramlás számára.



22. ábra: A Shao-Horton módszer alapját képező kísérlet elrendezése.

A kísérlet során megfigyeltem a beáramló víz kumulatív mennyiségének ( $Q$ ) időbeli alakulását, amely vízszintes vízmozgás esetében a beszívargás kezdetétől eltelt idő négyzetgyökével arányos. Az arányossági tényező a talaj szorptivitása ( $S$ ). A szorptivitást a kísérlet során meghatározott  $Q_i$ - $t_i$  pontokra történő függvényillesztéssel határoztam meg.

A cső oldalára ragasztott vonalzó segítségével megfigyeltem a nedvesedési front előrehaladását az időben. Vízszintes beszívargás esetén a nedvesedési front beszívargás helyétől mért távolsága  $d(t)$  és a beszívargás kezdetétől mért idő ( $t$ ) négyzetgyökének aránya állandó. Ez az ún. karakterisztikus benedvesedési távolság ( $D$ ) a nedvesedési front előrehaladásának időbeli alakulásából egyszerű átlagszámítással kiszámítható.

A módszer feltételezi a talaj maximális és maradvány nedvességtartalmának ( $\Theta_{\max}$  és  $\Theta_R$ ) és a hidraulikus vezetőképességének ( $K_S$ ) ismeretét. Mivel a csövekbe légszáraz talajt töltöttem, feltételeztem, hogy  $\Theta_i = \Theta_R$ .  $\Theta_R$ -t a betöltéshez használt talaj nedvességtartalmának gravimetriás elven történő megméréseivel határoztam meg. Feltételeztem, hogy  $\Theta_{\max}$  egyenlő a  $pF = 0$ -hoz tartozó nedvességtartalommal, amit ez esetben a  $pF$  mérésből vettem át. A talajok hidraulikus vezetőképességét Motsai Gézáné laboratóriumi segítségével mértem meg. A homok esetében az állandó víznyomás módszerét, a vályog esetében a csökkenő víznyomás módszerét alkalmaztuk (Várallyay, 1987e).

A  $\Theta_{\max}$ ,  $\Theta_R$ ,  $K_S$ ,  $S$  és  $D$  ismeretében a van Genuchten féle víztartóképeség-függvény  $\Theta_S$ ,  $\Theta_r$ ,  $\alpha$  és  $n$  paraméterei az alábbi módon számíthatók ki:

$$\Theta_S = \Theta_{\max}$$

$$\Theta_r = \Theta_R$$

$$n = \frac{S}{d \cdot (\Theta_S - \Theta_i) - S} \quad \text{ahol: } \Theta_i = \Theta_R$$

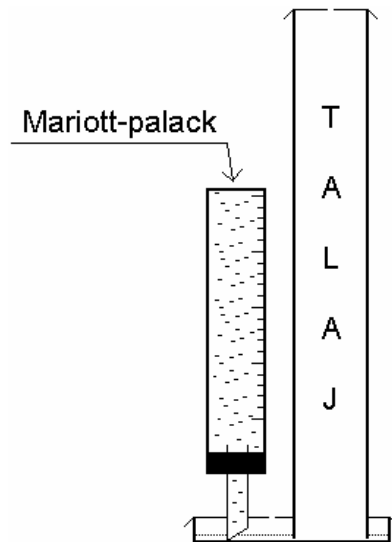
$$\alpha = \frac{2 \cdot K_S}{S \cdot d} \cdot \left[ \frac{1}{1 - 1/n} \cdot \left( \frac{\Theta_S - \Theta_i}{\Theta_S - \Theta_r} \right) \right]^{1/n}$$

A fent ismertetett módszerrel két ismétlésben meghatároztam mindkét talaj paramétereit.

Mivel a módszer a pF mérés során alkalmazott eljárástól nagyon eltérő folyamat alapján határozza meg a paramétereket, elképzelhető, hogy az ílymódon nyert paraméterek értékei jelentősen eltérnek a pF mérésből származó értékektől. A pF mérés során tulajdonképpen a fő száradási görbét → **2.6.2. fejezet** határozzák meg, míg a Shao-Horton módszer egy száraz talaj nedvesedési folyamatát használja. A hiszterézis jelensége miatt a fő nedvesedési görbe esetében az  $\alpha$  paraméter értéke minden esetben nagyobb mint, a fő száradási görbe esetében. Megvizsgáltam, hogy a Shao-Horton módszerrel meghatározott víztartókéesség-függvény, a fő száradási vagy a fő nedvesedési görbéhez áll-e közelebb. Megvizsgáltam továbbá, hogy a pedotranszfer függvényekkel vagy a Shao-Horton módszerrel nyert víztartókéesség függvények illeszkednek jobban a mért pF pontokra.

### 3.5.2. A FŐ NEDVESEDÉSI GÖRBE MEGHATÁROZÁSA

Légszáraz talajokkal 5 cm átmérőjű, homok esetében 80 cm, vályog esetében 110 cm magas oszlopot töltöttem meg. Az oszlopokat egy lapos edényben vízbe állítottam (23. ábra), amelybe egy Mariott-palack segítségével folyamatos vízutánpótlást biztosítottam. Az oszlopok tetejének letakarásával megakadályoztam a párolgást. Ugyanígy megakadályoztam, hogy a lapos edényben a vízszint a párolgás miatt csökkenjen. Megvártam, amíg a Mariott-palackban a vízszint egy héten keresztül állandó maradt. Ezután az oszlopokat 3 cm vastag szeletekre vágtam, és gravimetriás módszerrel meghatároztam az egyes talajszeletek nedvességtartalmát. A szeletek nedvességtartalmát a az oszlop aljától mért távolságuk függvényében ábrázolva a fő nedvesedési görbét kapjuk (Stefanovits et al; 1999a).



23. ábra: A fő nedvesedési görbe meghatározásához használt elrendezés.

### 3.6. A 4M MODELL ÖSSZEKAPCSOLÁSA A SOTER ADATBÁZISSAL

Az 1:2.500.000-ós SOTER (Soils and Terrain Digital Database) adatbázis, Magyarország területét, 173 elkülönülő egységre osztja, amelyeket talajtani szempontból 40 reprezentatív szelvényrel (összesen 155 szint) jellemez (Várallyay et al., 1994). A 4M modell térbeli kiterjesztésének első lépéseként a modellt egy felhasználóbarát kezelőfelületen keresztül összekapcsoltam a SOTER adatbázissal. Az adatbázisból az alábbi (a modell által bemenő adatként igényelt) adatok hiányoztak:

- a) párolgási határérték<sup>14</sup> (minden szelvényre)
- b) albedo (minden szelvényre)
- c) maximális vízkapacitás értékek (minden szintre)
- d) szabadföldi vízkapacitás értékek és holtvíztartalmak (a szintek 10 %-ra)

A hiányzó értékeket az adatbázis meglévő adatai segítségével becslő eljárások segítségével pótoltam.

---

<sup>14</sup> A párolgási határérték azt a vízmennyiséget (mm) adja meg, amely a párolgás 1. fázisában (Ritchie, 1972) a talajból elpárologni képes.

- a) A párolgási határértéket (U) az alábbi igen egyszerű táblázat (Ritchie, 1972) alapján adtam meg (18. táblázat).

	homokok, nehéz agyagok	vályogok	agyagos vályogok
U (mm)	6	9	12

18. táblázat: **Különböző textúrájú talajok párolgási határértékei.**

- b) Az albedo értékeket az alábbi táblázat (Jones and Kiniry, 1986) alapján adtam meg (19. táblázat).

Szerves anyag (%)	Textúra	Albedo
>10	minden	0,08
5-10	minden	0,11
2-5	minden	0,13
<2	homokos agyag iszapos agyagos vályog iszapos agyag, agyag	0,12
<2	homokos vályog vályog, agyagos vályog homokos agyagos vályog, homok	0,13
<2	iszapos vályog, iszap	0,14
<2	vályogos homok	0,16

19. táblázat: **Különböző textúrájú talajok albedo értékei.**

- c) A maximális vízkapacitás ( $VK_{max}$ ) értékeket Rajkai (1987) pedotranszfer függvényével számítottam ki, az adatbázis térfogattömeg (TT) és vályogtartalom (V) adatainak felhasználásával:

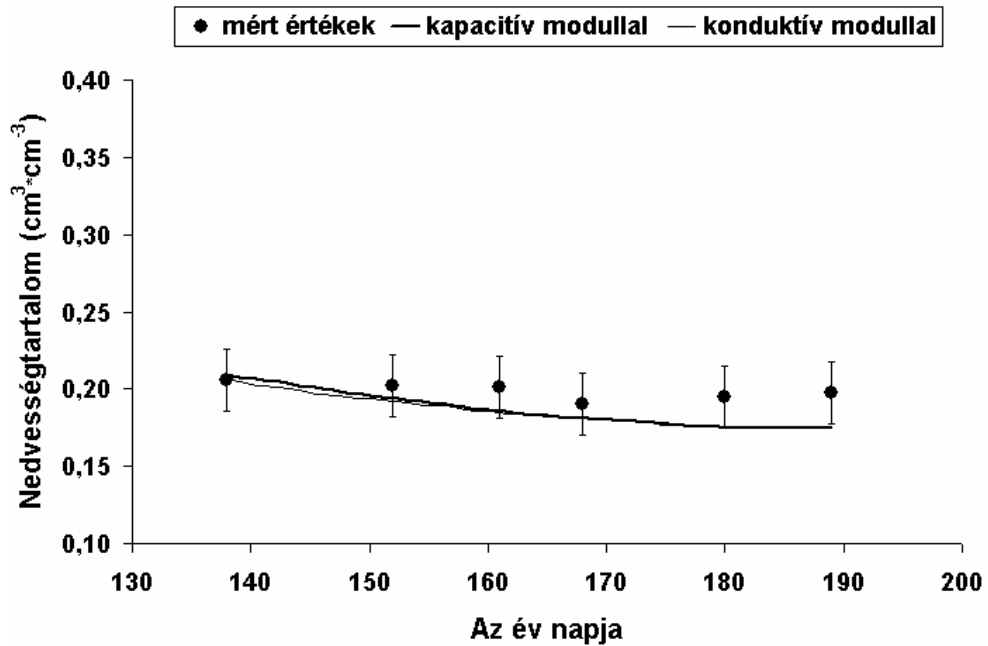
$$VK_{max} = 0,8975 - 0,3139*TT + 0,000297*TT*V \text{ (cm}^3*\text{cm}^{-3}\text{)}$$

- d) A szabadföldi vízkapacitás értékek és a holtvíztartalmak becslésére Rajkai (1987) pedotranszfer függvénye nem alkalmas, mivel a talaj leiszapolható frakcióját is igényli a számításhoz, ami a SOTER adatbázisban nem áll rendelkezésre. A TAKI talajadatbázisát felhasználva a szabadföldi vízkapacitás illetve holtvíztartalmak becslésére olyan pedotranszfer függvényeket készítettem, amelyek kizárólag olyan adatokat használnak, amelyek a SOTER adatbázisban megvannak: térfogattömeg, homok-, vályog-, és agyagtartalom.

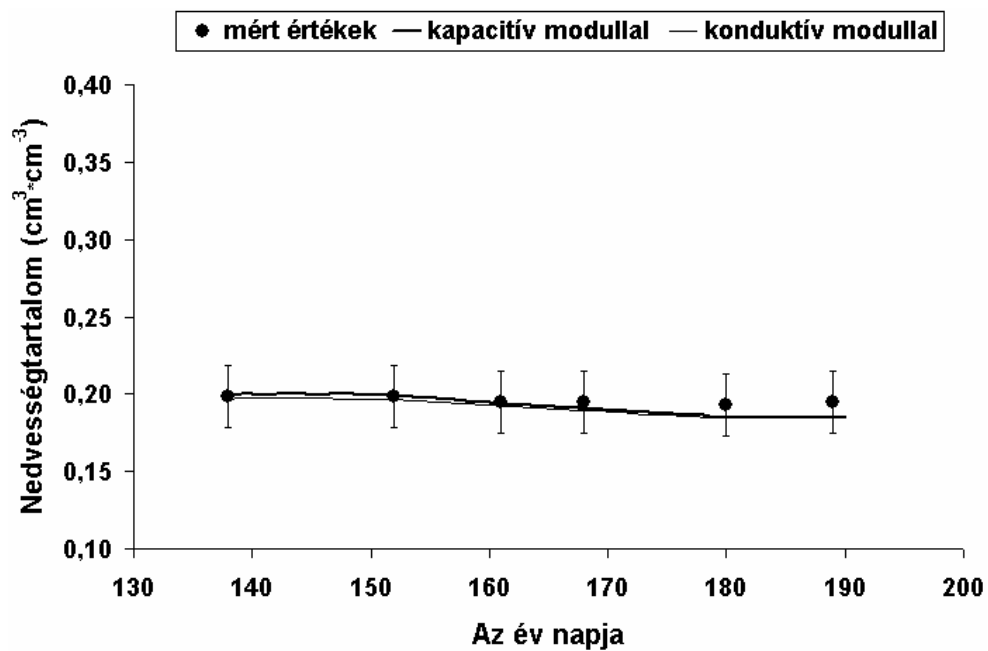
## 4. EREDMÉNYEK ÉS ÉRTÉKELÉSÜK

### 4.1. NEDVESSÉGFORGALMI MODELLEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA A 4M SEGÍTSÉGÉVEL

A kapacitív és konduktív modulokkal végrehajtott modellfutások eredményeit összevettem a mért adatokkal (24-33. ábra).

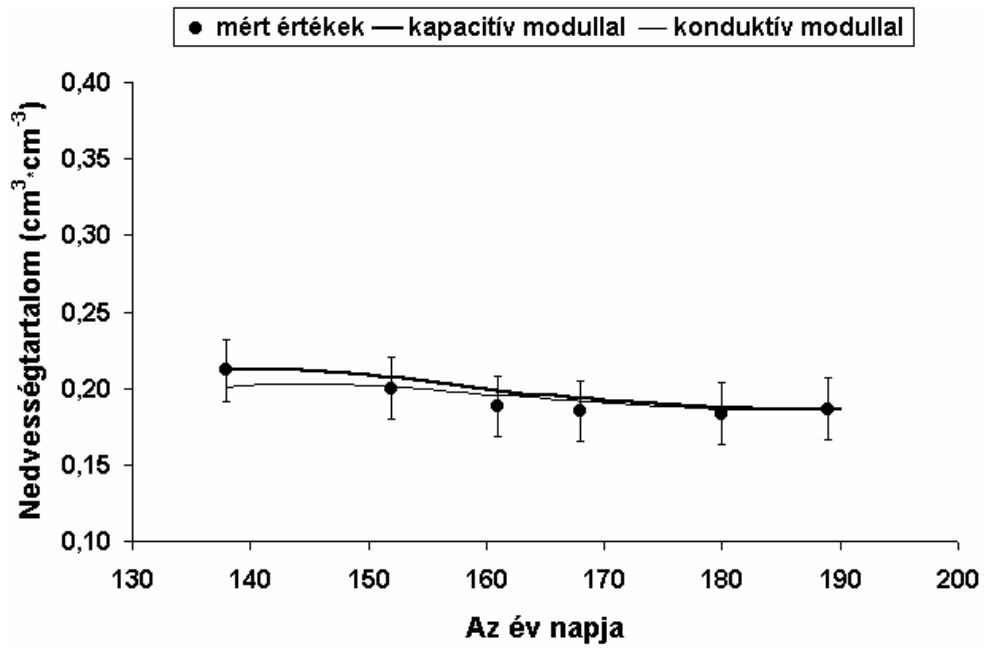


24. ábra: Herceghalmi 1-es szelvény, 15-30 cm mélység, 1993.

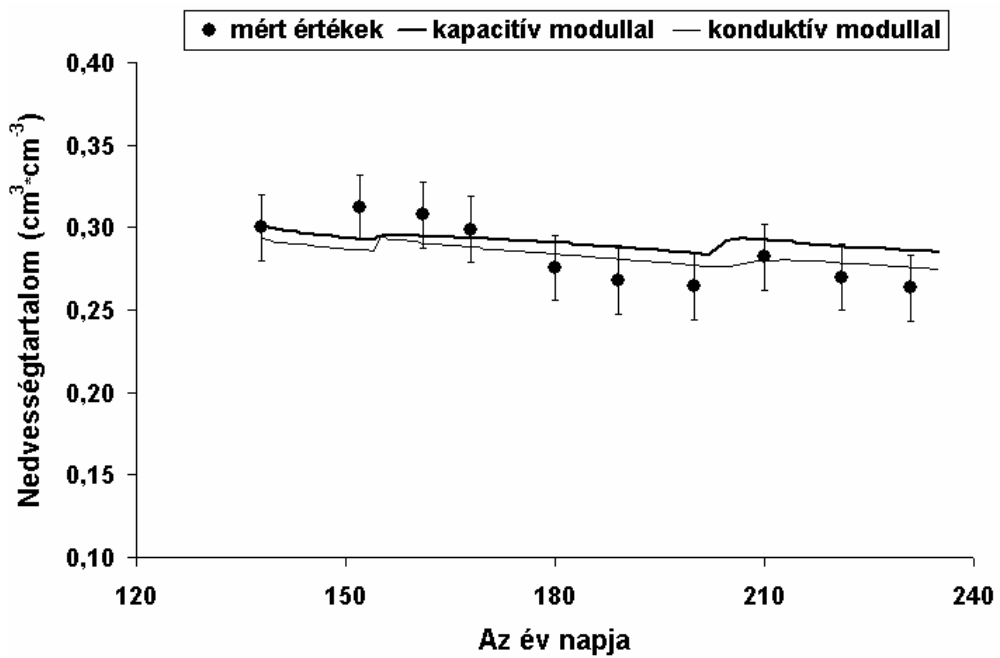


25. ábra: Herceghalmi 1-es szelvény, 30-50 cm mélység, 1993.

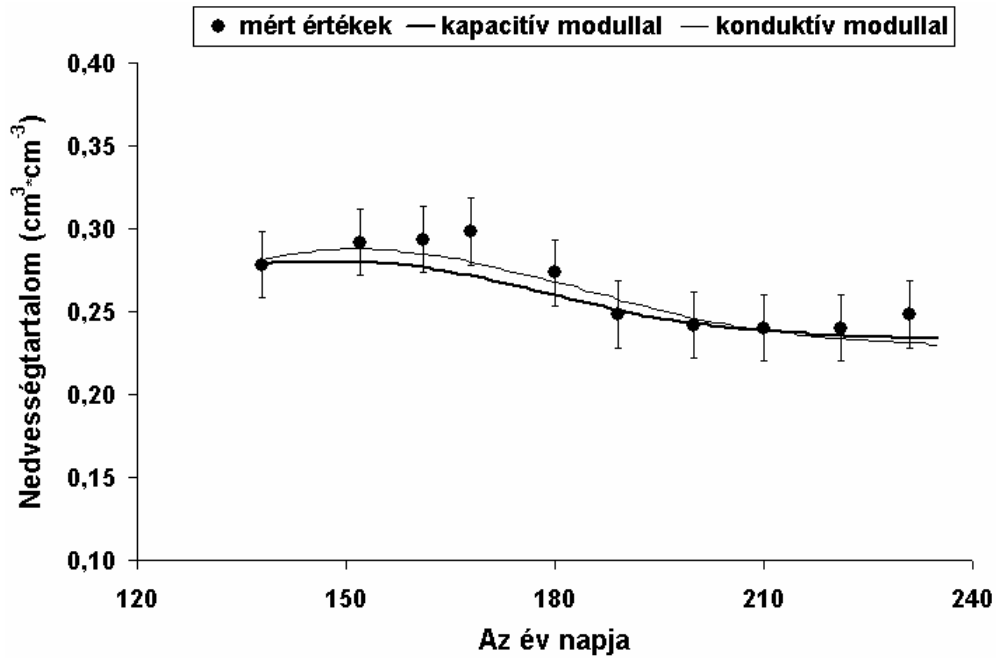




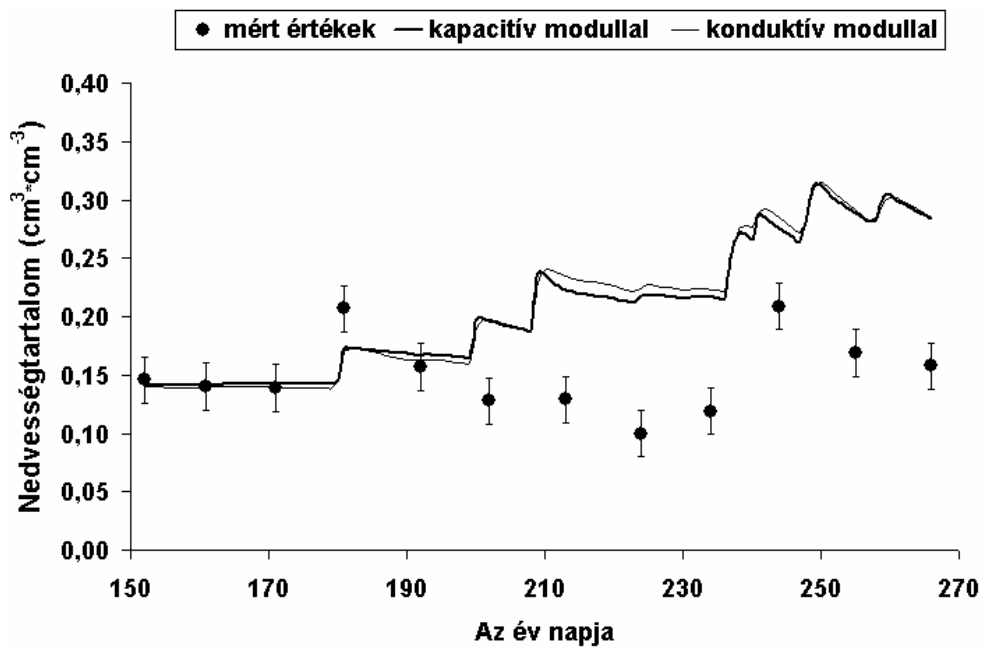
26. ábra: Herceghalmi 1-es szelvény, 50-70 cm mélység, 1993.



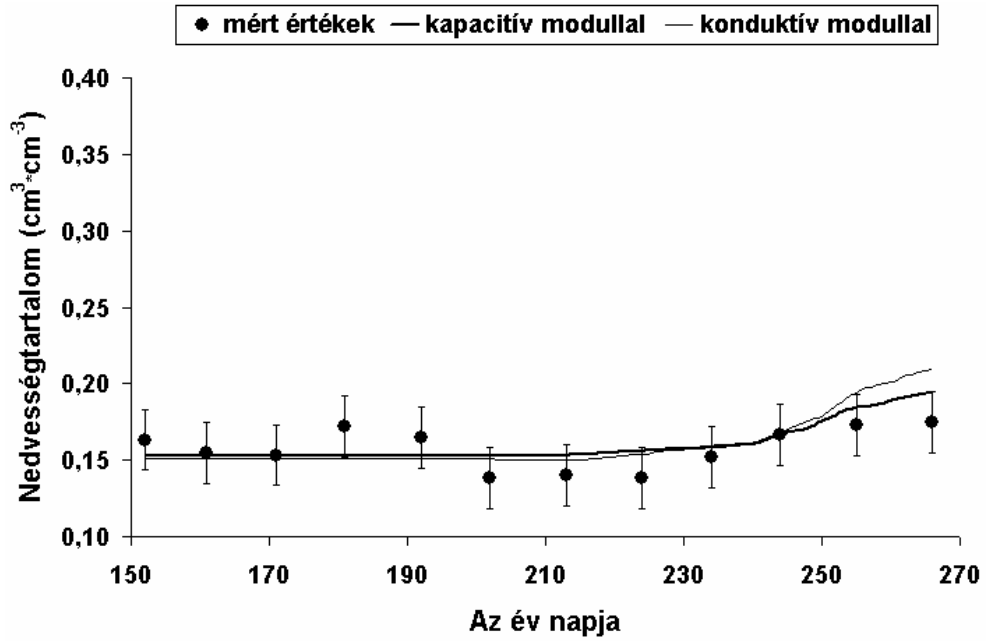
27. ábra: Herceghalmi 4-es szelvény, 20-50 cm mélység, 1993.



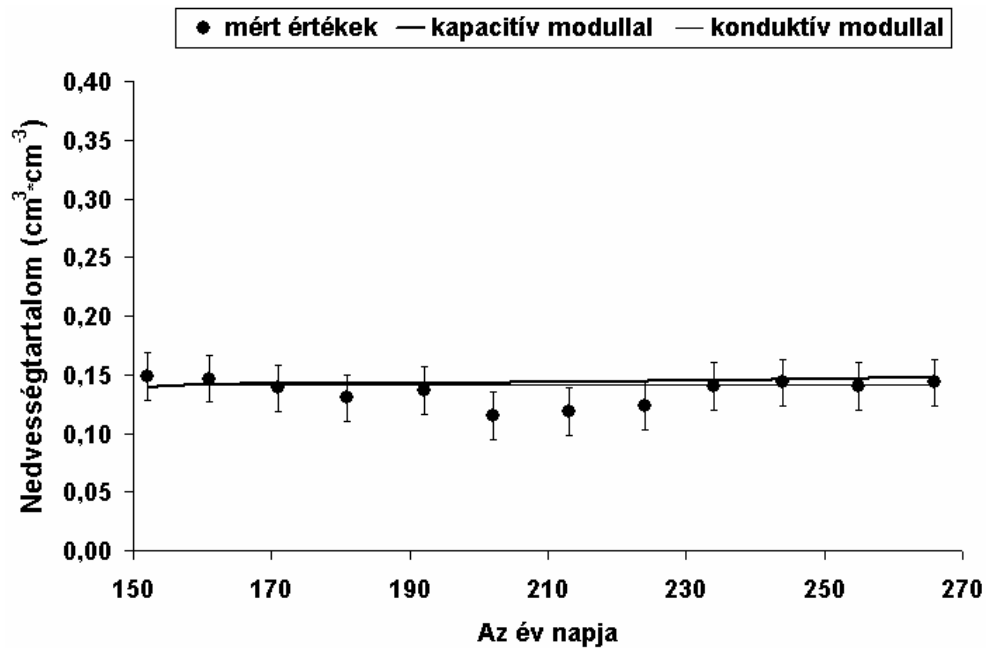
28. ábra: Herceghalmi 4-es szelvény, 50-70 cm mélység, 1993.



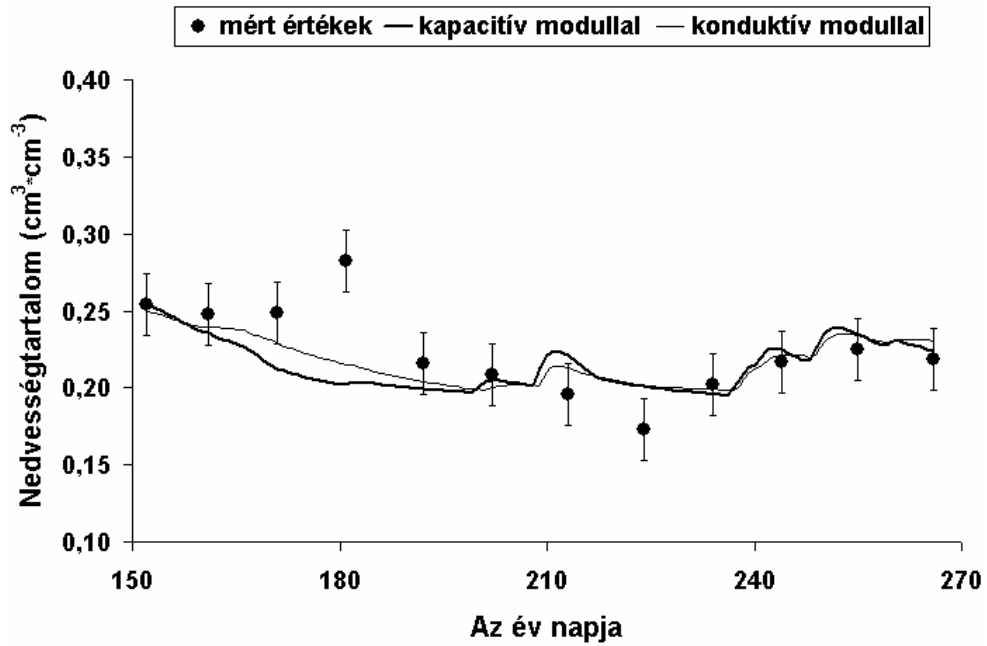
29. ábra: Herceghalmi 1-es szelvény, 15-30 cm mélység, 1994.



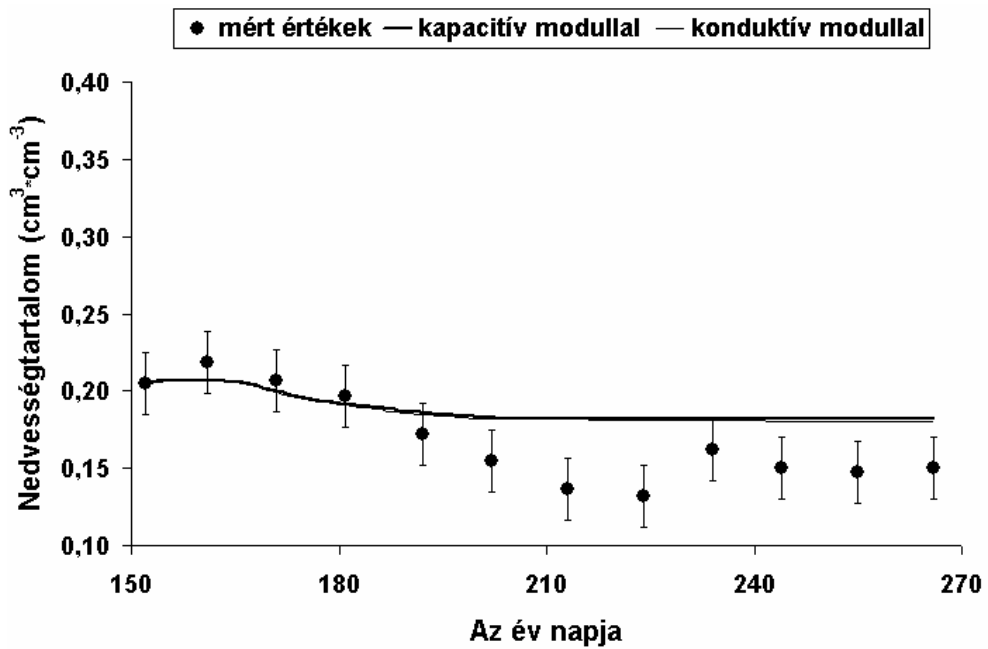
30. ábra: Herceghalmi 1-es szelvény, 30-50 cm mélység, 1994.



31. ábra: Herceghalmi 1-es szelvény, 50-70 cm mélység, 1994.



32. ábra: Herceghalmi 4-es szelvény, 20-50 cm mélység, 1994.



33. ábra: Herceghalmi 4-es szelvény, 50-70 cm mélység, 1994.

A nedvességmérés hibája 1-3 cm<sup>3</sup>·cm<sup>-3</sup>. Az ábrákon 2 cm<sup>3</sup>·cm<sup>-3</sup>-es hibakorlátot tüntettem fel.

A fenti összefoglaló ábrák alapján és a futások részletes eredményeinek ismeretében az alábbi következtetések vonhatók le.

1. Néhány kivételtől eltekintve mindkét modul a mérési hibán belül modellezte a vizsgált talajszelvények nedvességforgalmát.

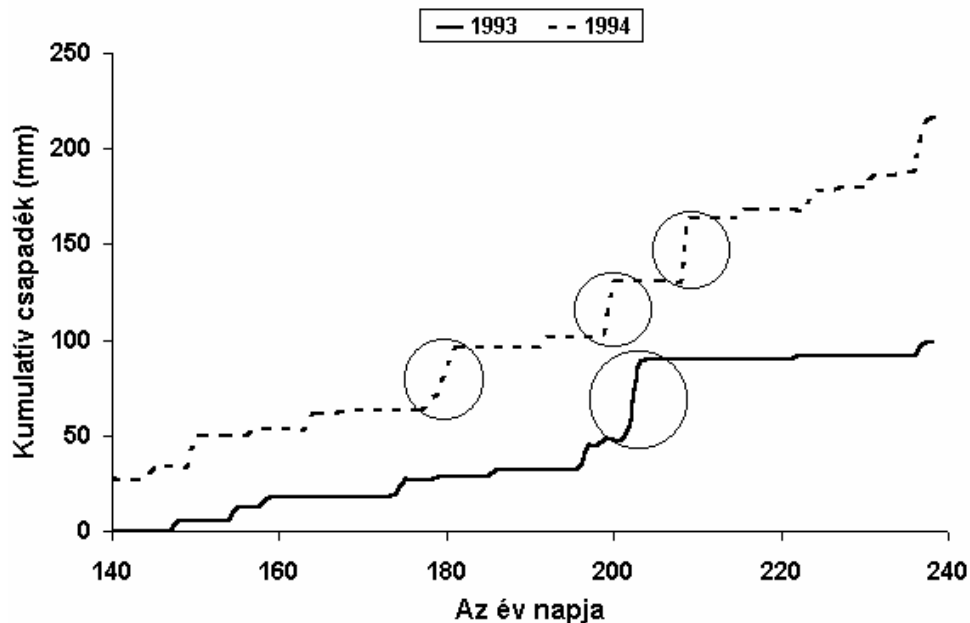
2. A két modul hatékonysága a vizsgált szelvények nedvességforgalmának modellezésére gyakorlatilag megegyezik.

3. A mért és a modellezett nedvességértékek között nagyobb eltérések adódtak:

- 1-es szelvény, 15-30 cm mélység, 1994 (29. ábra)
- 4-es szelvény, 20-50 cm mélység, 1994 (32. ábra)
- 4-es szelvény, 50-70 cm mélység, 1994 (33. ábra)

#### 4.1.1. AZ ELTÉRÉSEK LEHETSÉGES OKAI

Az 1-es szelvény esetében adódó eltérések (29. ábra) nagy valószínűséggel a felszíni vízfolyás miatt adódtak. A nyári intenzív esőzések (34. ábra) esetében az elfolyást számító modul alábecsülte a felszíni vízfolyás mértékét.



34. ábra: **Kumulatív csapadékértékek (Herceghalom). Nagyobb esők (> 25 mm) bekarikázva.**

A lefolyási paraméter értékének növelésével (70 → 80) ez az eltérés jelentősen csökkenthető, de még mindig igen nagy mértékű marad.

Szembetűnő azonban a 202. nap (1994). Az ezt megelőző 3 nap folyamán 29,1 mm csapadék esett (ebből 25,1 mm egy napon a mérés előtt két nappal), ennek azonban semmi nyomát nem lehet látni a 0-30 cm-es mélység mérési adatai szerint. A 0-10, 10-20, 20-30 cm-es mélységre vonatkozó 202. napi mérések mind kisebb nedvességértéket mutattak, mint az 192. napi mérések. A 192. napon 5,3 mm eső esett, előtte 10 napon keresztül nem esett eső mégis a talaj felső 30 cm-es rétegében a nedvességmérések szerint több nedvesség van, mint a 202. napon. Vagy még nagyobb mértékű felszíni elfolyás történt vagy a 25,1 mm-es eső érkezett sávos zápor formájában és a csapadék mérés helyén több eső esett, mint a talajszelvényénél.

Az 1994-es évben 4-szer is előfordult (12-ből), hogy esős napon mértek. A 181. napon (06.30.) 11,6 mm esett. Ezen a napon nagy eltérés mutatkozik a mért és számított nedvességtartalmak között (4-es szelvény, 20-50 cm-es mélység, 32. ábra). Elképzelhető, hogy a nedvességmérő szonda számára a talajba helyezett csövek mellett a csapadék elérte ezt a mélységet (egyfajta mesterséges elkerülő áramlás).

A 4-es szelvény esetében (1994, 50-70 cm-es mélység) a 160. naptól (06.10.) kezdődően mind mérések szerint mind a modulok eredményei szerint jól láthatók a növényi vízfelvétel jelei. A réteg nedvességtartalma fokozatosan csökken. A mérések szerint  $0,15 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$  körül, a modulok szerint  $0,18 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$  körül (hibahatáron kívül) állandósul. Ezen réteg hervadás pontja:  $0,18 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ . Bár elképzelhető, hogy mérőszonda kalibrálásával vagy a pF méréssel volt probléma, mégis valószínűbbnek tartom, hogy ez a különbség annak a bizonyítéka, hogy a hervadás pont nem feleltethető meg a laborban mért  $pF = 4,2$ -höz tartozó nedvességtartalomnak.

Jelen vizsgálat jól mutatja, hogy mennyire bonyolult a rendszer, amit modellezni igyekszünk. A legfontosabb következtetés, amit levonhatunk, hogy a **bár a kapacitív modul egyszerűbben meghatározható bemenő adatokkal, egyszerűbb számításokkal és gyorsabban dolgozik, mint a konduktív modul, mégis gyakorlatilag ugyanolyan jól képes leírni a talaj nedvességforgalmát.**

Fontos megjegyezni, hogy a kapacitív modulok csak a talajvíz hatásától mentes szelvények vízforgalmának leírására alkalmasak. Végkövetkeztetésem is csak ilyen körülmények között állja meg a helyét.

## 4.2. ÉRZÉKENYSÉG VIZSGÁLATOK

### 4.2.1. ÉRZÉKENYSÉG A VÍZTARTÓKÉPESSÉG FÜGGVÉNY TÍPUSÁRA

A két talajtípusra mindkét fajta víztartókéesség függvénnyel 20-20 futtatást hajtottam végre. Az eltéréseket a 20-21. táblázatban foglaltam össze.

Eltérések...	LAI maximumában (%)	Biomasszában (%)	Termésben (%)
átlaga	0,7	10,3	17,2
maximuma	3,8	21,7	31,2
minimuma	0,0	0,2	0,0

20. táblázat: **A modelleredmények közötti eltérések a van Genuchten féle, illetve Brooks-Corey féle víztartókéesség függvénnyel futtatva (csernozjom).**

Eltérések...	LAI maximumában (%)	Biomasszában (%)	Termésben (%)
Átlaga	1,0	13,2	18,5
Maximuma	12,2	23,0	33,7
Minimuma	0,0	4,9	4,3

21. táblázat: **A modelleredmények közötti eltérések a van Genuchten féle, illetve Brooks-Corey féle víztartókéesség függvénnyel futtatva (barna erdő talaj).**

Minden futás esetében a Brooks-Corey féle víztartókéesség függvénnyel kaptam nagyobb biomassza-, illetve terméseredményeket. Ennek oka az, hogy a közepes szívóerőtartományban ( $pF = 1,5 - pF = 2,7$ ) ez a típusú függvény az esetek túlnyomó többségében nagyobb nedvességtartalmat ad, mint a van Genuchten féle függvény (1. ábra). A két függvénnyel nyert eredmények igen nagy mértékben eltérnek. Egyáltalán nem mindegy tehát, hogy milyen víztartókéesség függvényt használok a nedvességforgalom modellezése során. Nedvességforgalmi modulban a van Genuchten féle függvény használatát javaslom, mert az szinte kivétel nélkül jobban illeszkedik a mért  $pF$  adatokra, tehát pontosabb leírását adja az adott talaj  $pF$ -görbéjének.

#### 4.2.2. ÉRZÉKENYSÉG A VÍZTARTÓKÉPESSÉG FÜGGVÉNY PARAMÉTEREIRE

A bemenő adatként megadott paraméterek megváltozásának a modell számítási eredményeire gyakorolt hatását, a függvényillesztéssel meghatározott paraméterekkel nyert modelleredményekhez képest vizsgáltam. A részletes eredményeket a → **3. melléklet** 1-27. táblázatban foglaltam össze. Az eredmények alapján az alábbi általános megfigyelések tehetők:

**1. A talaj felszínéhez közeli rétegek (A szint) paramétereinek megváltozására a modell érzékenyebben reagál (pl.: → 3. melléklet 1, 2, 3. táblázat).**

**2. A modell érzékenyebb azon rétegek paramétereire, amelyek a modellezett talajszelvény (itt 180 cm mély) nagyobb hányadát teszik ki.** A csernozjom esetében az A szint 24,4 %-át, a B szint 25,6 %-át, a C szint 50 %-át tette ki a szelvénynek. A barna erdőtalaj esetében ezek az arányok: A szint 13,9 %, B szint 13,9 %, C szint 72,2 %. Ennek megfelelően a barna erdőtalaj C szintjének paramétereire a modell sokkal érzékenyebb volt, mint csernozjom C szintjének paramétereire (pl.: → **3. melléklet** 3, 16. táblázat).

**3. Minél nagyobb mértékű egy paraméter megváltozása annál nagyobb mértékben módosulnak a modell eredményei is (pl.: → 3. melléklet 21. táblázat).**

4. A paraméterek az alábbi módon rendezhetők sorba annak megfelelően, hogy mennyire érzékeny rájuk a modell (22. táblázat).

	Paraméter
Kevésbé érzékeny	$\Theta_r$
	$K_S$
↓	$\alpha$
	$\Theta_S$
Igen érzékeny	n

22. táblázat: **A modell érzékenysége az adott paraméterre.**

5. Bár vizsgálat szerint a modell nem érzékeny a  $K_S$  paraméterre, a tapasztalat szerint ugyanazon talajból származó minták (ismétlések) hidraulikus vezetőképessége között akár nagyságrendi eltérés is lehet. A  $K_S$  paraméter ilyen mértékű megváltozása a



csernozjom talaj esetében 1-10 %-os változást eredményezett az outputban, míg a barna erdőtalaj esetében a változás 5-20 % között mozgott. Az erdőtalaj esetében valószínűleg azért kaptam nagyobb mértékű változásokat mert a  $K_s$  eredeti értéke nagyobb abszolútértékű volt ( $25-140 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$ ).

Az eredmények alapján az alábbi következtetésekre jutottam:

**1. Növénytermesztési modellek számára kritikus a talajszelvény A szintje paramétereinek pontos meghatározása (→ 3. melléklet 15. táblázat).** Vékony termőrétegű szelvények esetében a mélyebben fekvő rétegek paramétereinek pontos meghatározása is elengedhetetlen (23. táblázat).

2. Az  $\alpha$  és  $n$  paraméterek értékét (általában) homokoknál a  $pF = 0,4$  és  $pF = 2,0$  vályogoknál a  $pF = 1,5$  és  $pF = 3,4$  agyagoknál a  $pF = 2,3$  és  $pF = 4,2$  közötti tartományba eső szívóerők mellett mért nedvességtartalmak határozzák meg. Ennél fogva **adott talajra, a megfelelő tenziótartományban, különösen fontos a pontos  $pF$  mérés. Ezen paraméterek pontosabb meghatározását az is elősegíthetné, ha a megfelelő szívóerőtartományban megnövelnék a mérési pontok számát.**

3. Bimodális talajok esetén a  $\Theta_s$ ,  $\alpha$  és  $n$  paraméterek értéke igen más attól függően, hogy a mért  $pF$  adatokra unimodális vagy bimodális víztartókéesség függvényt illesztünk (12-13. táblázat; közvetett bizonyítéka még → **4.2.5. fejezet**). Az  $\alpha$  paraméter ilyen esetekben akár egy nagyságrenddel is eltérhet az unimodális esettől. Az  $\alpha$  paraméter ilyen mértékű megváltozása esetén a modell outputok 10-20 %-os megváltozását tapasztaltam. Mivel a modell éppen a  $\Theta_s$  és  $n$  paraméterekre a legérzékenyebb, és az  $\alpha$  paraméter ennyire eltérhet a bi- és unimodális esetben, **a nedvességforgalom modellezésében, bimodális talajok esetén, a bimodális víztartókéesség függvény használata elengedhetetlen.**

#### **4.2.3. ÉRZÉKENYSÉG A HISZTERÉZIS FIGYELEMBEVÉTELÉRE**

A hiszterézis figyelembevételével és elhanyagolásával nyert modelleredmények eltérését a 23. és 24. táblázatban foglaltam össze.

Eltérések...	LAI maximumában (%)	Biomasszában (%)	Termésben (%)
Átlaga	0,3	1,5	2,6
Maximuma	1,4	5,0	9,8
Minimuma	0,0	0,0	0,0

23. táblázat: **A hiszterézis figyelembe vételével nyert modelleredmények eltérése a hiszterézis elhanyagolásával nyert eredményekhez képest (csernozjom).**

Eltérések...	LAI maximumában (%)	Biomasszában (%)	Termésben (%)
átlaga	7,9	5,6	8,5
maximuma	19,7	27,4	29,6
minimuma	0,0	0,6	1,2

24. táblázat: **A hiszterézis figyelembe vételével nyert modelleredmények eltérése a hiszterézis elhanyagolásával nyert eredményekhez képest (barna erdő talaj).**

A hiszterézis figyelembe vételének hatása a csernozjom esetében minimális, a szélsőséges vízgazdálkodású barna erdőtalajra sokkal jelentősebb. Érdemes lenne kísérleti úton eldönteni, hogy valószínű-e ez az eredmény. Ennek eldöntésére igazolni kellene, hogy a hiszterézist leíró modul a valóságnak megfelelően működik. Az eszköz (4M) minden esetre már készen áll. **Az érzékenységvizsgálat alapján kijelenthető, hogy nem szélsőséges vízgazdálkodású talajok esetében a hiszterézis modellezése elhagyható növénytermesztési modellekben.**

#### 4.2.4. ÉRZÉKENYSÉG AZ ELKERÜLŐ ÁRAMLÁS FIGYELEMBEVÉTELÉRE

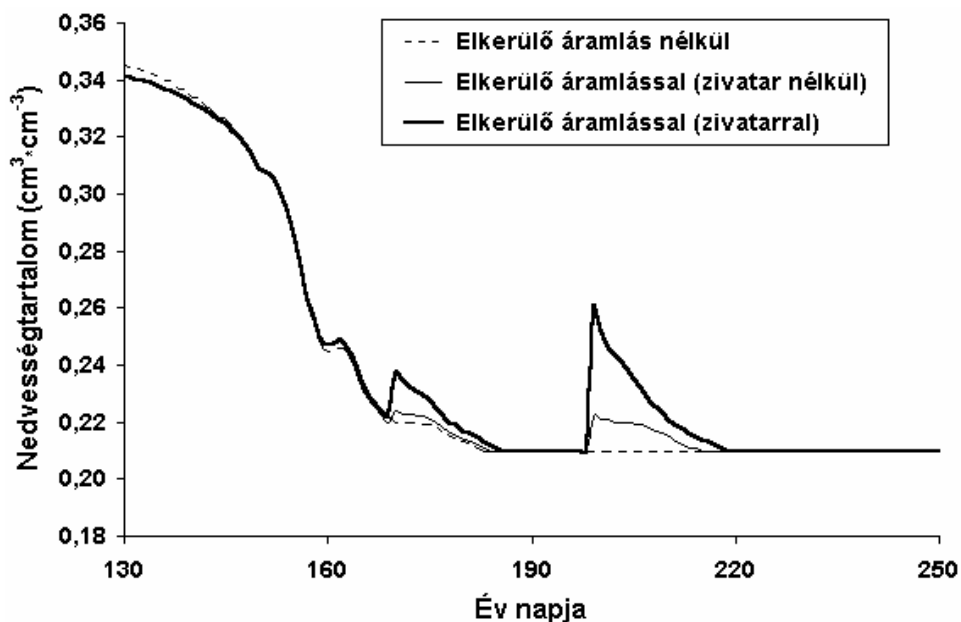
Az elkerülő áramlás figyelembevételével és elhanyagolásával nyert modelleredmények eltérését a 25. táblázatban foglaltam össze.

Eltérések átlaga ...	LAI maximumában (%)	Biomasszában (%)	Termésben (%)
006-os szelvény ( $K_S^A$ nagy)	0,0	0,0	0,0
249-es szelvény ( $K_S^A$ kicsi)	0,0	0,25	0,49

25. táblázat: **Az elkerülő áramlás figyelembe vételével nyert modelleredmények eltérése az elkerülő áramlás elhanyagolásával nyert eredményekhez képest.  $K_S^A$  az A szint hidraulikus vezetőképessége.**

A modell kimenő adatainak elemzéséből kiderült, hogy bár a repedések jelen voltak a 006-os szelvény esetében soha sem fordult elő akkora eső, amelyet a talajmátrixon keresztül ne tudott volna beszivárogni. Ez nem meglepő, hiszen a talaj legfelső rétegének hidraulikus vezetőképessége ezt lehetővé tette. A 249-es szelvény felszíni vezetőképessége sokkal kisebb, de itt is csak a legnagyobb esők idején került víz a repedésekbe és okozott eltérést a modelleredményekben. Ennek oka az, hogy mivel csak napi csapadék adatok állnak rendelkezésünkre, feltételeztem, hogy a csapadék a nap folyamán egyenletesen eloszolva érkezik a talajfelszínére. Ezt a feltételezést valamennyi növénytermesztési és vízgazdálkodási modell alkalmazza, amennyiben a csapadék napon belüli eloszlása nem ismert. Így viszont nagyon kicsi lesz a fluxus, ami azt eredményezi, hogy csak kis mértékű felszíni elfolyás adódik, és csak kevés víz jut a repedésekbe.

Megvizsgáltam, hogy nyári zivatarokat feltételezve (az eső 20 percig tart) miként módosul a talaj (249-es szelvény) nedvességforgalma (35. ábra). Az eredményekből az tűnik ki, hogy az elkerülő áramlást leíró modul realiztikusan működik. Kísérleti adatokon való teszteléséhez azonban a napi csapadék napon belüli eloszlásának ismerete szükséges. **Az elkerülő áramlás figyelembevétele a nedvességforgalom modellezésében csak akkor lehetséges, ha a napi csapadék napon belüli eloszlása is ismert.**



35. ábra: A nyírólaposi 249-es szelvény egy rétegének (40-55 cm) nedvességtartalma (szimulációs eredmények).

#### 4.2.5. ÉRZÉKENYSÉG A BIMODALITÁS FIGYELEMBEVÉTELÉRE

A bimodalitás figyelembevételével és elhanyagolásával nyert modelleredmények eltérését a 26. táblázatban (A makropórustér vízvezetőképességének elhanyagolásával:  $K_{Smakro} = 0$ .) illetve 27. táblázatban (A makropórustér vízvezetőképességének figyelembevételével:  $K_{Smakro} = 10 * K_{Smatrix}$ .) foglaltam össze.

Eltérések...	LAI maximumában (%)	Biomasszában (%)	Termésben (%)
átlaga	4,2	4,6	6,8
maximuma	11,6	10,8	22,2
minimuma	0,0	0,2	0,3

26. táblázat: **A bimodalitás figyelembe vételével nyert modelleredmények eltérése a bimodalitás elhanyagolásával nyert eredményekhez képest ( $K_{Smakro} = 0$ ).**

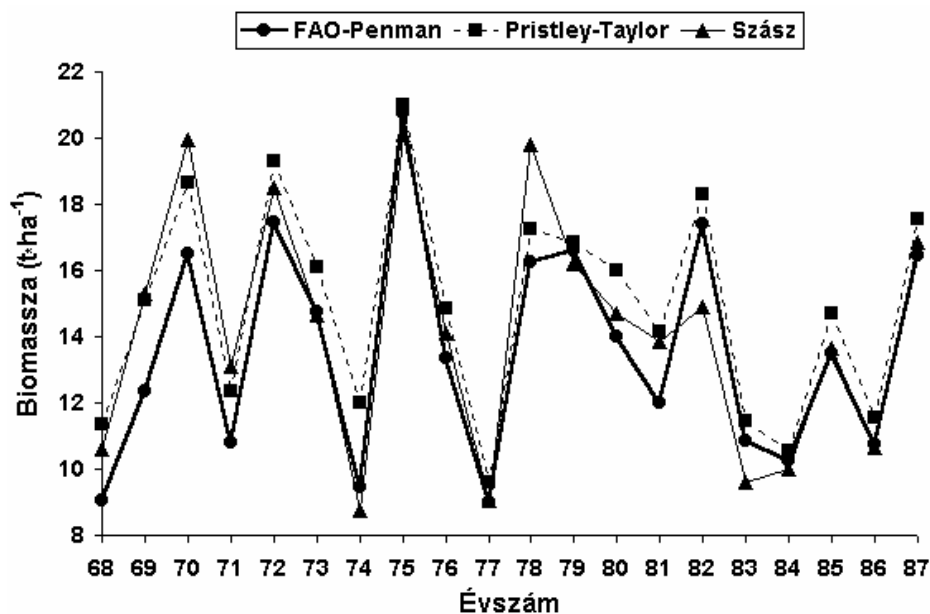
Eltérések...	LAI maximumában (%)	Biomasszában (%)	Termésben (%)
átlaga	4,0	4,7	7,5
maximuma	10,4	10,3	28,4
minimuma	0,0	0,2	0,4

27. táblázat: **A bimodalitás figyelembe vételével nyert modelleredmények eltérése a bimodalitás elhanyagolásával nyert eredményekhez képest ( $K_{Smakro} = 10 * K_{Smatrix}$ ).**

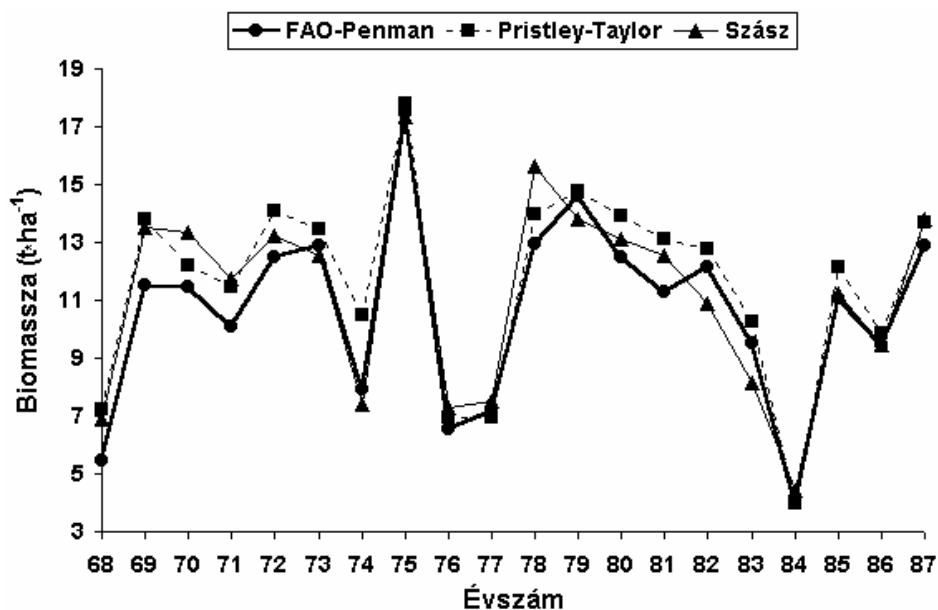
Egyértelmű, hogy a különbséget leginkább a víztartóképesség függvény alakjának (paramétereinek) eltérése okozza (12-13. táblázat). Az eltérés meglehetősen nagy. Nagyobb, mint a hiszterézis esetében. Mivel a bimodalitás figyelembevételével a számítások alapját képező víztartóképesség függvény leírása válik pontosabbá (2. ábra) a modell számítási pontossága is egyértelműen jobb kell, hogy legyen. A modell ilyen irányú fejlesztése tehát mindenképpen előremutató, ugyanakkor viszonylag egyszerűen megoldható → **4.6. fejezet**.

#### 4.2.6. ÉRZÉKENYSÉG A POTENCIÁLIS EVAPOTRANZSPIRÁCIÓ SZÁMÍTÁS MÓDJÁRA

A 36-37. ábrán összefoglalt eredményekből kiderül, hogy a 4M modell meglehetősen érzékeny arra, hogy milyen algoritmussal számítja a potenciális evapotranszpirációt. A különbség akár több  $t \cdot ha^{-1}$  is lehet számított biomasszában (pl.: 36. ábrán '70, illetve 37. ábrán '78).



36. ábra: A 4M modell által számított biomassza értékek attól függően, hogy milyen modult használt a potenciális evapotranszpiráció kiszámítására (csernozjom).



37. ábra: A 4M modell által számított biomassza értékek attól függően, hogy milyen modult használt a potenciális evapotranszpiráció kiszámítására (barna erdőtalaj).

A potenciális evapotranszpirációt számító modult elsősorban a rendelkezésre álló bemenő adatoktól függően kell megválasztani.

Amennyiben minden bemenő adat rendelkezésre áll, a Szász féle eljárást javaslom használni, mivel az kimondottan a magyarországi körülményeknek megfelelő tapasztalati számítási módszer. A kiterjedtebb alkalmazhatóság érdekében

megvizsgáltam, hogy havi átlagértékekkel ki lehet-e váltani napi, mért szélesség illetve relatív páratartalom értékeket (28-29. táblázat).

Szélesség	Relatív Páratartalom	LAI maximuma (%)	Biomassza (%)	Termés (%)
átlag érték	mért	1,1	2,7	4,1
mért	átlag érték	2,5	8,2	14,5
átlag érték	átlag érték	2,3	9,7	17,9

28. táblázat: **A Szász féle potenciális evapotranspirációt számító modullal végzett futások eltérései attól az esettől, amikor a szélesség és a relatív páratartalom is a napi mért értéket kapta (csernozjom).**

Szélesség	Relatív Páratartalom	LAI maximuma (%)	Biomassza (%)	Termés (%)
átlag érték	mért	3,2	3,8	5,4
mért	átlag érték	6,4	7,7	11,4
átlag érték	átlag érték	8,1	9,8	14,0

29. táblázat: **A Szász féle potenciális evapotranspirációt számító modullal végzett futások eltérései attól az esettől, amikor a szélesség és a relatív páratartalom is a napi mért értéket kapta (barna erdőtalaj).**

A 28-29. táblázatban összefoglalt eredmények alapján a Szász féle algoritmusban egyedül a szélesség bemenő adatok helyettesíthetők többéves havi átlagértékekkel, és küszöbölhetők ki. A modell megfelelő működéséhez a mért napi relatív páratartalom értékekre mindenképpen szükség van.

Relatív páratartalom adatok hiányában a FAO-Penman algoritmust javaslom, mivel az elméletileg jobban megalapozott, szélesség adatok hiányában pedig kizárásos alapon a Priestley-Taylor féle eljárás marad.

#### **4.3. PEDOTRANSZFER FÜGGVÉNYEK ALKALMASSÁGA TALAJADATOK BECSLÉSÉRE**

A van Genuchten féle víztartókéesség függvény paramétereinek becslésére szolgáló, a TAKI adatbázisán alapuló (→ **3.4.1. fejezet**), pedotranszfer függvények [32] paramétereinek többváltozós regresszióanalízis segítségével meghatározott értékeivel felírt egyenletek a következők:

**1. 'DURVA' TALAJOK (HOMOK > 60%; AGYAG < 20%)**

$$\Theta_s = 95.6 - 4.948 \cdot V - 50.37 \cdot TT + 2.40 \cdot SZA + 9.318 \cdot TT^2 - 0.25155 \cdot SZA^2$$

$$\Theta_r = -11.43 + 32.48 \cdot H - 1.43 \cdot A - 21.41 \cdot H^2 + 0.00224 \cdot H/V - 0.00381 \cdot H/A$$

$$\ln(\alpha) = -16.08 + 15.30 \cdot H + 3.961 \cdot V + 11.83 \cdot LEI - 2.989 \cdot H^2 - 42.46 \cdot V^2$$

$$n = 10.8 - 24.91 \cdot H + 0.8556 \cdot A - 0.4756 \cdot LEI + 16.52 \cdot H^2 - 10.753 \cdot A^2$$

**2. 'KÖZEPES' TALAJOK (60 % > HOMOK > 25%; AGYAG < 35 %)**

$$\Theta_s = 115.4 - 68.8 \cdot TT + 0.15682 \cdot SZA + 12.296 \cdot TT^2 - 0.09952 \cdot SZA^2 + 0.9579 \cdot V/A$$

$$\Theta_r = 0$$

$$\ln(\alpha) = 1.74852 + 53.96 \cdot A - 7.856 \cdot TT - 18.9 \cdot LEI - 79.08 \cdot A^2 + 1.533 \cdot TT^2$$

$$n = 1.14 - 0.29392 \cdot A + 0.27686 \cdot TT - 0.02328 \cdot SZA - 0.08476 \cdot TT^2 + 0.00147 \cdot SZA^2$$

**3. 'KÖZEPESEN FINOM' TALAJOK (25% > HOMOK; 35% > AGYAG )**

$$\Theta_s = 92.93 - 24 \cdot A - 39.56 \cdot TT + 5.234 \cdot LEI + 3.229 \cdot TT^2 - 0.41545 \cdot V/A$$

$$\Theta_r = 0$$

$$\ln(\alpha) = -12.90981 + 21.33 \cdot TT - 4.516 \cdot LEI - 0.32373 \cdot A^2 - 10.05 \cdot TT^2 + 0.18317 \cdot H/A$$

$$n = 3.537 - 11.43 \cdot A + 0.19461 \cdot LEI + 15.492 \cdot A^2 - 0.18874 \cdot H/A - 0.16698 \cdot V/A$$

**4. 'FINOM' TALAJOK (35% < AGYAG )**

$$\Theta_s = 190 + 17.83 \cdot V - 167.8 \cdot TT - 13.022 \cdot A^2 + 48.05 \cdot TT^2 - 8.658 \cdot V/A$$

$$\Theta_r = 0$$

$$\ln(\alpha) = 28.89 - 4.621 \cdot A - 34.86 \cdot TT - 10.149 \cdot A^2 + 8.867 \cdot TT^2 + 0.01142 \cdot V/A$$

$$n = 0.82001 - 1.601 \cdot H + 0.66509 \cdot A - 0.11717 \cdot A^2 + 0.09048 \cdot TT^2 + 0.53436 \cdot H/A$$

$\Theta_s, \Theta_r, n, \alpha$  a van Genuchten féle függvény [30] paraméterei

**H** 0,05 mm-nél nagyobb szemcsék aránya a talajban (homok frakció)

**I** 0,05 - 0,002 mm méretű szemcsék aránya a talajban (iszap frakció)

**A** 0,002 mm-nél kisebb szemcsék aránya a talajban (agyag frakció)

**LEI** 0,01 mm-nél kisebb szemcsék aránya a talajban (leiszapolható frakció)

**TT** a talaj térfogattömege [ $g \cdot cm^{-3}$ ]

**SZA** a talaj szervesanyag-tartalma (%)

A TAKI adatbázisában található 244 nem szikes talajra a Wösten féle és az általam felállított (továbbiakban: Fodor féle) pedotranszfer függvényekkel megállapítottam a van Genuchten féle víztartókéesség függvény paramétereit. Megvizsgáltam, hogy az így nyert függvények a TAKI-ban rendszeresített szívóerőknél elfogadható becslését adják-e a nedvességtartalomnak (30. táblázat). Ezt a vizsgálatot elvégeztem 10 olyan enyhén szikes talajra<sup>15</sup> is, amelyek nem szerepeltek a pedotranszfer függvények felállításához használt adatbázisban (32. táblázat). A két fajta pedotranszfer függvény együttessel nyert víztartókéesség függvények mindkét összehasonlításban hasonló eredményt adtak (30-31. illetve 32-33. táblázat). Megállapítható, hogy a közepes<sup>16</sup> tenziótartományban ( $pF = 1,0 - pF = 3,4$ ) a Fodor féle módszer ad jobb nedvességbecslést, míg a két szélső tartományban a módszerek közelítőleg egyforma eredményeket adnak.

pF érték	Elfogadható becslések aránya (%)	
	Fodor	Wösten
0,0	96,3	98,3
0,4	92,1	97,9
1,0	92,9	87,1
1,5	90,0	68,8
2,0	80,4	62,1
2,3	89,2	66,7
2,7	85,8	67,9
3,4	89,6	85,0
4,2	80,4	78,8
6,2	96,3	91,7

30. táblázat: A két féle pedotranszfer függvénnyel nyert víztartókéesség függvények által, az adott pF értékeknél adott, elfogadható tartományba eső becslések aránya (244 talajból).

A teljes pF tartományra elfogadható víztartókéesség függvények aránya (%)	
Fodor	Wösten
54,6	40,8

31. táblázat: A teljes pF tartományban az elfogadható tartományba eső víztartókéesség függvények aránya (244 talajból).

<sup>15</sup> A Duna-Tisza közéről származó enyhén szikes (összes sótartalom  $\leq 0,13\%$ ) talajok.

<sup>16</sup> Ez a tartomány különösen fontos, hiszen a valóságban legtöbbször ebben az állapotban van a talaj.



pF érték	Elfogadható becslések aránya (%)	
	Fodor	Wösten
0,0	100	100
0,4	90	100
1,0	90	90
1,5	90	90
2,0	70	50
2,3	90	60
2,7	90	70
3,4	90	100
4,2	80	80
6,2	100	90

32. táblázat: **A két féle pedotranszfer függvénnyel nyert víztartóképesség függvények által, az adott pF értékeknél adott, elfogadható tartományba eső becslések aránya (10 talajból).**

A teljes pF tartományra elfogadható víztartóképesség függvények aránya (%)	
Fodor	Wösten
50	40

33. táblázat: **A teljes pF tartományban az elfogadható tartományba eső víztartóképesség függvények aránya (10 talajból).**

Ebből a statisztikai összehasonlításból nem derül ki az, hogy a Fodor féle pedotranszfer függvények becsléseivel mennyire helyettesíthetők a konduktív nedvességforgalmi modulok működéséhez szükséges talajfizikai paraméterek. Ám kimutatható a PTF-ek fő gyengesége, ami érdekes módon ugyanaz, mint a bennük rejlő nagy lehetőség (*Tietje and Hennings, 1993*).

A pedotranszfer függvények olyan talajokra működnek jól, amelyekhez volt 'hasonló' abban az adatbázisban, amelynek segítségével a PTF-eket felállították. A Wösten féle PTF-ek kidolgozásakor 'hiába' használtak fel több mint 5000 talajminta adatát, egy sem volt köztük Magyarországról származó. Az általam kidolgozott pedotranszfer függvények felállításához kizárólag magyarországi talajok adatait használtam. Ezek a kevesebb adaton alapuló PTF-ek azért nyújthattak jobb teljesítményt, mert az összehasonlítást is magyarországi talajokra végaztem el. **Amennyiben sikerülne a**

**TAKI adatbázisát egy olyan nagyságú és változatosságú talajadatbázissá bővíteni, amely kellőképpen reprezentatív a magyarországi talajok tekintetében, valószínűleg még jobb pedotranszfer függvényeket készíthetnénk.**

#### 4.3.1. PTF-EK BECSLÉSEI MODELL INPUTKÉNT

Az általam készített pedotranszfer függvényekkel becsült talajadatokkal végzett modellfuttatások eredményeit összehasonlítottam azokkal a modelleredményekkel, amelyeket a pF mérésből illesztéssel nyert paraméterekkel végeztem (34-39. táblázat). A TAKI adatbázisában szereplő minden szelvényre elvégeztem az összehasonlítást, hogy a lehető legárnyaltabb képet kapjam. A talajszelvényekben alulról felfelé egyre több szintben helyettesítettem a pF méréseken alapuló paramétereket a PTF-ekkel becsült paraméterekkel. A becslések elfogadhatósági kritériumát a 3.4.3. fejezetben rögzítettem. Külön megvizsgáltam a PTF-ek hatékonyságát átlagosnál csapadékosabb években.

Talaj típus	Elfogadható becslések aránya (%) – Termés		
	C szint paraméterei becsülve	B, C szint paraméterei becsülve	A, B, C szint paraméterei becsülve
csernozjom	89,7	84,4	70,0
réti csernozjom	87,5	78,3	78,8
réti talaj	67,8	65,6	59,4
egyéb	64,3	60,7	56,4

34. táblázat: **Az elfogadható becslések aránya (a modell által számított termés alapján), különböző talajtípusú szelvények esetében.**

Talaj típus	Elfogadható becslések aránya (%) - Termés		
	C szint Paraméterei becsülve	B, C szint paraméterei becsülve	A, B, C szint paraméterei becsülve
csernozjom	95,5	92,9	85,7
réti csernozjom	92,9	86,9	89,3
réti talaj	84,1	81,0	74,6
egyéb	75,5	75,5	69,4

35. táblázat: **Az elfogadható becslések aránya (a modell által számított termés alapján), különböző talajtípusú szelvények esetében (átlagosnál csapadékosabb években).**

Elfogadható becslések aránya (%) - Biomassza			
Talaj típus	C szint paraméterei becsülve	B, C szint paraméterei becsülve	A, B, C szint paraméterei becsülve
csernozjom	94,7	94,4	85,6
réti csernozjom	95,0	89,2	90,0
réti talaj	77,8	76,7	68,9
egyéb	76,4	77,1	70,7

36. táblázat: **Az elfogadható becslések aránya (a modell által számított biomassza alapján), különböző talajtípusú szelvények esetében.**

Elfogadható becslések aránya (%) - Biomassza			
Talaj típus	C szint paraméterei becsülve	B, C szint paraméterei becsülve	A, B, C szint paraméterei becsülve
csernozjom	97,3	96,4	93,8
réti csernozjom	100	91,7	92,9
réti talaj	84,1	81,0	79,4
egyéb	89,8	91,8	87,8

37. táblázat: **Az elfogadható becslések aránya (a modell által számított biomassza alapján), különböző talajtípusú szelvények esetében (átlagosnál csapadékosabb években).**

Elfogadható becslések aránya (%) – LAI maximuma			
Talaj típus	C szint paraméterei becsülve	B, C szint paraméterei becsülve	A, B, C szint paraméterei becsülve
csernozjom	99,4	99,7	99,7
réti csernozjom	95,0	90,4	89,2
réti talaj	82,8	76,7	75,0
egyéb	90,0	88,6	89,3

38. táblázat: **Az elfogadható becslések aránya (a modell által számított LAI maximuma alapján), különböző talajtípusú szelvények esetében.**

Talaj típus	Elfogadható becslések aránya (%) – LAI maximuma		
	C szint paraméterei becsülve	B, C szint paraméterei becsülve	A, B, C szint paraméterei becsülve
csernozjom	100	100	100
réti csernozjom	97,6	91,7	94,0
réti talaj	88,9	87,3	85,7
egyéb	98,0	95,9	93,9

39. táblázat: **Az elfogadható becslések aránya (a modell által számított LAI maximuma alapján), különböző talajtípusú szelvények esetében (átlagosnál csapadékosabb években).**

A 34-39. táblázatokba foglalt eredmények alapján az alábbi következtetésekre jutottam:

1. A termésértékek reagáltak legérzékenyebben a talajadatok becsült értékekkel való helyettesítésére. A növény fejlődésének zavartalanságát közvetve jelző maximális LAI értékek a legkevésbé. A LAI maximumát csak a virágzás előtti nedvességforgalom befolyásolja. **Valószínű, hogy a talajadatok becslése rövidebb (futási) időszak alatt kisebb mértékű változást eredményez a talaj vízháztartásának modellezésében.**

2. A csernozjom típusú talajok esetében 10-20 %-kal hatékonyabbak a becslések, mint más talajok esetében (pl.: 36. táblázat). Az adatbázisban a csernozjom talajok voltak többségben (15. táblázat). Ez megerősít abban a következtetésben, hogy **az adatbázis további bővítésével megnövelhető lenne a pedotranszfer függvénynek becslési hatékonysága.**

3. Csapadékos évben a pedotranszfer függvények becsléseivel 5-15 %-kal több elfogadható modellfutás adódott (36-37. táblázat). Csapadékos évben, a talajban általában van elég víz a nedvességforgalom mikéntjének (így annak pontos modellezésének) fontossága háttérbe szorul. **Csapadékos évben a pedotranszfer függvények becslései nagyobb biztonsággal használhatók növénytermesztési modellekben.**

4. A modell eredményeiben nagyobb eltérés adódik, ha az A vagy B szint talajparamétereit becsült értékekkel helyettesítjük, mint ha csak a C szinttel tesszük ugyanezt (pl.: 36. táblázat illetve → **4.2.2. fejezet**). Akár 10 %-kal is több elfogadható becslést kaphatunk, ha az A szintre mérésből származó paramétereket adunk meg, a B

és C szintekre pedig becslőket ahhoz képest, amikor a teljes szelvényre becsült paramétereket használunk (35. táblázat). **Az esetek többségében elegendő, ha csak az A szint paramétereit határozzuk meg mérésel a többi szintre becsléseket is alkalmazhatunk.**

**5. Amennyiben csak a biomassza növekedésének és fejlődésének modellezése a cél, a Fodor féle pedotranszfer függvények becslései több mint 85 %-os (csapadékos évben több mint 90 %) biztonsággal helyettesíthetik a mérésel meghatározandó talajparamétereket csernozjom talajok esetében.** Egyéb talajok esetében csak 70 %-os (csapadékos évben 80 %) biztonsággal használhatók a PTF-ek becslései.

#### 4.4. TALAJPARAMÉTEREK BECSLÉSE SHAO-HORTON MÓDSZERREL

A talajfizikai mérések eredményeit a 40-41. táblázatokban foglaltam össze.

	pF0	pF0,4	pF1,0	pF1,5	pF2,0	pF2,3	pF2,7	pF3,4	pF4,2
	Nedvességtartalom az adott szívóerők mellett ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )								
Nyíregyháza 1	0,511	0,467	0,422	0,404	0,350	0,181	0,129	0,060	0,039
Nyíregyháza 2	0,521	0,461	0,427	0,403	0,369	0,193	0,120	0,059	0,042
Látókép 1	0,585	0,550	0,510	0,472	0,439	0,409	0,367	0,218	0,146
Látókép 2	0,591	0,544	0,502	0,476	0,437	0,407	0,357	0,225	0,141

40. táblázat: **A pF mérések eredményei a nyíregyházi és látóképi talajokra.**

	>0,25	-0,05	-0,02	-0,01	-0,005	-0,002	<0,002	TT	Humusz
	(mm)							( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ )	(%)
	Az adott frakció aránya (%)								
Nyíregyháza 1	22,21	63,22	4,63	1,89	0,53	1,32	6,21	1,40	0,75
Nyíregyháza 2	21,16	64,10	5,13	1,48	0,90	2,00	5,22	1,40	0,75
Látókép 1	0,41	10,43	31,19	13,83	8,09	7,74	28,31	1,30	2,42
Látókép 2	0,21	10,24	31,62	14,76	7,35	6,63	29,20	1,30	2,42

41. táblázat: **Mechanikai összetétel, térfogattömeg (TT) és humusztartalom adatok a nyíregyházi és látóképi talajokra.**

A hidraulikus vezetőképesség értékeket és a vízszintes beszivárgási kísérlet közvetlen eredményeit a 42. táblázatban foglaltam össze.

	$K_S (\times 10^{-7} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1})$	$S (\times 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-0,5})$	$D (\times 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-0,5})$
Nyíregyháza 1	695	31,9	7,46
Nyíregyháza 2	695	31,7	7,14
Látókép 1	3,59	5,06	1,60
Látókép 2	3,59	4,96	1,58

42. táblázat: **Hidraulikus vezetőképesség, Szorptivitás (S) és karakterisztikus benedvesedési távolság (D) értékek a nyíregyházi és látóképi talajokra.**

A  $K_S$ ,  $S$  és  $D$  ismeretében a van Genuchten féle víztartóképesség-függvény  $\Theta_S$ ,  $\Theta_r$ ,  $\alpha$  és  $n$  paramétereire a Shao-Horton féle módszerrel az alábbi értékeket kaptam (43. táblázat). A  $pF$  adatokra függvényillesztéssel, illetve a pedotranszfer függvényekkel nyert paramétereket a 44-45. táblázatban tüntettem fel.

	$\Theta_S (\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3})$	$\Theta_r (\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3})$	$\alpha (\text{cm}^{-1})$	$n$
Nyíregyháza 1	0,516	0,011	0,0605	5,532
Nyíregyháza 2	0,516	0,011	0,0625	7,406
Látókép 1	0,588	0,032	0,0261	1,317
Látókép 2	0,588	0,032	0,0281	1,304

43. táblázat: **A nyíregyházi és látóképi talajok van Genuchten féle víztartóképesség függvényének Shao-Horton féle módszerrel nyert paramétere.**

	$\Theta_S (\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3})$	$\Theta_r (\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3})$	$\alpha (\text{cm}^{-1})$	$n$
Nyíregyháza (S)	0,469	0,011	0,0157	1,645
Nyíregyháza (N)	0,469	0,011	0,0450	3,000
Látókép (S)	0,546	0,032	0,0177	1,246
Látókép (N)	0,546	0,032	0,0900	1,210

44. táblázat: **A nyíregyházi és látóképi talajok van Genuchten féle víztartóképesség függvényének illesztéssel nyert paramétere.** Fő száradási görbe (S), fő nedvesedési görbe (N)

	$\Theta_S$ (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	$\Theta_r$ (cm <sup>3</sup> *cm <sup>-3</sup> )	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	n
Nyíregyháza 1	0,445	0,004	0,0134	1,568
Nyíregyháza 2	0,447	0,003	0,0122	1,555
Látókép 1	0,477	0,000	0,0113	1,183
Látókép 2	0,475	0,000	0,0141	1,175

45. táblázat: **A nyíregyházi és látóképi talajok van Genuchten féle víztartóképeség függvényének Fodor féle pedotranszfer függvényekkel nyert paraméterei.**

A Shao-Horton féle módszerrel és a pedotranszfer függvényekkel nyert víztartóképeség-függvények adott szívóerő mellett vett értékeinek eltérését a mért értékektől a 46-47. táblázatban foglaltam össze.

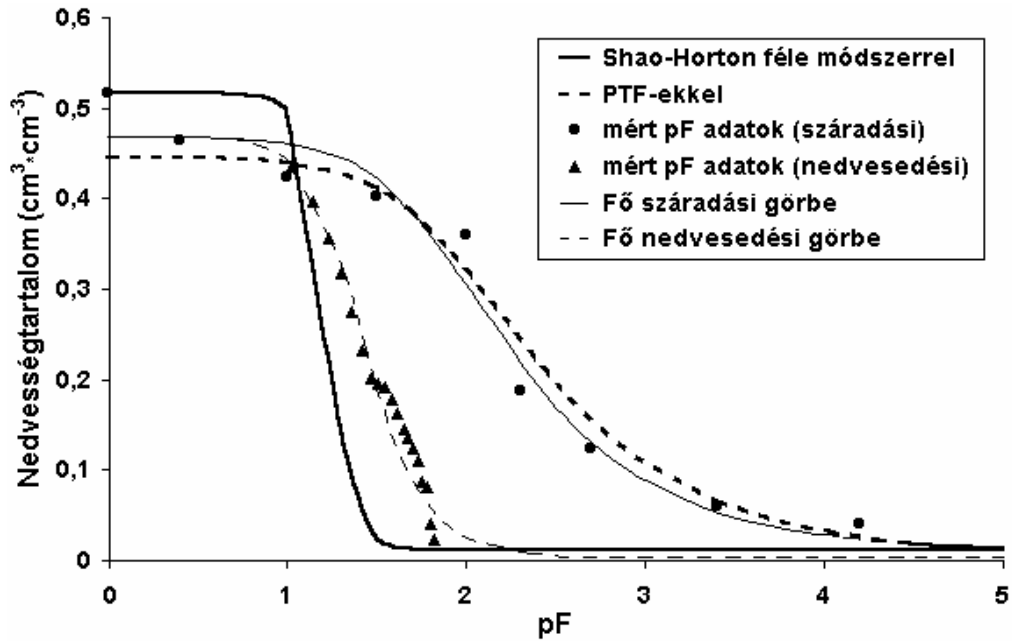
pF	Shao-Horton módszer (%)	Pedotranszfer fgv. (%)
0,0	0,0	13,8
0,4	11,2	4,3
1,0	15,8	3,3
1,5	90,8	1,5
2,0	96,9	11,9
2,3	94,1	27,9
2,7	91,2	21,2
3,4	81,5	7,0
4,2	72,6	37,7
Átlag:	61,6	14,3

46. táblázat: **Két módszerrel nyert víztartóképeség függvények százalékos eltérései az adott szívóerők mellett mért nedvességértékektől (nyíregyházi homok).**

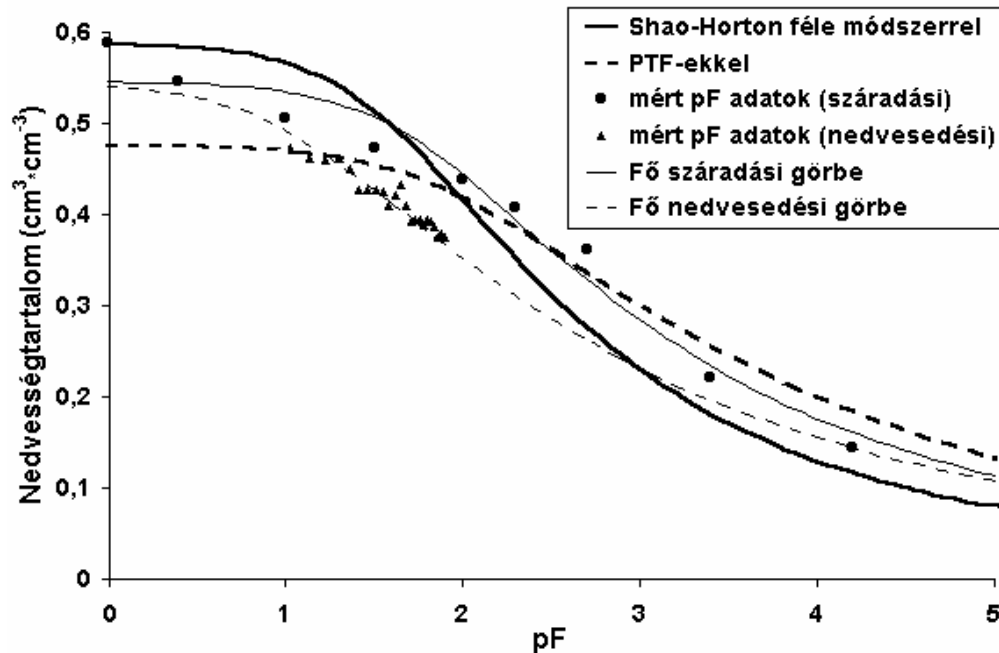
pF	Shao-Horton módszer (%)	Pedotranszfer fgv. (%)
0,0	0,2	18,9
0,4	6,8	12,9
1,0	11,9	6,7
1,5	8,3	3,3
2,0	4,7	3,2
2,3	13,2	4,1
2,7	22,9	5,9
3,4	16,7	16,4
4,2	16,9	28,6
Átlag:	11,3	11,1

47. táblázat: **Két módszerrel nyert víztartóképeség függvények százalékos eltérései az adott szívóerők mellett mért nedvességértékektől (látóképi csernozjom).**

Az ismétlések paramétereinek átlagával kapott, (illetve, Shao-Horton féle módszerrel meghatározott és Fodor féle pedotranszfer függvényekkel nyert) víztartókéesség függvényeket a 38-39. ábrán ábrázoltam.



38. ábra: Nyíregyházi homok Shao-Horton féle módszerrel, Fodor féle pedotranszfer függvényekkel és mérésel (illesztéssel) megállapított van Genuchten féle víztartókéesség függvényei.



39. ábra: Látóképi csernozjom Shao-Horton féle módszerrel, Fodor féle pedotranszfer függvényekkel és mérésel (illesztéssel) megállapított van Genuchten féle víztartókéesség függvényei.



A fenti eredmények alapján az alábbi következtetéseket vontam le:

**1. A Fodor féle pedotranszfer függvényekkel nyert víztartókéesség-függvények mindkét talaj esetében jobb közelítést adták a mérésel meghatározott pF-görbéknek (száradási görbe), mint a Shao-Horton féle módszerrel nyert víztartókéesség függvények. A különbség különösen hangsúlyos, ha a természetben leggyakrabban előforduló pF = 1,0 – pF = 3,4 tartományt vizsgáljuk. A vizsgálat alapján a pedotranszfer függvényeket jobb módszernek tartom a pF-görbe becslésére.**

2. A Shao-Horton féle módszerrel nyert víztartókéesség-függvény a homoktalaj esetében szembetűnő hasonlóságot mutat a fő nedvesedési görbével. A becsléssel nyert függvény még hangsúlyosabb hiszterézist mutat, ami valószínűleg a meniszkusz illeszkedési szögének megnövekedése miatt van → **2.6.2.2. fejezet**. A vályog talaj esetében a Shao-Horton féle módszerrel kapott víztartókéesség-függvény csak nagyobb szívóerőkre mutat hasonlóságot a fő nedvesedési görbével. Ennél a talajnál a meniszkusz illeszkedési szögének megnövekedése kisebb mértékű, mivel a beszivárgási sebesség kisebb.

3. A vizsgálat eredményei alapján a Shao-Horton módszert nem tartom alkalmasnak a pF-görbe (fő száradási görbe) becsléssel történő meghatározására, aminek valószínűleg a módszer elméleti kidolgozásakor alkalmazott közelítések és a hagyományos pF mérési módszertől való igen eltérő elv az oka. A módszer további gyengéje, hogy csak bolygatott talajokra alkalmazható.

#### **4.5. A 4M MODELL ÖSSZEKAPCSOLÁSA A SOTER ADATBÁZISSAL**

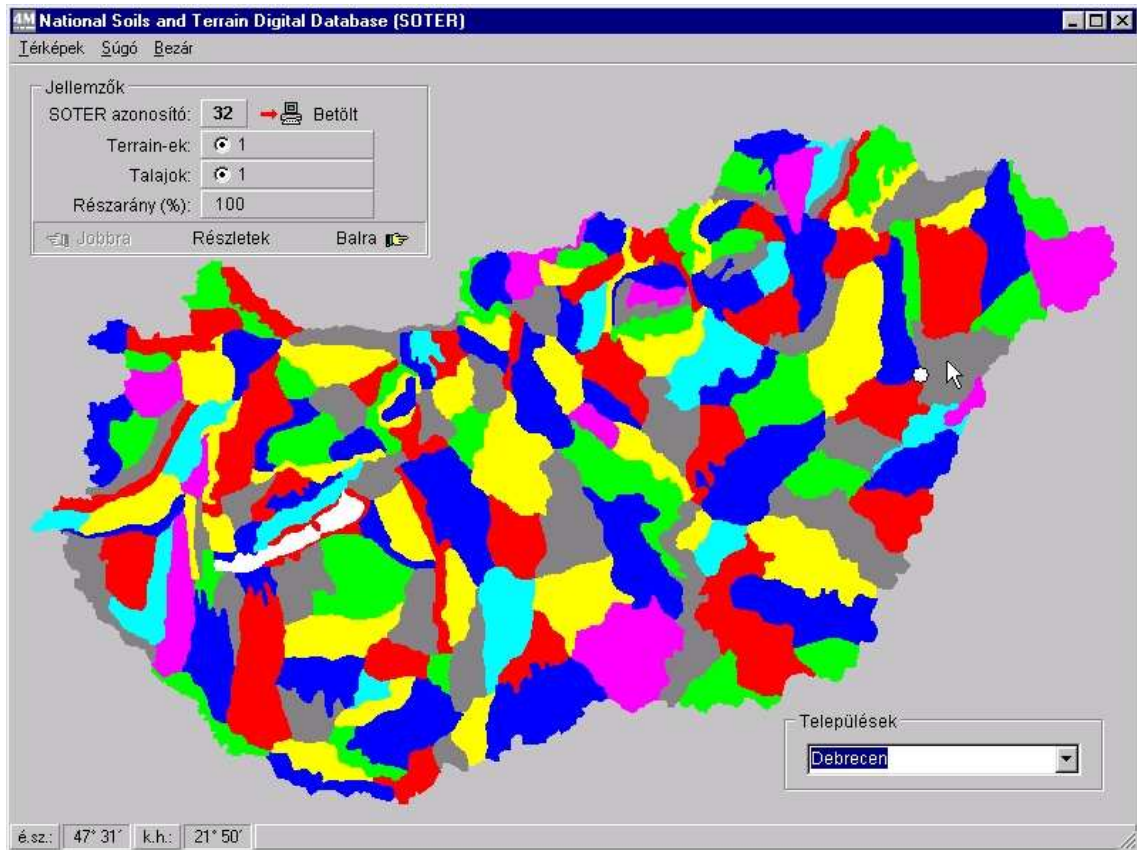
A SOTER adatbázisból hiányzó szabadföldi vízkapacitás értékek ( $VK_{sz}$ ) és a holtvíztartalom (HV) becslésére felállított pedotranszfer függvények [33]-[34] paramétereire az alábbi értékeket kaptam.

$$[33] \quad VK_{sz} = -0,0457 + 0,005*TT + 0,0065*H + 0,0088*V - 0,205*A \quad (cm^3*cm^{-3})$$

$$[34] \quad HV = -0,0425 + 0,0018*TT + 0,0024*H + 0,00625*V - 0,079*A \quad (cm^3*cm^{-3})$$

A → **3.6. fejezetben** bemutatott módszerekkel, illetve a [33]-[34] egyenletek segítségével olyan (becsült) adatokkal egészítettem ki a SOTER adatbázist, amelyek a

4M modell működéséhez szükségesek. A modell által felkínált térképre (40. ábra) kattintva, Magyarország bármely SOTER egységének (unit-jának) talajadatai betölthetők, és számítógépes szimulációban felhasználhatók.



40. ábra: A SOTER adatbázis kezelőfelülete a 4M modellben.

A tudományosan korrekt működéséhez egy, a SOTER adatbázishoz hasonló léptékű meteorológiai adatbázissal is össze kell kapcsolni modellt. Jelen formájában a SOTER adatbázissal összekapcsolt 4M modell (ebben a léptékben) csak oktatási és demonstrációs célú felhasználásra alkalmas.

#### 4.6. A 4M MODELL FŐBB JELLEMZŐI

A dolgozat írásával párhuzamosan, folyamatos fejlesztéssel, elkészült a 4M modell 2.0-ás változata. A Debreceni Egyetemen a szoftvert már oktatásban is kipróbáltuk. A következőkben röviden összefoglalom a jelenlegi változat főbb jellemzőit.

\*\* -gal jelöltem azokat a jellemzőket, amelyek már a CERES-ben is megvoltak, csak átvettem őket.

\* -gal jelöltem azokat az új komponenseket, amelyek algoritmusát mások fejlesztették, de programozásukat én végeztem.

A többi összetevő saját fejlesztésű és programozású.

1. A 4M felhasználóbarát (magyar és angol) kezelőfelülettel rendelkezik.
2. Az adatokat ASCII fájlokban tárolja, de a nagyméretű időjárás fájlokat Excel-ből is képes importálni.
3. A 4M-ben az időjárás adatok szisztematikus módosítására (pl. minimum hőmérséklet megnövelése 1 °C-kal) közvetlenül (az időjárás fájl változtatása nélkül) is lehetséges.
4. Tartalmazza a Szász féle\* (1968) és Fodor-Ritchie féle (*Fodor et al.*, 2000) globálsugárzás becslő eljárásokat.
5. Három modult tartalmaz a potenciális evapotranszpiráció kiszámítására: FAO-Penman féle\*\* (*Doorenbos and Pruitt*, 1977), *Pristley-Taylor* féle\*\* (1972), Szász féle\* (1973).
6. Kukorica, búza és árpa modellezésére képes.\*\*
7. Kapacitív\*\* és konduktív\* (*van Dam et al.*, 1997; *Simunek et al.*, 1998) nedvességforgalmi modult is tartalmaz.
8. Segédprogramot tartalmaz a pF adatokra történő, van Genuchten, Brooks-Corey valamint Ahuja-Swartzendruber féle víztartóképeség függvény illesztéshez\*. (*Marquardt*, 1963) Bimodális van Genuchten féle függvényt is képes a pF adatokra illeszteni.
9. Képes bimodális talajok nedvességforgalmának leírására.
10. Két becslőeljárást (PTF) tartalmaz a hidraulikus vezetőképesség talajfizikai adatokból történő meghatározására: *Campbell* féle\* (1985) és *Wösten* féle\* (1999).
11. Három becslőeljárást tartalmaz a víztartóképeség függvény meghatározására: *Rajkai* féle\* (1987), *Wösten* féle\* (1999) és *Fodor* féle (3.4.1. fejezet).
12. Két becslőeljárást tartalmaz a maximális és szabadföldi vízkapacitás, illetve a hervadásponthatározására: *Rajkai* féle\* (1987) és *Ritchie* féle\* (1999)
13. Tartalmaz egy modult a hiszterézis leírására: *Kool-Parker* féle\* (1987)
14. Tartalmaz egy modult az elkerülő áramlás leírására (3.3.4. fejezet).

15. Lehetővé teszi a mű- és szerves trágyázás, valamint az öntözés hatásának modellezését.\*\*
16. Akár 100 éves időszak modellezésére is képes (vetésforgóval is).
17. A modell eredmények grafikus ábrázolására is lehetőséget kínál. Egyszerre 5 futás két különböző kimenő adatát képes megjeleníteni.

A szoftver a mellékelt CD-ről felinstallálható és szabadon terjeszthető.

## 5. ÖSSZEFOGLALÁS

A szimulációs növénytermesztési modellek célja, hogy a légkör-talaj-növény rendszer folyamatait matematikai eszközökkel leírják, és számítógép segítségével szimulálják. A számítástechnika fejlődése csak a 1970-es években tette lehetővé, hogy a kutatók (és programozók) az addig felhalmozott természettudományos ismereteket számítógépes algoritmusokban megfogalmazva elkészítsék az első szimulációs modelleket. Mivel a modellezett rendszer folyamatainak egyik fő mozgatórugója a víz, a szimulációs növénytermesztési modellek egyik legfontosabb része a talaj nedvességforgalmát leíró modul. Mivel a talajban történő vízmozgást leíró differenciálegyenlet (Richards egyenlet), számítástechnikai okokból, a gyakorlatban alkalmazhatatlan volt, az 1970-es és 80-as években olyan vízmozgás modelleket dolgoztak ki, melyek kevesebb és/vagy egyszerűbben meghatározható bemenő adattal és jóval kevesebb számítással, de még mindig elég pontosan képesek leírni a modellezett talajszelvény vízforgalmát. A számítógépek sebességének növekedésével az 1990-es években egyre több olyan növénytermesztési modellt készítettek melyek a talaj nedvességforgalmának leírására a Richards egyenlet valamilyen numerikus megoldását alkalmazták.

A Talajtani Társaság keretein belül megalakult Rendszermodellezési Szakosztály működteti a Magyar Mezőgazdasági Modellezők Műhelyét (4M), amely egy magyar kutatók által fejlesztett növénytermesztési modell megalkotását tűzte ki célul. A 4M növénytermesztési modell (szoftver) fejlesztésekor két cél elérésére törekszünk:

1. Célunk, hogy a modellezett rendszer egyes részfolyamataira a program több modult/eljárást is kínáljon föl, melyek közül a felhasználó, a céljaitól és a rendelkezésére álló bemenő adatoktól függően, választhat.
2. Célunk, hogy olyan becselőeljárásokat építsünk be a 4M-be, melyek segítségével nehezen meghatározható bemenő adatok, egyszerűbben kivitelezhető mérések eredményeinek felhasználásával megbecsülhetők.

A 4M programozását/fejlesztését a mai napig egyedül én végeztem. Mivel érdeklődésem elsősorban a talaj nedvességforgalmára irányult, a 4M-et ennek megfelelően kezdtem fejleszteni.

Növénytermesztési modellekbe ágyazva a nedvességforgalmi-(al)modellek (modulok) célja, hogy a gyökérszóna nedvességeloszlásának időbeli változását valóságként írják le.

Működésükhöz a modellezett talajszelvény fizikai tulajdonságain túl, természetesen a rendszer kezdő állapotának (talaj nedvességeloszlása, gyökéreloszlás stb.) ismerete is szükséges. Három fő csoportjuk van:

1. Mérleg modellek
2. Kapacitív modellek
3. Konduktív modellek

A 4M modellbe beépítettem egy kapacitív és egy konduktív modult. Szabadföldi kísérletek/mérések eredményeit felhasználva, megvizsgáltam, hogy a 4M melyik nedvességforgalmi modullal írja le legpontosabban a talaj nedvességforgalmát. Elvégeztem továbbá az érzékenységvizsgálatot az újonnan beépített konduktív modul bemenő adataira, továbbá több más nedvességforgalommal kapcsolatos modellkomponensre.

A TAKI adatbázisának (Rajkai et al., 1981, Várallyay, 1987g) felhasználásával olyan pedotranszfer függvényeket<sup>17</sup> (PTF) készítettem, amelyek segítségével a konduktív nedvességforgalmi modul inputigénye becslés útján kielégíthető. A Fodor féle pedotranszfer függvények becsléseit, a TAKI adatbázisán összehasonlítottam, egy nemzetközi összefogással készült PTF együttes becsléseivel. Megvizsgáltam, hogy a Fodor féle pedotranszfer függvények becsléseivel helyettesíthetők-e a mérésből származó talaj-inputadatok (víztartóképesség függvény paraméterei) a 4M növénytermesztési modellben.

### **5.1. NEDVESSÉGFORGALMI MODELLEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA A 4M SEGÍTSÉGÉVEL**

Az összehasonlító vizsgálat alapján megállapítható, hogy bár a kapacitív modul egyszerűbben meghatározható bemenő adatokkal, egyszerűbb számításokkal és gyorsabban dolgozik, mint a konduktív modul, mégis gyakorlatilag ugyanolyan jól képes leírni a talaj nedvességforgalmát. A talajfelszín közelében mind a kapacitív mind a konduktív modul esetében komoly eltérések adódhattak a mért értékekhez képest, a felszíni vízfolyást számító modul, vagy a csapadék bemenő adatok pontatlanságai miatt. Az eredmények alapján az is megkérdőjelezhető, hogy a hervadás pont megfeleltethető a laborban mért  $pF = 4,2$ -höz tartozó nedvességtartalomnak.

---

<sup>17</sup> Pedotranszfer függvények: Olyan, általában statisztikai függvények (regressziós egyenletek), amelyek segítségével a víztartó- és vízvezetőképesség függvények paraméterei, vagy egyes értékei, egyszerűen mérhető talajjellemzők, mint független változók, felhasználásával megbecsülhetők.

## 5.2. ÉRZÉKENYSÉG VIZSGÁLATOK

Megvizsgáltam, hogy a víztartókéesség leírására alkalmazott függvény típusa milyen különbséget okozhat a modell eredményeiben. Modellfuttatásokat végeztem, a van Genuchten féle, majd Brooks-Corey féle víztartókéesség függvényekkel és megvizsgáltam, hogy pusztán ez a különbség mekkora változást eredményez a növényi produkciós modell számításaiban. A 4M modell által számított termésben, átlagban 18 %-os különbséget, a biomasszában, átlagban 11 %-os különbséget. Egyáltalán nem mindegy tehát, hogy milyen víztartókéesség függvényt használunk a nedvességforgalom modellezése során. Nedvességforgalmi modulban a van Genuchten féle függvény használatát javaslom, mert az szinte kivétel nélkül jobban illeszkedik a mért pF adatokra.

Megvizsgáltam, hogy a van Genuchten féle víztartókéesség függvény paramétereinek megváltozására mennyire érzékeny a 4M modell. A talaj felszínéhez közeli rétegek (A szint) paramétereinek megváltozására a modell érzékenyebben reagál, mint a B és C szintek paramétereinek megváltozására. A paraméterek az alábbi módon rendezhetők sorba annak megfelelően, hogy mennyire érzékeny rájuk a modell (kevésbé érzékenytől az igen érzékeny felé):  $\Theta_r$ ,  $K_s$ ,  $\alpha$ ,  $\Theta_s$ ,  $n$ . Növénytermesztési modellek számára kritikus a talajszelvény A szintje paramétereinek pontos meghatározása. Vékony termőrétegű szelvények esetében a mélyebben fekvő rétegek paramétereinek pontos meghatározása is elengedhetetlen. Az  $\alpha$  és  $n$  paraméterek pontos meghatározására homokoknál a  $pF = 0,4$  és  $pF = 2,0$  vályogoknál a  $pF = 1,5$  és  $pF = 3,4$  agyagoknál a  $pF = 2,3$  és  $pF = 4,2$  közötti tartományba eső szívóerők mellett mért nedvességtartalmak pontos mérésére illetve a mérési pontok sűrítésére van szükség. A nedvességforgalom modellezésében, bimodális talajok esetén, a bimodális víztartókéesség függvény használata elengedhetetlen. Mivel a bimodalitás figyelembevételével a számítások alapját képező víztartókéesség függvény leírása válik pontosabbá a modell számítási pontossága is egyértelműen jobb kell, hogy legyen. A modell ilyen irányú fejlesztése tehát mindenképpen előremutató, ugyanakkor viszonylag egyszerűen kivitelezhető.

Megállapítottam, hogy nem szélsőséges vízgazdálkodású talajok esetében a hiszterézis modellezése elhagyható növénytermesztési modellekben.

Megállapítottam, hogy az elkerülő áramlás figyelembevétele a nedvességforgalom modellezésében csak akkor lehetséges (illetve akkor van értelme), ha a napi csapadék napon belüli eloszlása is ismert.

A 4M modell meglehetősen nagy érzékenységet mutat arra, hogy milyen algoritmussal számítja a potenciális evapotranszpiráció aktuális értékét. A rendelkezésre álló bemenő adatoktól függően tehát potenciális evapotranszpirációt számító modult kell választanunk. Amennyiben minden bemenő adat rendelkezésre áll, a Szász féle eljárást javaslom használni, mivel az kimondottan a magyarországi körülményeknek megfelelő tapasztalati számítási módszer. Relatív páratartalom adatok hiányában a FAO-Penman algoritmust javaslom, mivel az elméletileg jobban megalapozott, szélsőérték adatok hiányában pedig kizárásos alapon a Priestley-Taylor féle eljárás marad.

### **5.3. PEDOTRANSZFER FÜGGVÉNYEK ALKALMASSÁGA TALAJADATOK BECSLÉSÉRE**

A TAKI adatbázisában található 244 nem szikes talaj adatait (mechanikai összetétel, térfogattömeg, szervesanyag-tartalom, pF adatok) felhasználva pedotranszfer függvényeket készítettem a van Genuchten féle víztartókéesség függvény paramétereinek becslésére. A TAKI adatbázisán, egy nemzetközi összefogással készült pedotranszfer függvény együttest (ennek kidolgozásakor nem használtak magyarországi talajokat) összehasonlítottam az általam készítetttel, és megvizsgáltam, hogy a PTF-ekkel nyert víztartókéesség függvények a TAKI-ban rendszeresített szívóerőknél elfogadható becslését adják-e a mért nedvességtartalmaknak. A közepes tenziótartományban ( $pF = 1,0 - pF = 3,4$ ) az általam kidolgozott módszer ad jobb nedvességbecslést, míg a két szélső tartományban a két módszer közelítőleg egyforma eredményt ad. A Fodor féle pedotranszfer függvényekkel nyert víztartókéesség függvények 80-95 %-os biztonsággal adtak elfogadható nedvességbecsléseket. Ezek alapján feltételezhető, hogy amennyiben sikerülne a TAKI adatbázisát egy olyan nagyságú és változatosságú talajadatbázissá kibővíteni, amely kellőképpen reprezentatív a magyarországi talajok tekintetében, még jobb pedotranszfer függvényeket készíthetnénk.

Modellfutások segítségével megvizsgáltam, hogy az általam készített pedotranszfer függvények becsléseivel helyettesíthetők-e a pF mérésből származó talaj-inputadatok (a



vízartóképesség függvény paraméterei) a 4M növénytermesztési modellben. Megállapítottam, hogy...

- A talaj-adatbázis további bővítésével valószínűleg megnövelhető a pedotranszfer függvénynek becslési hatékonysága.
- Csapadékos évben a pedotranszfer függvények becslései nagyobb biztonsággal használhatók növénytermesztési modellekben.
- Az esetek többségében elegendő, ha csak az A szint paramétereit határozzuk meg mérésrel a többi szintre nagyobb biztonsággal alkalmazhatunk becsléseket.
- Amennyiben csak a biomassza gyarapodásának modellezése a cél, a pedotranszfer függvények becslései több mint 85 %-os (csapadékos évben több mint 90 %) biztonsággal helyettesíthetik a mérésrel meghatározandó talaj-paramétereket csernozzom talajok esetében.

#### **5.4. TALAJPARAMÉTEREK BECSLÉSE A SHAO-HORTON MÓDSZERREL**

A megvizsgált Shao-Horton féle módszert (*Shao and Horton, 1998*) nem találtam alkalmasnak a talajok víztartóképesség-függvényének becsléssel történő meghatározására. A módszer gyengéje, hogy csak bolygatott talajokra alkalmazható. Az eljárás elméleti kidolgozásakor alkalmazott közelítések, és a hagyományos módszertől igen eltérő elv miatt a Shao-Horton féle módszerrel meghatározott víztartóképesség-függvények nagymértékben eltértek a mérés során meghatározottól. Összehasonlítás alapján a pedotranszfer függvényeket jobb módszernek tartom a pF-görbe becslésére.

#### **5.5. 4M VER.: 2.0**

A talaj nedvességforgalmának, mint témának tanulmányozása közben megismert eljárásokat számítógépes algoritmusokkal leírtam és beépítettem a 4M modellbe. A CERES átalakításával született 4M szoftvercsomagba az elmúlt másfél évben 15 új eljárást, modult illetve segédprogramot építettem be. Elkészítettem továbbá a TAKI adatbázisában található 44 nem szikes talajszelvényének 4M-es talaj-inputfájlját, és a modellt összekapcsoltam a SOTER adatbázissal (*Várallyay et al., 1994*).

## 6. ÚJ ÉS ÚJSZERŰ TUDOMÁNYOS EREDMÉNYEK

- 1) A CERES modell továbbfejlesztésével olyan számítógépes növénytermesztési modellt alkottam (4M), amely számos új modullal illetve segédprogrammal bővebb elődjénél és könnyebben kezelhető. A 4M oktatási és kutatási célra egyaránt használható. Magába foglalja a vonatkozó szaktudományokban eddig elért főbb eredményeket, és összehasonlíthatóvá teszi a különböző iskolák elméleti modellezési javaslatait. A 4M modellt összekapcsoltam a SOTER adatbázissal.
- 2) Érzékenység vizsgálatokat végeztem a beépített algoritmusokra illetve azok paramétereire. Ezek során megállapítottam:
  - a) A talaj nedvességfogalmának megfelelő modellezéséhez kritikus a talajszelvény A szintje paramétereinek pontos meghatározása, illetve bimodális talajok esetén, a bimodális víztartóképeség függvény használata elengedhetetlen.
  - b) Nem szélsőséges vízgazdálkodású talajok esetében a hiszterézis modellezése elhagyható növénytermesztési modellekben.
  - c) Az elkerülő áramlás figyelembevétele a nedvességforgalom modellezésében csak akkor lehetséges, ha a napi csapadék napon belüli eloszlása is ismert.
- 3) Pedotranszfer függvényeket (PTF) készítettem a van Genuchten féle víztartóképeség függvény paramétereinek becslésére a TAKI adatbázisában található 244 talajminta adatait felhasználva. Az általam készített PTF-ekkel nyert víztartóképeség függvények 80-95 %-os biztonsággal adtak elfogadható nedvességbecsléseket. A PTF-ek becsléseit modellinputként is kipróbáltam. Amennyiben csak a biomassza gyarapodásának modellezése a cél, a pedotranszfer függvények becslései több mint 85 %-os (csapadékos évben több mint 90 %-os) biztonsággal helyettesíthetik a méréssel meghatározandó talajparamétereket csernozjom talajok esetében.
- 4) A megvizsgált Shao-Horton féle módszert nem találtam alkalmasnak a talajok víztartóképeség-függvényének becsléssel történő meghatározására. Összehasonlítás alapján a pedotranszfer függvényeket jobb módszernek tartom a pF-görbe becslésére.

- 5) Megállapítottam, hogy az egyszerűbben meghatározható bemenő adatokkal, egyszerűbb számításokkal és gyorsabban dolgozó kapacitív nedvességforgalmi modul gyakorlatilag ugyanolyan jól képes leírni a talaj nedvességforgalmát, mint a konduktív modul. Ez alól kivételt képeznek azok az esetek, amikor a modellezett talajszelvény talajvízhatás alatt áll.

## 7. IRODALOMJEGYZÉK

1. **AHUJA, L.R. AND D. SWARTZENDRUBER** (1972) An improved form of soil-water diffusivity function. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 36:9-14.
2. **ANDRÉN, O., K. RAJKAI AND T. KÄTTERER** (1991) A non-destructive technique for studies of root distribution in relation to soil moisture. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 34. 269-278.
3. **ARYA, L.M. AND J.F. PARIS** (1981) A physico-empirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45:1023-1030.
4. **BEAR, J.** (1972) *Dynamics of Fluids in Porous Media.* Elsevier Science., New York
5. **BEESE, F. AND R.R. VAN DER PLOEG** (1976) Influences of hysteresis on moisture flow in an undisturbed soil monolith. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40:480-484.
6. **BEVEN, K. AND P. GERMANN** (1982) Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.* 18:1311-1325.
7. **BOELS, D., J.B.H.M. VAN GILS, G.J. VEERMAN AND K.E. WIT** (1978) Theory and system of automatic determination of soil moisture characteristics and unsaturated hydraulic conductivities. *Soil Sci.* 126:191-199.
8. **BOLT, G.H., S. IWATA, A.J. PECK, P.A.C. RAATS, A.A. RODE., G. VACHAUD, A.D. VORONIN** (1974) Soil physics terminology. *Bulletin of the International Society of Soil Science*
9. **BONSU, M.** (1992) A physically based model for surface sealing of soils. *Journal of Soil Science* 43:229-235.
10. **BOUMA, J., D.I. HILLEL, F.D. HOLE AND C.R. AMERMAN** (1971) Field measurements of hydraulic conductivity by infiltration through artificial crusts. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35:362-364.
11. **BRESLER, E., W.D. KEMPER AND R. J. HANKS** (1969) Infiltration, redistribution, and subsequent evaporation, of water from soil as affected by wetting rate and hysteresis. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33:832-840.
12. **BROOKS, R.H. AND A.T. COREY** (1964) Hydraulic properties of porous media. *Hydrology paper 3*, Colorado St. Univ., Fort Collins
13. **BRUCE, R.R., R.J. LUXMOORE** (1986) *Methods of soil analysis (2nd edition) Part 1.* 663-684 o. ASA-SSSA, Medison Wisconsin USA

14. **BUCKINGHAM, E.** (1907) Studies on the movement of soil moisture. U.S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull. 38. Washington, Government Printing Office.
15. **BURDINE, N.T.** (1953) Relative permeability calculations from pore size distribution data. Petroleum Transactions, AIME 198:71-87.
16. **CAMPBELL, G.S.** (1974) A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil Science 117:311-314.
17. **CAMPBELL, G.S.** (1985) Soil Physics with BASIC. Transport models for soil-plant systems 53-54. Elsevier
18. **CHILDS, E.C.** (1936a) The transport of water through heavy clay soils I. J. Agric.Sci. 26:114-127.
19. **CHILDS, E.C.** (1936b) The transport of water through heavy clay soils III. J. Agric.Sci. 26:527-545.
20. **CHILDS, E.C.** (1972) Concept of soil water phenomena. Soil Sci. 113:246-253.
21. **CHILDS, E.C. AND COLLIS-GEORGE (1950)** the permeability of porous materials. Soil science 50:239-252.
22. **CLAPP, R.B. AND G.M. HORNBERGER** (1978) Empirical equations for some soil hydraulic properties. Water Resour. Res. 14:601-604.
23. **CLOTHIER, B.E. AND I. WHITE** (1981) Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. Soil Sci. Soc. Am. J. 45:241-245.
24. **COOLEY, R.L.** (1971) A finite difference method for unsteady flow in variably saturated porous media: Application to a single pumping well. Water Resources Research 7:1607-1625.
25. **CRESCIMANNO, G., M. IOVINO** (1995) Parameter estimation by inverse method based on one-step and multi-step outflow experiments Geoderma 68:257-277.
26. **DANE, J.H.** (1972) Effect of hysteresis on the prediction of infiltration, redistribution and drainage of water in large soil columns. New Mexico State University, Dep. Of Agronomy
27. **DARCY, H.** (1856) Les Fontaines Publique de la Ville de Dijon, 647. pp., Victor Dalmon, Paris
28. **DAVIDSON, J.M., D.R. NIELSEN AND J.W. BIGGAR** (1966) The dependence of soil water uptake and release upon the applied pressure increment. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 30:298-304.
29. **DIRKSEN, C.** (1975) Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurements. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 39:22-27.

30. **DIRKSEN, C.** (1979) Flux-controlled sorptivity measurements to determine soil hydraulic property functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43:827-834.
31. **DOORENBOS, J., W.O. PRUITT** (1977) Guidelines for predicting crop water requirements In: *Irrigation and drainage paper 24.* (2<sup>nd</sup> edition). FAO, Rome, 156 pp.
32. **DURNER, W.** (1994) Hydraulic conductivity estimation for soils heterogenous pore structure. *Water Resources Research* 30:211-223.
33. **ECHING, S.O., J.W. HOPMANS, AND O. WENDROTH** (1994) Unsaturated hydraulic conductivity from transient multistep outflow and soil water pressure data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58:687-695.
34. **EWING, R.P. AND S.C. GUPTA** (1993a) Modeling percolation properties of random media using a domain network. *Water Resour. Res.* 29:3169-3178.
35. **EWING, R.P. AND S.C. GUPTA** (1993b) Percolation and permeability in partially structured Networks. *Water Resour. Res.* 29:3179-3188.
36. **FATT, I.** (1956a) The network model of porous media I. Capillary pressure characteristics. *Petroleum Transactions, AIME.* 207:144-159.
37. **FATT, I.** (1956b) The network model of porous media III. Dynamic properties of networks with tube radius distribution *Petroleum Transactions, AIME.* 207:164-181.
38. **FEDDES, R.A., P. KABBAT, P.J.T. VAN BAKEL, J.J.B. BRONSWIJK AND J. HALBERTSMA** (1988) Modelling soil water dynamics in the unsaturated zone – state of art. *Journal of Hydrology* 100:69-111.
39. **FEHÉR J., M.TH. VAN GENUCHTEN, G.J. KOVÁCS AND T. NÉMETH** (1990) A one-dimensional transport model for simulating nitrogen leaching from agricultural fields. *EOS Transactions, Amer. Geoph. Union,* 71. (43.) October, 23 1990.
40. **FODOR N., KOVÁCS G.J., RITCHIE J.T.** (2000) A New Solar Radiation Generator for Hungary. Poster. *ASA-CSA-SSSA, Annual Meetings.* November 5-9, 2000, Minneapolis, MN, Abstract pp. 23.
41. **FODOR N., KOVÁCS G.J. ÉS KARUCZKA A.** (2001) A CERES modell továbbfejlesztése. I. A Richards-egyenlet beépítése után, összehasonlítás az eredeti változattal. *Agrokémia és Talajtan* 50:35-46.

42. **FODOR N., KOVÁCS G.J.** (2001a) A CERES modell továbbfejlesztése. II. A Richards-egyenlet paramétereinek meghatározása mérések, ill. pedotranszferfüggvények segítségével *Agrokémia és Talajtan* 50:47-61.
43. **FODOR N., G.J. KOVÁCS** (2001b) 4M: an educational model to simulate agricultural systems. Book of proceedings 225-226., 2nd International Symposium Modelling Cropping Systems, Florence, 16-18 July, 2001, Italy
44. **FOURIER** (1807) On the Propagation of Heat in Solid Bodies  
[www-groups.dcs.st-and.ac.uk/~history/Mathematicians/Fourier.html](http://www-groups.dcs.st-and.ac.uk/~history/Mathematicians/Fourier.html)
45. **GARDNER, W.R.** (1958) Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science* 85:228-232.
46. **GIESEL, W. AND M. RENG** (1973) Numerical treatment of unsaturated water flow equation: Comparison of experimental and computed results. *Water Resour. Res.* 9:174-184.
47. **GILLHAM, R.W., A. KLUTE AND D.F. HEERMAN** (1979) Measurement and numerical simulation of hysteretic flow in a heterogeneous porous medium. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43:1061-1067.
48. **GOLDEN, J.M.** (1980) Percolation theory and models of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 16:201-209.
49. **GREEN, R.E., L.R. AHUJA AND S.K. CHONG** (1986) *Methods of soil analysis* (2nd edition) Part 1. 771-796. ASA-SSSA, Madison Wisconsin USA
50. **GRUBER J., BLAHÓ M.** (1963) *Folyadékok mechanikája, egyetemi tankönyv* 133. o.
51. **GUPTA, S.C. AND W.E. LARSON** (1979) Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. *Water Resources Research* 15:1633-1635.
52. **HAINES, W.B.** (1930) Studies in the physical properties of soil. V. The hysteresis effect in capillary properties, and modes of moisture distribution associated therewith. *J. Agr. Sci.* 20:97-116.
53. **HANKS, R. AND S.A. BOWERS** (1962) Numerical Solution of the moisture flow equation into layered soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 26:530-534.
54. **HANNOURA, A.A. AND R.B.J. BARENS** (1981) Non-darcy flow; A state of the art. *Flow and Transport in Porous Media* 37-51. Proceedings of EUROMECH 143/Delft, A.A. Balkema, Rotterdam

55. **HAYERKAMP, R., M. VAUCLIN, J. TOUMA, P. J. WIERENGA AND G. VACHAUD** (1977) A comparison of Numerical Simulation Models for One-Dimensional Infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41:285-294.
56. **HAYERKAMP, R. AND J.Y. PARLANGE** 1986. Predicting the water-retention curve from particle-size distribution: 1. Sandy soils without organic matter. *Soil Sci.* 142:325-339.
57. **HILLEL, D. AND J. MOTTE** (1966) Effect of plate impedance, wetting method and aging on soil moisture retention. *Soil Sci.* 102:135-140.
58. **HILLEL, D.** (1980a) *Fundamentals of soil physics* Academic Press, San Diego
59. **HILLEL, D.** (1980b) *Fundamentals of soil physics* 137. pp. Academic Press, San Diego
60. **HILLEL, D.** (1980c) *Fundamentals of soil physics* 183. pp. Academic Press, San Diego
61. **HOA, N.T., R. GAUDU AND C. THIRRIOT** (1977) Influence of the hysteresis effect on transient flows in saturated-unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 13:992-996.
62. **HOPMANS, J.W., J.H. DANE** (1986) Temperature dependence of soil water retention curves. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50:562-567.
63. **HUSZ, G.** (1967) Ermittlung der pF-kurve aus der textur mit hilfe von multiplen regression. *Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde* 116:115-125.
64. **HUTSON, J.L., R.J. WAGENET** (1992) **LEACHM**: Leaching estimation and chemistry model: A process-based model of water and solute movement, transformations, plant uptake and chemical reactions in the unsaturated zone. Version 3.0. Department of Soil, Crop and Atmospheric Sciences, Research Series No. 93-3, Cornell University, Ithaca, New York.
65. **HUYAKORN, P.S., S.D. THOMAS AND B.M. THOMPSON** (1984) Techniques for making finite elements competitive in modeling flow in variably saturated porous media. *Water Resources Research* 20:1099-1115.
66. **HUZSVAI L.** (2000) A talaj és környezeti kölcsönhatások értékelésének módszerei. Doktori értekezés, DE. Agrártudományi Centrum, 95. o.
67. **IRMAY S.** (1954) On the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Trans. Am. Geo. Union* 35:463-467.
68. **JAMIESON, P.D., J.R. PORTER, J. GOUDRIAAN, J.T. RITCHIE, H. VAN KEULEN, W. STOL** (1998) A comparison of the models AFRCWHEAT2, CERES-Wheat,



- Sirius, SUCROS2, and SWHEAT with measurements from wheat grown under drought Field Crop Research 55:23-44.
69. **JAYNES, D.B.** (1984) Comparison of soil-water hysteresis models. *J. Hydrol.* 75:287-299.
  70. **JAYNES, D.B.** (1989) Estimating hysteresis in the soil water retention function. *Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils* 219-232 pp. U.S. Salinity Lab. & Dep. of Soil and Environmental Sci. Univ. of California, Riverside, California
  71. **JONES, A.J. AND R.J. WAGENET** (1984) In-situ estimation of hydraulic conductivity using simplified methods. *Water Resour. Res.* 20:1620-1626.
  72. **JONES, C.A. and J.R. KINIRY** (Eds.) (1986) *CERES-Maize. A Simulation Model of Maize Growth and Development.* Texas A&M University Press
  73. **KARVONEN, T. AND J. KLEEMOLA** (1995) CROPWATN: prediction of water and nitrogen limited potato production in Modeling and parametrization of the soil-plant-atmosphere system 335-369. pp. Wageningen
  74. **KAZÓ B.** (1966) A talajok vígazdálkodási tulajdonságainak meghatározása mesterséges esőztető készülékkel. *Agrokémia és Talajtan* 15:239-252.
  75. **KLUTE, A.** (1952) A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials. *Soil Sci.* 73:105-116.
  76. **KLUTE, A.** (1965) *Methods of soil analysis* 213.o. Am. Soc. of Agronomy, Madison, Wisconsin
  77. **KLUTE, A. AND D.F. HEERMAN** (1974) Soil water profile development under a periodic boundary condition. *Soil Sci.* 117:265-271.
  78. **KLUTE, A. AND C. DIRKSEN** (1986) *Methods of soil analysis (2nd edition) Part 1.* 687-732. pp. ASA-SSSA, Madison Wisconsin USA
  79. **KOOL, J.B., J.C. PARKER AND M.TH. VAN GENUCHTEN** (1985) Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiment by parameter estimation: I. Theory and numerical studies. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49:1348-1354.
  80. **KOOL, J.B., J.C. PARKER AND M.TH. VAN GENUCHTEN** (1985) Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiment by parameter estimation: II. Experimental studies. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49:1354-1359.
  81. **KOOL, J.B. AND J.C. PARKER** (1987) Development and evaluation of closed-form expressions for hysteretic soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.* 23:105-114.

82. **KOOL, J.B., J.C. PARKER AND M.TH. VAN GENUCHTEN** (1987) Parameter estimation for unsaturated flow and transport models – A review, *J. Hydrol.* 91:255-293 .
83. **KOOREVAAR, P., G. MENELIK AND C. DIRKSEN** (1983) *Elements of soil physics* 86-87 pp.
84. **KOVÁCS GY.** (1971) Szivárgás két és háromfázisú rétegben. *Agrokémia és Talajtan* 20:475-498.
85. **KOVÁCS GY. ÉS PÉCZELY T.** (1975) A talajszelvény víztartóképesége. *Agrokémia és Talajtan* 24:99-115.
86. **KOVÁCS G.J., T. NÉMETH, J.T. RITCHIE** (1995) Testing Simulation Models for the Assessment of Crop Production and Nitrate Leaching in Hungary, *Agricultural Systems* 49. 385-397.
87. **KRÁMER M.** (1952) Talajmorzsák vízállóságának vizsgálata. *Agrokémia és Talajtan* 1:495-507.
88. **KREYBIG L.** (1951) *A talajok hő- és vízgazdálkodása.* Budapest
89. **KUTÍLEK M., D.R. NIELSEN** (1994a) *Soil Hydrology* 73-75. pp. Catena Verlag, 38162 Cremlingen-Destedt, Germany
90. **KUTÍLEK M., D.R. NIELSEN** (1994b) *Soil Hydrology* 92-93. pp. Catena Verlag, 38162 Cremlingen-Destedt, Germany
91. **KUTÍLEK M., D.R. NIELSEN** (1994c) *Soil Hydrology* 97-98. pp. Catena Verlag, 38162 Cremlingen-Destedt, Germany
92. **KUTÍLEK M., D.R. NIELSEN** (1994d) *Soil Hydrology* 166. pp. Catena Verlag, 38162 Cremlingen-Destedt, Germany
93. **KUTÍLEK M., D.R. NIELSEN** (1994e) *Soil Hydrology* 175. pp. Catena Verlag, 38162 Cremlingen-Destedt, Germany
94. **KUTÍLEK M., D.R. NIELSEN** (1994f) *Soil Hydrology* 128. pp. Catena Verlag, 38162 Cremlingen-Destedt, Germany
95. **LUCKNER, L., M.TH. VAN GENUCHTEN, D.R. NIELSEN** (1989) A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. *Water Resour. Res.* 25:2187-2193.
96. **LUTZ, J.F. AND W.D. KEMPER** (1959) Intrinsic permeability of clay as affected by clay-water interaction. *Soil Science* 88:83-90.
97. **MADOS L.** (1939) *Öntözésügyi közlöny I/1.,* Budapest

98. **MAKKINK, G.F. AND H.D.J. VAN HEEMST** (1975) Simulation of the water balance of arable land and pastures. Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen
99. **MARQUARDT, D.W.** (1963) An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *SIAM J. Appl. Math.* 11:431-441.
100. **MCINTYRE, D.S.** (1958) Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Sci.* 85:185-189.
101. **MILLER, E.E. AND R.D. MILLER** (1955a) Theory of capillary flow: I. Practical implications. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 19:267-271.
102. **MILLER, E.E. AND R.D. MILLER** (1955b) Theory of capillary flow: II. Experimental information. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 19:271-275.
103. **MIYAZAKI, T.** (1993) *Water flow in soils* Marcel Dekker INC. New York
104. **MOHANTY, B.P., R.S. BOWMAN, J.M.H. HENDRICKX AND M.TH. VAN GENUCHTEN** (1997) New piecewise-continuous hydraulic functions for modeling preferential flow in an intermitted-flood-irrigated field. *Water Resour. Res.* 33:2049-2063.
105. **MOLZ, F.J. AND I. REMSON** (1970) Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. *Water Resour. Res.* 6:1346-1356.
106. **MORIN J., Y. BENJAMINI AND A. MICHAELI** (1983) The effect of raindrop impact of the dynamics of soil surface crusting and water movement in the profile. *Journal of Hydrology* 52:321-335.
107. **MUALEM, Y.** (1973) Modified Approach to capillary hysteresis based on a similarity hypothesis. *Water Resour. Res.* 9:1324-1331.
108. **MUALEM, Y.** (1974) A conceptual model of hysteresis. *Water Resour. Res.* 10:514-520.
109. **MUALEM, Y.** (1976a) A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12:513-522..
110. **MUALEM, Y.** (1976b) Hysteretical models for prediction of the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12:1248-1254.
111. **MUALEM, Y., H.J. MOREL-SEYTOUX** (1978) Analysis of a capillary hysteresis model based on a one-variable distribution function. *Water Resour. Res.* 14:605-610.
112. **MUALEM, Y.** (1984) A modified dependent-domain theory of hysteresis. *Soil Sci.* 137:283-291.

113. **MUALEM, Y.** (1986) Methods of soil analysis (2nd edition) Part 1. 817 pp. ASA-SSSA, Medison Wisconsin USA
114. **MUALEM, Y., AND D. ASSOULINE** (1989) Modeling soil seals as a nonuniform layer. *Water Resour. Res.* 25:2101-2108.
115. **NADINE, B., B. MARY, D. RIPOCHE, M.H. JEUFFROY, F. RUGET, B. NICOULLAUD, P. GATE, F.D. BARRET, R. ANTONIOLETTI, C. DURR, G. RICHARD, N. BEAUDOIN, S. RECOUS, X. TAYOT, D. PLENET, P. CELLIER, J.M. MACHET, J.M. MÉYNARD, R. DELÉCOLLE** (1998) STICS: a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances. I. Theory and parameterization applied to wheat and corn. *Agronomie* 18:311-346.
116. **NASSAR, I.N., R. HORTON AND A.M. GLOBUS** (1992) Simultaneous transfer of heat, water, and solute in porous media: I. Theoretical development. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56:1350-1356.
117. **NASSAR, I.N. AND R. HORTON** (1997) Heat, Water, and Solute Transfer in Unsaturated Porous Media: I - Theory Development and Transport Coefficient Evaluation
118. **NASSAR, I.N., R. HORTON AND G.N. FLERCHINGER** (2000) Simultaneous heat and mass transfer in soil columns exposed to freezing/thawing conditions. *Soil Sci.* 165:208-216.
119. **NÉMETH T.** (1996) Talajaink szervesanyag-tartalma és nitrogénforgalma 372-375. o.
120. **NIMAH, M.N. AND R.J. HANKS** (1973) Model for estimating soil water, plant, and atmospheric interrelations: I. Description and sensitivity. *Soil Sci Soc. Am. Proc.* 37:522-527.
121. **OHM** (1827) Die galvanische Kette, mathematisch bearbeitet.  
[www-groups.dcs.st-and.ac.uk/~history/Mathematicians/Ohm.html](http://www-groups.dcs.st-and.ac.uk/~history/Mathematicians/Ohm.html)
122. **OTHMER, H., B. DIEKKRUGER AND M. KUTÍLEK** (1991) Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science* 152:139-150.
123. **PANICONI, C., A.A. ALDMA AND E.F. WOOD** (1991) Numerical evaluation of iterative and noniterative methods for the solution of the nonlinear Richards equation. *Water Resources Research* 27:1147-1163.
124. **PASSIOURA, J.B.** (1976) Determining soil water diffusivities from one-step outflow experiments. *Aust. J. Soil. Res.* 15:1-8.

125. **PARLANGE, J.-Y.** (1971) Theory of water-movement in soils: 2. one-dimensional infiltration. *Soil Sci.* 111:170-174.
126. **PARLANGE, J.-Y.** (1976) Capillary hysteresis and relationship between drying and wetting curves. *Water Resour. Res.* 12:224-228.
127. **PERRENS, S.J. AND K.K. WATSON** (1977) Numerical analysis of two-dimensional infiltration and redistribution. *Water Resour. Res.* 13:781-790.
128. **PHILIP, J.R.** (1957) The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.* 83:345-357 .
129. **PLAGGE, R., C.H. ROTH AND M. RENGER** (1989) A new laboratory method to rapidly determine the unsaturated soil hydraulic properties. Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils 653-663.
130. **POULOVASSILIS, A.** (1962) Hysteresis of pore water, an application of the concept of independent domains, *Soil Science* 93:405-412.
131. **POULOVASSILIS, A.** (1969) The effect of hysteresis of pore water on the hydraulic conductivity. *J. Soil. Sci.* 20:52-56.
132. **POULOVASSILIS, A.** (1970) Hysteresis of pore water in granular porous bodies. *Soil Sci.* 109:5-12.
133. **POULOVASSILIS, A. AND E.C. CHILDS** (1971) The hysteresis of pore water: The nonindependence of domains. *Soil Sci.* 112:301-312.
134. **PRIESTLEY, C.H.B., R.J., TAYLOR** (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Water Rev.* 100, 81-92.
135. **RAJKAI K., VÁRALLYAY GY., J.A. PACSEPSZKI, R.A. CSERBAKOV** (1981) pF-görbék számítása a talaj mechanikai összetétele és térfogattömege alapján, *Agrokémia és Talajtan* 30:409-438.
136. **RAJKAI K.** (1983) Talajfizikai tulajdonságok ökológiai célú meghatározása és alkalmazása. Kandidátusi értekezés, Budapest
137. **RAJKAI K.** (1984) A talaj kapilláris vezetőképességének számítása a pF-görbe alapján, *Agrokémia és Talajtan* 33:50-62.
138. **RAJKAI K.** (1987) A talaj víztartóképesége és különböző talajtulajdonságok összefüggésének vizsgálata. *Agrokémia és Talajtan* 36:15-28.
139. **RAJKAI, K., S. KABOS, M.TH. VAN GENUCHTEN AND PER-ERIK JANSSON,** (1996) Estimation of water-retention characteristics from bulk density and particle-size distribution of swedish soils, *Soil Science* 161:832-845.

140. **RICHARDS, L.A.** (1931) Capillary conduction of liquids in soil through porous media. *Physics* 1:318-333.
141. **RICHARDS, L.A.** (1965) *Methods of soil analysis Part 1.* 131-137. pp. ASA, Medison Wisconsin USA
142. **RIEU, M. AND G. SPOSITO** (1991) Fractal fragmentation, soil porosity, and water properties: I. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55:1231-1238.
143. **RITCHIE, J.T.** (1972) Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resources Research* 8(5):1204-1213.
144. **RITCHIE, J.T.** (1981) Water dynamics in the soil-plant-atmosphere. *Plant and Soil.* 58, 81-96.
145. **RITCHIE, J.T., A. GERAKIS, A. SULEIMAN** (1999) Simple model to estimate field-measured soil water limits. *Transactions of the ASAE* 42:1609-1614.
146. **RITCHIE, J.T.** (2000) Szóbeli közlés.
147. **ROSE, C.W., W.R. STERN AND J.E. DRUMMOND** (1965) Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil in situ. *Water Resour. Res.* 3:1-9.
148. **ROSE, W.** (1990) Richards' assumptions and Hassler's presumptions. *Transp. Porous Media* 6:91-99.
149. **SCHEINOST, A.C., W. SINOWSKI W., AUERSWALD K.** (1997) Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape: I. developing a new pedotransfer function *Geoderma* 78:129-143.
150. **SCHOFIELD, R.K.** (1935) The pF of the water in soil. *Trans. Int. Cong. Soil Sci.* 3rd. 2:37-48.
151. **SEKI, K., T. MIYAZAKI** (2000) Effect of microbial clogging on hydraulic conductivity of paddy field subsoil. *Annual Meetings Abstracts* 213. pp. ASA-CSSA-SSSA Minneapolis, Minnesota November 5-9, 2000
152. **SHAO, M. AND R. HORTON** (1998) Integral method for estimating soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62:585-592.
153. **SHAO, M., R. HORTON** (2000) Exact solution for horizontal water redistribution by general similarity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64:561-564.
154. **SILVESTRI, N., G. BELLOCCHI, M. MAZZONCINI, S. MENINI** (1999) Evaluation of CROPSYST model for simulating soil water, soil nitrate, green area index and above-ground biomass of maize under different managements *Book of*

- proceedings, International Symposium Modelling Cropping Systems, Lleida, 21-23 June, 1999, Spain
155. **SIMUNEK, J. AND M.TH. VAN GENUCHTEN** (1994) The CHAIN\_2D code for simulating the two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated porous medium. Res. Rep. 136, U.S. Salinity Lab., Riverside, California
  156. **SIMUNEK, J., M.TH. VAN GENUCHTEN AND M. SEJNA** (1998) The HYDRUS 6.0 Code for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. U.S. Salinity Laboratory Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture Riverside, California
  157. **SIMUNEK J., J.W. HOPMANS, D.R. NIELSEN AND M.TH. VAN GENUCHTEN** (2000) Horizontal infiltration revisited using parameter estimation. *Soil Science* 165:708-717.
  158. **SISSON, J.B. AND M.TH. VAN GENUCHTEN** (1991) An improved analysis of gravity drainage experiments for estimating the unsaturated hydraulic functions. *Water Resour. Res.* 27:569-575.
  159. **SMETTEM, K.R.J. AND N. COLLIS-GEORGE** (1985) Prediction of steady-state ponded infiltration distributions in a soil with vertical macropores. *Journal of Hydrology* 79:115-122.
  160. **STAPLE, W.J.** (1965) Moisture tension, diffusivity, and conductivity of a loam soil during wetting and drying. *Can. J. Soil Sci.* 45:78-86.
  161. **STAPLE, W.J.** (1969) Comparison of computed and measured moisture redistribution following infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 33:840-847.
  162. **STEFANOVITS P., FILEP GY., FÜLEKY GY.** (1999a) Talajtan 157-158. o. Mezőgazda kiadó, Budapest
  163. **STEFANOVITS P., FILEP GY., FÜLEKY GY.** (1999b) Talajtan 329. o. Mezőgazda kiadó, Budapest
  164. **STEFANOVITS P., FILEP GY., FÜLEKY GY.** (1999c) Talajtan 134. o. Mezőgazda kiadó, Budapest
  165. **STEFANOVITS P., FILEP GY., FÜLEKY GY.** (1999d) Talajtan 151. o. Mezőgazda kiadó, Budapest
  166. **STEPHENS, D.B. AND K.R. REHFELDT** (1985) Evaluation of closed-form analytical models to calculate conductivity in a fine sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49:12-19.

167. **SUPIT, I., A.A. HOOLJER, C.A. VAN DIEPEN** (1994) WOFOST 6.0. The Winand Staring Centre for Integrated Land, Soil and Water Research (SC-DLO), Wageningen
168. **SWARTZENDRUBER, D.** (1962) Modification of Darcy's law for the flow of water in soils *Soil Science* 93:22-29.
169. **SZÁSZ G.** (1968) A globálsugárzás összegeinek meghatározása számítás útján. *Debreceni Agrártudományi Főiskola Tudományos Közleményei XIV*, 239-253.
170. **SZÁSZ G.** (1973) A potenciális párolgás meghatározásának új módszere *Hidrológiai Közöny* 10:435-442
171. **SZÁSZ G.** (1988) *Agrometeorológia* 270. o. Mezőgazdasági kiadó, Budapest
172. **SZINELL CS. AND F. ÁCS** (1999) Sensitivity of surface fluxes to structural differences in soil moisture simulations. *Phys. Chem. Earth (B)* 24:819-822.
173. **TALSMA, T.** (1970) Hysteresis in two sands and the independent domain model. *Water Resour. Res.* 6:964-970.
174. **TIETJE, O. AND M. TAPKENHINRICHS** (1993) Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 57:1088-1095.
175. **TIETJE, O. AND V. HENNINGS** (1993) Bewertung von Pedotransferfunktionen zur Schätzung der Wasserspannungskurve. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 156:447-455.
176. **TOORMAN, A.F., P.J. WIERENGA, R.G. HILLS** (1992) Parameter estimation of hydraulic properties from one-step outflow data. *Wat. Resour. Res.* 28:3021-3028.
177. **TOPP, G.C. AND E.E. MILLER** (1966) Hysteresis moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass-bead media. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 30:156-162.
178. **TOPP, G.C.** (1969) Soil-water hysteresis: The domain theory extended to pore interaction conditions. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35:219-225.
179. **TOPP, G.C.** (1971) Soil water hysteresis measured in a sandy loam and compared with the hysteresis domain model. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33:645-651.
180. **TÓTH T., D. SUAREZ, N. FODOR, G. VÁRALLYAY, L. BLASKÓ, G. CRESCIMANNO AND G. SZENDREI** (2001) Short and Long Term Changes in Soil Salinity in Hungary. Oral. International Union of Soil Science, Sub-commission A, Bouyoucos Conference on Sustained Management of Irrigated Land for Salinity and Toxic Element Control, Jun. 25-27, University of California, Center for Water Resources George E. Brown Jr. Salinity Laboratory, USDA-ARS



181. **TÓTH T. AND G. JOZEFACIUK** (2002) Physicochemical properties of a solonetzic toposequence. *Geoderma* 106:137-159.
182. **UNGARO, F., C. CALZOLANI** (1999) Using existing soil databases for estimating retention properties for soils of the Pianura Padano-Veneta region of North Italy *Geoderma* 99:99-121.
183. **VACHAUD, G.** (1967) Determination of the hydraulic conductivity of unsaturated soils from an analysis of transient flow data. *Water Resour. Res.* 3:697-705.
184. **VACHAUD, G. AND J.L. THONY** (1971) Hysteresis during infiltration and redistribution in soil column at differential initial water content. *Water Resour. Res.* 7:111-127.
185. **VAN DAM, J.C., J.N.M. STRICKER AND P. DROOGERS** (1992) Inverse method or determining soil hydraulic functions from one-step outflow experiments *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56:1042-1050.
186. **VAN DAM, J.C., J. HUYGEN, J.G. WESSELING, R.A. FEDDES, P. KABBAT, P.E.V. VAN WALSUM, P. GROENENDIJK AND C.A. VAN DIEPEN** (1997) SWAP 2.0 Simulation of weater flow, solute transport and plant growth in Soil-Water-Atmosphere-Plant environment Department of Water Resources, Wageningen Agricultural University
187. **VAN DEN BROEK AND P. KABAT** (1995) SWACROP: dynamic simulation model of soil water and crop yield applied to potatoes in Modeling and parametrization of the soil-plant-amosphere system 299-333. pp. Wageningen
188. **VAN GENUCHTEN, M.TH.** (1980) A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892-898.
189. **VAN GENUCHTEN, M.TH. AND D.R. NIELSEN** (1985) On describing and predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Ann. Geophys.*, 3:615-628.
190. **VAN GENUCHTEN, M.TH. AND F.J. LEIJ** (1989) On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. *Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils* 1-14. pp. U.S. Salinity Lab. & Dep. of Soil and Environmental Sci. Univ. of California, Riverside, California
191. **VAN GRINSVEN, J.J.M., C. DIRKSEN AND W. BOUTEN** (1985) Evaluation of the hot-air method for measuring soil water diffusivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49:1093-1099.
192. **VAN LAAR, H.H., J. GOUDRIAAN, H. VAN KEULEN** (1992) SUCROS2, model

description. Wageningen Agricultural University

193. **VÁRADI F.** (1975) A rövid időtartamok maximális csapadékhozamsorainak valószínűségi számítási feldolgozása. OMSZ hiv. kiadv. XXXIX. k. 388-395. o.
194. **ID. VÁRALLYAY Gy.** (1942) Öntözésügyi közlöny IV/320., Budapest
195. **VÁRALLYAY Gy.** (1978) A talaj fizikai és vízgazdálkodási tulajdonságainak vizsgálata. MÉM Szabvány (MÉM Sz-206) , Budapest
196. **VÁRALLYAY Gy.** (1987a) A talaj vízgazdálkodása 40. o. Akadémiai doktori értekezés, Budapest
197. **VÁRALLYAY Gy.** (1987b) A talaj vízgazdálkodása 43-52. o. Akadémiai doktori értekezés, Budapest
198. **VÁRALLYAY Gy.** (1987c) A talaj vízgazdálkodása 63-66. o. Akadémiai doktori értekezés, Budapest
199. **VÁRALLYAY Gy.** (1987d) A talaj vízgazdálkodása 92-93. o. Akadémiai doktori értekezés, Budapest
200. **VÁRALLYAY Gy.** (1987e) A talaj vízgazdálkodása 109. o. Akadémiai doktori értekezés, Budapest
201. **VÁRALLYAY Gy.** (1987f) A talaj vízgazdálkodása 133. o. Akadémiai doktori értekezés, Budapest
202. **VÁRALLYAY Gy.** (1987g) A talaj vízgazdálkodása II. kötet, 1. függelék Akadémiai doktori értekezés, Budapest
203. **VÁRALLYAY Gy., J. SZABÓ, L. PÁSZTOR AND E. MICHÉLI** (1994) SOTER (Soil and Terrain Digital Database) 1:500,000 and its application in Hungary. *Agrokémia és Talajtan* 43:87-108.
204. **VÁRHELYI Á. LEDNECZKINÉ, SZÁVA G.** (1991) Numerikus analízis példatár személyi számítógéphez 99-101. o. Tankönyvkiadó, Budapest
205. **WATSON, K.K.** (1966) An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Resour. Res.* 2:709-715.
206. **WATSON, K.K. AND S.J. LEES** (1975) Simulation of the rainfall-runoff process using a hysteretic infiltration-redistribution model. *Australian J. Soil Res.* 13:133-140.
207. **WHISLER, F.D., A. KLUTE AND R.J. MILLINGTON** (1968) Analysis of steady state evapotranspiration from soil column. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32:167-174.

208. **WIND, G.P.** (1955) A field experiment concerning capillary rise of moisture in a heavy clay soil. *Neth. J. Agr. Sci.* 3:60-69.
209. **WORKMAN S.R., R.W. SKAGGS** (1990) PREFLOW: A water management model capable of simulating preferential flow. *American Society of Agricultural Engineers* 33:1939-1947.
210. **WÖSTEN J.H.M., A. LILLY, A. NEMES, C. LE BAS** (1999) Development and use of dataset of hydraulic properties of European soils. *Geoderma* 90:169-185.
211. **YASSOGLU N., C.S. KOSMAS, N. MOUSTAKAS, E. TZIANIS, N.G. DANALATOS** (1994) Cracking in recent alluvial soils as related to easily determined soil properties. *Geoderma* 63:289-298.
212. **YOUNG M.D.B. AND J.W. GOWING** (1996) The PARCHED-THIRST model user guide version 1.0 Department of Agricultural and Environmental Science King George VI Building University of Newcastle upon Tyne, UK.

## 8. MELLÉKLETEK

### 1. melléklet: A potenciál

A talaj folyadék fázisa energiaállapotával kapcsolatos fogalmakat és meghatározásokat az International Society of Soil Science, 1974-ben kiadott, Soil Physics Terminology című kiadványában az alábbi módon rögzítették.

Adott magasságban, normál légköri nyomáson lévő,  $T_0$  hőmérsékletű, vegytiszta (nulla ozmózisnyomású), szabad (a szilárd fázis hatásától mentes) vízfelület potenciálját megállapodás szerint nullának tekintjük ('nullszint' -  $S_0$ ). A talajszelvény folyadékfázisának egy adott P pontjában az összpotenciál ( $\Phi$ ), a vegytiszta víz egységnyi tömegére vonatkoztatva, egyenlő azzal a munkával, amelyet egy végtelenül kicsi (infinitesimalis) vízmennyiségen, az arra ható erők eredőjével szemben végzünk, miközben azt, reverzibilis és izotermikus módon, a 'nullszintről' a folyadék fázis P pontjába helyezzük át.

$$\Phi = \int_{S_0}^P \sum_i F_i \, ds$$

$\Phi$  mértékegysége  $J \cdot kg^{-1}$ . Az összpotenciált definiálhatjuk a víz egységnyi térfogatára ( $\Psi$ ), illetve egységnyi súlyára (H).  $\Psi$  mértékegysége:  $J \cdot m^{-1}$ , H mértékegysége  $cm_{H_2O}$  (vízoszlop-centiméter). A három potenciál csak egy konstans szorzóban különbözik:  $1 \, cm_{H_2O} = 9,81 \cdot 10^{-2} \, J \cdot kg^{-1}$  illetve  $1 \, J \cdot m^{-1} = 1000 \, J \cdot kg^{-1}$

A definíciók áttekinthetőségének érdekében a következő állapotjelzőkkel jellemzett állapotokat különböztethetjük meg:

$S_1$ : A folyadék fázis P pontjával egy magasságban és normál légköri nyomáson lévő, a szilárd fázis hatásától mentes (szabad),  $T_0$  hőmérsékletű, vegytiszta víz.

$S_2$ : A folyadék fázis P pontjával egy magasságban és normál légköri nyomáson lévő, a szilárd fázis hatásától mentes (szabad),  $T_0$  hőmérsékletű,  $\pi$  ozmózisnyomású talajoldat, amelynek vegyi összetétele megegyezik a vizsgált talaj folyadék fázisának P pontbeli összetételével.

Ezek alapján az összpotenciált az alábbi összetevőkre bonthatjuk.

### 1.1. gravitációs potenciál ( $\Phi_g, h_g$ )

A talajban lévő vízre hat a Föld gravitációs vonzása, amely a 'nullszint'-től való távolságtól függetlenül, mindenhol ugyanakkorának tekinthető. Ebből és a potenciál definíciójából következik, hogy a gravitációs potenciál egyedül a 'nullszint'-től való távolságtól ( $\Delta z$ ) függ: Az infinitezimális vízmennyiségen, irreverzibilis és izotermikus folyamat során végzett munka, a vegytiszta víz egységnyi tömegére vonatkoztatva, miközben azt az  $S_0$  állapotból az  $S_1$  állapotba jut:

$$\Phi_g = \int_{z_0}^{z_1} \mathbf{g} \cdot d\mathbf{s} = \mathbf{g} \cdot (\mathbf{z}_1 - \mathbf{z}_0) = \mathbf{g} \cdot \Delta \mathbf{z}$$

Ahol  $g$  ( $m \cdot s^{-2}$ ) a nehézségi gyorsulás.

Ha a potenciált vízoszlop-centiméterben adjuk meg, akkor a talajszelvény egy adott pontjában a gravitációs potenciál megegyezik a 'nullszint'-től való távolsággal.

$$h_g = \Delta z$$

### 1.2. ozmózipotenciál ( $\phi_o, h_o$ )

Az ozmózipotenciál a vízben oldott anyagok hatására alakul ki. Értékét az a munka adja meg, amelyet egy infinitezimális vízmennyiségen, irreverzibilis és izotermikus folyamat során végzek, a vegytiszta víz egységnyi tömegére vonatkoztatva, miközben azt az  $S_1$  állapotból az  $S_2$  állapotba juttatom:

$$\phi_o = - \int_0^{\pi} \mathbf{V}_v \cdot d\mathbf{p}$$

Ahol  $V_v$  a potenciál definíciójában szereplő infinitezimális vízmennyiség térfogata,  $p$  pedig az ozmóziónyomás.  $V_v$  kis mértékben függ a külső nyomástól és víz, mint oldat vegyi összetételétől illetve töménységétől.

### 1.3. tenziométer-nyomás potenciál (nyomáspotenciál) ( $\phi_t, h_t$ )

Definíció szerint az infinitezimális vízmennyiségen, irreverzibilis és izotermikus folyamat során végzett munka, a vegytiszta víz egységnyi tömegére vonatkoztatva, miközben azt az  $S_2$  állapotból a folyadék fázis P pontjába juttatom. Amennyiben a P

pontba helyezett tenziométer P nyomást mutat, a nyomáspotenciált az alábbi integrál adja:

$$\phi_t = \int_0^P V_v \cdot dp$$

Az eddig nyert kifejezések felhasználásával a talaj folyadék fázisának adott P pontjában az összpotenciál:

$$\Phi = \phi_g + \phi_o + \phi_t = g \cdot \Delta z - \int_0^{\pi} V_v \cdot dp + \int_0^P V_v \cdot dp$$

Adott talaj esetében a gravitációs potenciál a 'nullszint'-től való távolságtól, az ozmózis potenciál a talajoldat töménységétől és vegyi összetételétől, a nyomás potenciál pedig leginkább a talaj nedvességtartalmától függ. A nyomáspotenciálnak három összetevője van.

### 1.3.1. envelop (overburden) potenciál ( $\phi_e, h_e$ )

Az envelop potenciál a talajok szerkezetén keresztül érvényesülő külső mechanikai nyomás hatásából adódik. Ennek oka a vizsgált talajrészre (in situ) ható, a szelvényben felette elhelyezkedő rétegek súlyából adódó nyomás ( $p_r$ ), illetve a talajfelszínére esetlegesen ható plusznyomás ( $p_f$ ). Az envelop potenciál z mélységben:

$$\phi_e = \frac{\alpha}{\rho_v} \cdot (p_r + p_f) = \frac{\alpha}{\rho_v} \cdot \left( \int_0^z \rho_t \cdot g \cdot dz + p_f \right)$$

Ahol  $\rho_v$  a víz sűrűsége,  $\rho_t = \frac{m_s + m_v}{V_t}$ ,  $m_s$  a légszáraz talaj tömege,  $m_v$  a talajnedvesség tömege,  $V_t$  a talaj térfogata. Nem duzzadó (un. rigid mátrixú) talajok esetében a külső nyomást illetve a talaj saját súlyából származó nyomást teljesen a szilárd fázis veszi fel ( $\alpha \approx 0$ , és állandó). Az agyagtartalom növekedésével a talajok  $\alpha$  értéke is növekszik (és függ a külső nyomás nagyságától valamint a nedvességtartalomtól), de mindig kisebb, mint egy.

### 1.3.2. pneumatikus potenciál ( $\phi_p, h_p$ )

A felülről és alulról egyszerre nedvesedő talaj esetében előfordulhat, hogy a légnemű fázis a nem tud a pórustérből távozni. Az ílymódon bezárt levegő normál légköri

nyomáshoz képesti túlnyomásából ( $\Delta p_p$ ) származó potenciált nevezzük pneumatikus potenciálnak. Amennyiben ez a plusznyomás nem befolyásolja a folyadék fázis geometriáját, állandó nedvességtartalom és envelop potenciál mellett, a pneumatikus potenciált az alábbi módon kapjuk meg:

$$\phi_p = \int_0^{\Delta p_p} \mathbf{V}_v \cdot d\mathbf{p}$$

### 1.3.3. mátrixpotenciál ( $\phi_m, h_m$ )

A talaj szilárd fázisa a talajszemcsék felületén működő molekuláris és elektrosztatikus erők, illetve a talaj kapillárisainak szívóereje által hat a vízre. Ezek alapján a mátrixpotenciált két összetevőre bonthatjuk: kapilláris potenciál ( $\Phi_k, h_k$ ) és adhéziós potenciál ( $\Phi_a, h_a$ ). A szilárd fázis felületén a rövid-hatótávolságú adhéziós erők vonzó hatására a víz vékony filmet alkot. A kapillárisok szívó hatása az adhéziós, és kohéziós erők együttes hatásaként értelmezhető. A kohéziós erők hatására a folyadékfázis felszínén kialakuló hártya adhéziós erők által kötődik a szilárd fázishoz. A hártya görbült felülete miatt negatív nyomás alakul ki, mely nagysága fordítottan arányos a kapilláris átmérőjével.

A mátrixpotenciál definíció szerint, adott nedvességtartalom, adott külső nyomás ( $p_r + p_f$ ), és zérus pneumatikus potenciál ( $\Delta p_p = 0$ ) mellett, egyenlő a tenziométer-nyomás potenciállal. Ebből a meghatározásból következik, hogy duzzadó talajok esetében a mátrixpotenciál a nedvességtartalmon túl a talajra ható külső nyomásnak is függvénye. Nem duzzadó talajok esetében a mátrixpotenciál, ha nem is egyértelműen de csak a nedvességtartalomtól függ → **2.6.2. fejezet.**

A nedves talaj száradásakor először a nagyobb majd az egyre kisebb átmérőjű kapillárisok ürülnek ki. A kisebb átmérőjű kapillárisok azonban nagyobb erővel tartják magukban a vizet. Ennek következtében a talaj nedvességének csökkenésével mátrixpotenciál növekszik. A fentiekből az is következik, hogy a mátrixpotenciál a felületi feszültségen keresztül függ a hőmérséklettől is.

A 1.3.1-3. potenciálok összegét illetve az ennek megfelelő nyomásértékeket mérhetjük tenziométerrel.

Szokásos még definiálni az un. **nedvesség potenciált** ( $\phi_n, h_n$ ) is, mint a nyomáspotenciál tisztán csak nedvességfüggő részét. Meghatározása alapján a

nedvesség potenciál, adott nedvességtartalom, zéró külső nyomás ( $p_r + p_f = 0$ ) és zéró pneumatikus potenciál ( $\Delta p_p = 0$ ) mellett egyenlő a nyomáspotenciállal. Rigid mátrixú talajok esetében a nedvesség- és mátrixpotenciál egyenértékű fogalmak.

Amikor a nedvesség a talajban kötött állapotban van a potenciál értéke negatív. A kétfázisú talajban potenciál értéke pozitív illetve a talajvíz szintjén éppen nulla, mivel itt szokták felvenni a gravitációs potenciál nullszintjét is. A talajvíz szintje alatt a nedvességpotenciál értéke a hidrosztatikai nyomással egyenlő. A fenti definíciókat összefoglalva, az összpoteenciál:

$$\Phi = \phi_g + \phi_o + \phi_k + \phi_a + \phi_e + \phi_p + \phi_t$$

Illetve amennyiben a potenciált egységnyi súlyú vízre vonatkoztatjuk:

$$H = h_g + h_o + h_k + h_a + h_e + h_p + h_t$$

- H** összpoteenciál
- h<sub>g</sub>** gravitációs potenciál
- h<sub>o</sub>** ozmotikus potenciál
- h<sub>k</sub>** kapilláris potenciál
- h<sub>a</sub>** adhéziós potenciál
- h<sub>e</sub>** envelop potenciál
- h<sub>p</sub>** pneumatikus potenciál
- h<sub>n</sub>** nedvességpotenciál
- h<sub>m</sub>** mátrixpotenciál
- h<sub>t</sub>** tenziométer-potenciál



## 2. melléklet: Darcy egyenlet érvényessége (homokokban)

Egy áramlás Reynolds-száma definíció szerint:

$$[1] R_e = \frac{q \cdot d \cdot \rho}{\mu}$$

Ahol  $d$  távolságot jelöl, amit homokokban általában a részecskék átmérőjével azonosítanak. Homokokban  $d$  kapcsolatba hozható a telítési vízvezetőképesség talajfüggő részével (*Kutílek and Nielsen, 1994c*).

$$[2] d = K_t^{1/2}$$

A Kozeny-Carman egyenlet:

$$[3] K_t = \frac{P^3}{5 \cdot A_f^2 \cdot (1-P)^2}$$

valamint az [1] és [2] összefüggések felhasználásával nyert egyenlet [4] segítségével megbecsülhetjük, hogy homokokban mekkora áramlási fluxus esetén veszi érvényét a Darcy egyenlet.

$$[4] q = \frac{2,236 \cdot R_e \cdot \mu \cdot A_f \cdot (1-P)}{P^{3/2} \cdot \rho}$$

A szakirodalom alapján:

$$R_e \approx 10 \text{ (Kutílek and Nielsen, 1994c)}$$

$$A_f \approx 20 \text{ m}^2 \cdot \text{kg}^{-1} \text{ (Stefanovits et al., 1999c)}$$

$$P \approx 0,4 \text{ (Stefanovits et al., 1999d)}$$

$$\mu \approx 8 \cdot 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \text{ (Gruber és Blahó, 1963)}$$

$$\rho = 1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$$

Ezek alapján:  $q \approx 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  adódik.

### 3. melléklet: Érzékenység a van Genuchten féle függvény paramétereire

#### 3.1. Érzékenység a $\Theta_s$ paraméterre

Változás a ...								
$\Theta_s$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,50	0,30	0,12	0,08	0,04	0,13	0,10	0,49
Biomasszában (%)	2,06	1,19	0,45	0,41	0,30	0,51	0,45	0,84
Termésben (%)	4,02	2,28	0,71	0,88	0,73	1,36	1,05	1,24

1. táblázat: Érzékenység az A szint  $\Theta_s$  paraméterének megváltozására (csernozjom).

Változás a ...								
$\Theta_s$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,64	0,24	0,12	0,06	0,05	0,07	0,13	0,21
Biomasszában (%)	0,57	0,38	0,17	0,10	0,21	0,24	0,32	0,38
Termésben (%)	1,17	0,86	0,31	0,22	0,58	0,64	0,85	0,94

2. táblázat: Érzékenység a B szint  $\Theta_s$  paraméterének megváltozására (csernozjom).

Változás a ...								
$\Theta_s$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,29	0,16	0,06	0,02	0,05	0,09	0,13	0,33
Biomasszában (%)	0,52	0,29	0,15	0,07	0,04	0,06	0,12	0,27
Termésben (%)	1,06	0,79	0,42	0,19	0,08	0,12	0,24	0,56

3. táblázat: Érzékenység a C szint  $\Theta_s$  paraméterének megváltozására (csernozjom).

Változás a ...								
$\Theta_s$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	4,33	2,10	0,86	0,51	0,41	0,87	2,02	4,08
Biomasszában (%)	3,87	2,05	0,80	0,32	0,37	0,96	1,77	3,50
Termésben (%)	4,10	2,27	0,87	0,30	0,35	1,10	1,83	3,94

4. táblázat: Érzékenység az A szint  $\Theta_s$  paraméterének megváltozására (barna erdőtalaj).

Változás a ...								
$\Theta_s$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	1,70	0,98	0,47	0,28	0,16	0,45	0,95	1,77
Biomasszában (%)	1,54	0,97	0,26	0,16	0,17	0,31	0,58	1,05
Termésben (%)	1,84	1,15	0,28	0,18	0,15	0,28	0,50	0,88

5. táblázat: **Érzékenység a B szint  $\Theta_s$  paraméterének megváltozására (barna erdőtalaj).**

Változás a ...								
$\Theta_s$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	2,44	0,96	0,28	0,16	0,14	0,19	0,42	0,58
Biomasszában (%)	8,32	3,50	1,31	0,69	0,42	0,78	1,80	2,72
Termésben (%)	13,10	5,54	2,03	1,10	0,67	1,28	2,95	4,62

6. táblázat: **Érzékenység a C szint  $\Theta_s$  paraméterének megváltozására (barna erdőtalaj).**

### 3.2. Érzékenység a $\Theta_r$ paraméterre

Változás a ...								
$\Theta_r$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,11	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
Biomasszában (%)	0,13	0,08	0,02	0,01	0,01	0,02	0,05	0,11
Termésben (%)	0,16	0,10	0,03	0,01	0,01	0,03	0,07	0,14

7. táblázat: **Érzékenység az A szint  $\Theta_r$  paraméterének megváltozására, (barna erdőtalaj).**

Változás a ...								
$\Theta_r$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Biomasszában (%)	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06
Termésben (%)	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06

8. táblázat: **Érzékenység a B szint  $\Theta_r$  paraméterének megváltozására, (barna erdőtalaj).**

Változás a ...								
$\Theta_r$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Biomasszában (%)	0,12	0,08	0,02	0,01	0,01	0,02	0,08	0,14
Termésben (%)	0,22	0,14	0,02	0,01	0,01	0,02	0,14	0,24

9. táblázat: **Érzékenység a C szint  $\Theta_r$  paraméterének megváltozására, (barna erdőtalaj).**

A csernozjom talaj minden szintjének  $\Theta_r$  paramétere 0 volt, így arra nem végeztem el a vizsgálatot.

### 3.3. Érzékenység az $\alpha$ paraméterre

Változás az ...								
$\alpha$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,11	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,06	0,07
Biomasszában (%)	0,26	0,20	0,35	0,32	0,30	0,26	0,44	0,30
Termésben (%)	0,56	0,40	0,84	0,84	0,72	0,65	1,03	0,79

10. táblázat: **Érzékenység az A szint  $\alpha$  paraméterének megváltozására (csernozjom).**

Változás az ...								
$\alpha$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,05	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,04	0,08
Biomasszában (%)	0,23	0,23	0,07	0,03	0,05	0,07	0,08	0,15
Termésben (%)	0,62	0,63	0,13	0,06	0,09	0,13	0,15	0,28

11. táblázat: **Érzékenység a B szint  $\alpha$  paraméterének megváltozására (csernozjom).**

Változás az ...								
$\alpha$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Biomasszában (%)	0,07	0,04	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,07
Termésben (%)	0,16	0,08	0,04	0,03	0,06	0,07	0,07	0,18

12. táblázat: **Érzékenység a C szint  $\alpha$  paraméterének megváltozására (csernozjom).**

Változás az ...								
$\alpha$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	1,71	0,82	0,27	0,07	0,26	0,36	0,78	1,39
Biomasszában (%)	1,25	0,59	0,22	0,09	0,11	0,19	0,50	1,05
Termésben (%)	1,20	0,50	0,19	0,08	0,11	0,16	0,45	1,05

13. táblázat: **Érzékenység az A szint  $\alpha$  paraméterének megváltozására (barna erdőtalaj).**

Változás az ...								
$\alpha$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,74	0,44	0,11	0,04	0,06	0,15	0,25	0,49
Biomasszában (%)	0,48	0,30	0,11	0,07	0,05	0,13	0,24	0,55
Termésben (%)	0,49	0,29	0,10	0,07	0,07	0,17	0,29	0,72

14. táblázat: **Érzékenység a B szint  $\alpha$  paraméterének megváltozására (barna erdőtalaj).**

Változás az ...								
$\alpha$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	1,63	0,86	0,31	0,22	0,25	0,39	0,90	1,92
Biomasszában (%)	1,59	0,83	0,27	0,16	0,17	0,30	0,68	1,13
Termésben (%)	2,73	1,43	0,50	0,27	0,22	0,52	1,30	2,21

15. táblázat: **Érzékenység a C szint  $\alpha$  paraméterének megváltozására (barna erdőtalaj).**

### 3.4. Érzékenység az n paraméterre

Változás az ...								
n paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	1,51	0,49	0,14	0,13	0,11	0,16	0,35	0,68
Biomasszában (%)	9,82	2,01	1,23	0,85	0,64	1,16	1,84	2,31
Termésben (%)	17,41	4,37	2,94	1,98	1,42	2,42	3,49	4,15

16. táblázat: **Érzékenység az A szint n paraméterének megváltozására (csernozjom).**

Változás az ...								
n paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	1,76	0,84	0,22	0,14	0,18	0,43	1,15	2,60
Biomasszában (%)	3,42	1,38	0,57	0,36	0,48	0,79	2,09	2,18
Termésben (%)	6,45	2,62	1,18	0,95	1,15	1,82	4,52	4,50

17. táblázat: **Érzékenység a B szint n paraméterének megváltozására (csernozjom).**

Változás az ...								
n paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	1,52	0,73	0,27	0,13	0,15	0,17	0,54	1,03
Biomasszában (%)	0,80	0,53	0,22	0,12	0,25	0,40	0,73	1,74
Termésben (%)	1,50	1,11	0,42	0,21	0,63	1,04	1,46	3,85

18. táblázat: **Érzékenység a C szint n paraméterének megváltozására (csernozjom).**

Változás az ...								
n paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	11,25	5,32	2,16	1,01	1,05	1,93	4,89	9,28
Biomasszában (%)	9,68	4,63	2,16	1,24	1,03	1,97	4,88	9,55
Termésben (%)	10,28	5,06	2,44	1,45	1,18	2,25	5,50	10,49

19. táblázat: **Érzékenység az A szint n paraméterének megváltozására (barna erdőtalaj).**

Változás az ...								
n paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	5,83	2,29	0,88	0,47	0,47	0,75	1,79	2,90
Biomasszában (%)	3,37	1,60	0,57	0,31	0,54	0,86	1,63	2,48
Termésben (%)	3,73	1,95	0,57	0,33	0,72	1,09	2,14	3,30

20. táblázat: **Érzékenység a B szint n paraméterének megváltozására (barna erdőtalaj).**

Változás az ...								
n paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	5,18	2,39	0,97	0,41	0,41	0,83	2,27	4,55
Biomasszában (%)	6,35	3,88	1,52	0,89	0,76	1,64	4,26	8,37
Termésben (%)	12,55	7,73	2,97	1,71	1,43	2,89	7,93	14,64

21. táblázat: **Érzékenység a C szint n paraméterének megváltozására (barna erdőtalaj).**

### 3.5. Érzékenység a $K_s$ paraméterre

Változás a ...								
$K_s$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,04	0,05	0,09	0,04	0,01	0,01	0,09	0,11
Biomasszában (%)	0,30	0,32	0,26	0,26	0,36	0,35	0,22	0,25
Termésben (%)	0,75	0,78	0,61	0,65	0,91	0,84	0,42	0,46

22. táblázat: **Érzékenység az A szint  $K_s$  paraméterének megváltozására (csernozjom).**

Változás a ...								
$K_s$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Biomasszában (%)	0,06	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04
Termésben (%)	0,08	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,07	0,10

23. táblázat: **Érzékenység a B szint  $K_s$  paraméterének megváltozására (csernozjom).**

Változás a ...								
$K_s$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Biomasszában (%)	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
Termésben (%)	0,07	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	0,06	0,07

24. táblázat: **Érzékenység a C szint  $K_s$  paraméterének megváltozására (csernozjom).**

Változás a ...								
$K_s$ paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,08	0,04	0,02	0,00	0,02	0,02	0,06	0,14
Biomasszában (%)	0,27	0,10	0,05	0,02	0,05	0,06	0,11	0,19
Termésben (%)	0,39	0,14	0,07	0,03	0,06	0,08	0,15	0,26

25. táblázat: **Érzékenység az A szint  $K_s$  paraméterének megváltozására (barna erdőtalaj).**

Változás a ...								
K <sub>S</sub> paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,20	0,08	0,00	0,00	0,00	0,05	0,17	0,20
Biomasszában (%)	0,15	0,07	0,04	0,01	0,01	0,02	0,05	0,13
Termésben (%)	0,12	0,07	0,05	0,01	0,01	0,02	0,05	0,13

26. táblázat: **Érzékenység a B szint K<sub>S</sub> paraméterének megváltozására (barna erdőtalaj).**

Változás a ...								
K <sub>S</sub> paraméter értékében (%)	-10	-5	-2	-1	+1	+2	+5	+10
LAI maximumában (%)	0,99	0,47	0,13	0,05	0,18	0,27	0,49	0,79
Biomasszában (%)	1,06	0,66	0,21	0,09	0,11	0,21	0,46	1,12
Termésben (%)	2,02	1,21	0,36	0,17	0,19	0,37	0,88	2,02

27. táblázat: **Érzékenység a C szint K<sub>S</sub> paraméterének megváltozására (barna erdőtalaj).**



## TARTALOMJEGYZÉK

<b>1. BEVEZETÉS .....</b>	<b>1</b>
<b>2. IRODALMI ÁTTEKINTÉS .....</b>	<b>3</b>
2.1. A VÍZÁRAMLÁS ALAPEGYENLETÉNEK TÖRTÉNETE .....	3
2.2. A RICHARDS EGYENLET FELÉPÍTÉSE .....	5
2.2.1. A víztartókéesség függvény, pF görbe, $h(\Theta)$ .....	6
2.2.2. A víztartókéesség függvény matematikai leírása .....	7
2.2.2.1. <i>Bi- és multimodális talajok víztartókéesség függvénye</i> .....	8
2.2.3. A vízvezetőképesség függvény, $K(h)$ .....	10
2.2.4. A relatív vízvezetőképesség függvény matematikai leírása, $k_r(h)$ .....	11
2.2.5. A víztartó és vízvezetőképesség függvények kapcsolata .....	11
2.2.5.1. <i>Bi- és multimodális talajok vízvezetőképesség függvénye</i> .....	13
2.3. A $h(\Theta)$ ÉS $K(h)$ FÜGGVÉNYEK PARAMÉTEREINEK MEGHATÁROZÁSA .....	14
2.3.1. Mérésen alapuló módszerek .....	14
2.3.2. Pedotranszfer függvények .....	15
2.4. A DARCY ILLETVE RICHARDS EGYENLETEK ÉRVÉNYESSÉGI TARTOMÁNYA ....	17
2.5. A RICHARDS EGYENLET KRITIKÁJA .....	19
2.6. A RICHARDS EGYENLETTEL KÖZVETLENÜL NEM LEÍRHATÓ TALAJFIZIKAI JELENSÉGEK .....	20
2.6.1. Növényi vízfelvétel .....	21
2.6.2. Hiszterézis .....	21
2.6.2.1. <i>A talaj víztartókéességének hiszterézise</i> .....	21
2.6.2.2. <i>A hiszterézis okai</i> .....	23
2.6.2.3. <i>A talaj vízvezetőképességének hiszterézise</i> .....	25
2.6.2.4. <i>A hiszterézis leírása – 'domain' elméletek</i> .....	26
2.6.2.5. <i>A hiszterézis leírása – analitikus módszerek</i> .....	27
2.6.3. Preferential flow illetve Bypass flow (Elkerülő áramlás).....	27
2.6.3.1. <i>Nedves talajban lejátszódó elkerülő áramlás</i> .....	27
2.6.3.2. <i>Száraz talajban lejátszódó elkerülő áramlás</i> .....	28
2.6.4. Kérgesedés, eliszapolódás, eltömődés (sealing, crusting, clogging) ....	28
2.6.5. Fagyás .....	29
2.7. A RICHARDS EGYENLET MEGOLDÁSA .....	30

2.8. A VÍZMOZGÁS MODELLEZÉSE .....	31
2.8.1. Mikroszkopikus léptékű vízmozgás modellek (egy másik lehetőség) .....	32
<b>3. ANYAG ÉS MÓDSZER .....</b>	<b>35</b>
3.1 A 4M .....	35
3.2. KÜLÖNBÖZŐ NEDVESSÉGFORGALOM-MODELLEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA .....	36
3.2.1. Mérleg modellek .....	36
3.2.2. Kapacitív modellek .....	37
3.2.2.1. Potenciális evapotranszpiráció .....	39
3.2.2.2. Talajpárolgás .....	40
3.2.2.3. Növényi vízfelvétel .....	40
3.2.2.4. A továbbbszivárgó csapadék mennyiségének kiszámítása .....	41
3.2.2.5. Felfelé irányuló kapilláris vízmozgás mennyiségének kiszámítása .....	41
3.2.3. Konduktív modellek .....	41
3.2.4. Nedvességforgalmi modellek összehasonlítása a 4M segítségével .....	44
3.2.4.1. Korábbi mérési adatokból származtatott paraméterek .....	44
3.2.4.2. Saját mérések alapján meghatározott paraméterek .....	46
3.3. ÉRZÉKENYSÉG VIZSGÁLATOK .....	48
3.3.1. Érzékenység a víztartókéesség függvény típusára .....	49
3.3.2. Érzékenység a víztartókéesség függvény paramétereire .....	51
3.3.3. Érzékenység a hiszterézis figyelembevételére .....	53
3.3.4. Érzékenység az elkerülő áramlás figyelembevételére .....	54
3.3.5. Érzékenység a bimodalitás figyelembevételére .....	57
3.3.6. Érzékenység a potenciális evapotranszpiráció számítás módjára .....	59
3.4. PEDOTRANSZFER FÜGGVÉNYEK ALKALMASSÁGA TALAJADATOK BECSLÉSÉRE .	60
3.4.1. A pedotranszfer függvények előállítására .....	62
3.4.2. Pedotranszfer függvények összehasonlítása .....	63
3.4.3. Pedotranszfer függvények becslései, mint modell inputok .....	64
3.5. TALAJPARAMÉTEREK BECSLÉSE A SHAO-HORTON MÓDSZERREL .....	66
3.5.1. Shao-Horton módszer .....	66
3.5.2. A fő nedvesedési görbe meghatározása .....	68
3.6. A 4M MODELL ÖSSZEKAPCSOLÁSA A SOTER ADATBÁZISSAL .....	69

<b>4. EREDMÉNYEK ÉS ÉRTÉKELÉSÜK .....</b>	<b>71</b>
4.1. NEDVESSÉGFORGALMI MODELLEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA A 4M SEGÍTSÉGÉVEL .	71
4.1.1. Az eltérések lehetséges okai .....	76
4.2. ÉRZÉKENYSÉG VIZSGÁLATOK .....	78
4.2.1. Érzékenység a víztartókéesség függvény típusára .....	78
4.2.2. Érzékenység a víztartókéesség függvény paramétereire .....	79
4.2.3. Érzékenység a hiszterézis figyelembevételére .....	80
4.2.4. Érzékenység az elkerülő áramlás figyelembevételére .....	81
4.2.5. Érzékenység a bimodalitás figyelembevételére .....	83
4.2.6. Érzékenység a potenciális evapotranszpiráció számítás módjára .....	83
4.3. PEDOTRANSZFER FÜGGVÉNYEK ALKALMASSÁGA TALAJADATOK BECSLÉSÉRE .	85
4.3.1. PTF-ek becslései modell inputként .....	89
4.4. TALAJPARAMÉTEREK BECSLÉSE SHAO-HORTON MÓDSZERREL .....	92
4.5. A 4M MODELL ÖSSZEKAPCSOLÁSA A SOTER ADATBÁZISSAL .....	96
4.6. A 4M MODELL FŐBB JELLEMZŐI .....	97
<b>5. ÖSSZEFOGLALÁS .....</b>	<b>100</b>
5.1. NEDVESSÉGFORGALMI MODELLEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA A 4M SEGÍTSÉGÉVEL .	101
5.2. ÉRZÉKENYSÉG VIZSGÁLATOK .....	102
5.3. PEDOTRANSZFER FÜGGVÉNYEK ALKALMASSÁGA TALAJADATOK BECSLÉSÉRE .	103
5.4. TALAJPARAMÉTEREK BECSLÉSE A SHAO-HORTON MÓDSZERREL .....	104
5.5. 4M VER.: 2.0 .....	104
<b>6. ÚJ ÉS ÚJSZERŰ TUDOMÁNYOS EREDMÉNYEK .....</b>	<b>105</b>
<b>7. IRODALOMJEGYZÉK .....</b>	<b>107</b>
<b>8. MELLÉKLETEK .....</b>	<b>123</b>