

1D-S TALAJVÍZSZINT MODELLEZÉSEK KALIBRÁLÁSÁNAK LEHETŐSÉGEI

Zagyva Dániel

Felső-Tisza-vidéki Vízügyi Igazgatóság

KIVONAT

Egyik legnehezebb feladat a valóságban végbemenő folyamatok matematikai leírása. A kézi számolásokat felváltották a modellezések, melyeket számítógépen végzünk annak érdekében, hogy a lehető legpontosabb képet kapjunk egy természeti jelenségről. A megnövekedett adat mennyiségek és igények ezt elengedhetlenné tették, melybe a dolgozat is betekintést enged egy talajban végbemenő jelenségen keresztül, a talajvízszint modellezés példáján. Számtalan bemenő adat szükséges, melyek hidrológiai, hidraulikai és talajhoz köthetők, valamint ezek egymásra hatása sem kezelhető elszigetelten. Egy jó modell akkor hoz megfelelő eredményt, illetve valósághoz közelit, ha azon kalibrálást hajtunk végre, vagyis egy valóságos helyzetet igyekszünk leképezni benne. Ennek a folyamatát és lehetőségeit igyekszik bemutatni a dolgozat a Hydrus 1D program segítségével.

KULCSSZAVAK: modellezés, Hydrus, talajvíz, szivárgás, belvíz

1. SZAKIRODALMI ÁTTEKINTÉS

A talajba szivárgó vizek jellemzően függőleges irányúak. A felszín alá szivárogva a vizek először a háromfázisú – telítetlen – zónába kerülnek, majd onnan tovább perkolálva éri el a talajvízszintet, a kétfázisú – telített – zónát, tehát a talaj a felszín felől fokozatosan nedvesedik át. A folyamatot befolyásolja a csapadék jellemzője és halmazállapota, talajfelszín tulajdonsága és állapota, talajfizikai paraméterek, a talaj eredeti víztartalma és a terepfelszín esése. (Vermees, 1997)

A beszivárgást nagyban befolyásolja a talajvíz elhelyezkedése a felszínhez képest. A talajvízszint süllyedés egyre fokozódó akadályokat jelent a vízgazdálkodás területén. Az ország viszonylatában vizsgálva jelentős problémát jelent a csapadékok növekvő intenzitása - a lehullott mennyiségek ugyan nem változnak, de változó eloszlásban vagy időben jelentkeznek. A csapadékok időbeli változása miatt egyre növekvő öntözések, felszín alatti készletek fokozódó kihasználása és a földhasználatokban bekövetkező változások egyre csak fokozzák a szárazodást, és a talajvízszintek csökkenését. A csökkenő tendencia továbbá megfigyelhető a vízfolyások, folyók rögzített vízszintjeiben is. Különösen a kisvízi adatok kiértékelésénél szembeűnő ez a jelenség, mely a vízfolyások szabályozásának következménye. (Konecsny és Nagy, 2014)

A felszíni vízmozgásokhoz hasonlóan a felszín alatti vizek esetén is kétféle vízmozgás alakulhat ki. Lamináris vízmozgás esetén a víz részecskék pályája meghatározott, és nem keresztezik egymást, míg a turbulens vízmozgás esetén szabálytalan, és keresztező a részecskék pályája. Reynolds, kísérleteit követően sikerült elkülönítenie a vízmozgás típusokat, melyek választója a kritikus vízmozgás. Elemzése nyomán megállapítható, hogy még a durva szemcsés talajokban kialakuló vízmozgások is jóval a kritikus érték alatt maradnak, ezért szivárgási kérdésekben minden vízmozgást célszerűen lamináris vízmozgásnak feltételeznek. (Reynolds, 1883)

A talajban a telített és telítetlen közeg egzakt elválasztása csupán elméletben lehetséges. A felszínen és közelében telítetlen, háromfázisú a közeg és a talajvízszint közelében és alatta telített, kétfázisú. Az éles határfelület helyett egy átmeneti, kapilláris zóna jön létre. A talajvízszint mélységében a pórusfolyadék nyomásszintje megegyezik a légköri nyomással, így a ψ nyomómagasság zérus. A talajvízszint alatt a folyadéknyomás miatt $\psi > 0$, míg felette $\psi < 0$ értéket vesz fel. A telítetlen zónában a térfogati víztartalom és a szivárgási tényező a nyomómagasság függvényeként írható fel. A térfogati víztartalom és a nyomómagasság közötti függvény alakja eltér a nedvesedés és a száradás során, tehát a görbének hiszterézise van.

1.1. Szivárgás telített talajokban

A beszivárgó vizek hidraulikai tulajdonságait vizsgálva megállapítható, hogy a szivárgás történhet telített vagy telítetlen közegben. Telített talajokra Henry Darcy francia származású mérnök alkotta meg a máig használt **1. egyenletet**:

$$q = -k_s * \frac{\Delta H}{L} \quad (1)$$

ahol:

q – víz fluxus [m/s]

k_s – telített talaj szivárgási tényezője [m/s]

$\Delta H/L$ – hidraulikus gradiens [-]

Darcy-féle törvény alapján a sebesség (fluxus) a nehézségi erővel egyenesen, a súrlódási ellenállással fordítottan arányos. Több kutató is vitatja az összefüggés helyességét, mondván előállítása és megfigyelése gyakran csak laboratóriumi körülmények közt valósul meg.

A szivárgás alapvető összefüggése összeillesztve a porózus közegben áramló folyadékok tömegmegmaradásának folytonossági egyenletével megadja a szivárgás alapegyenletét.

Nem permanens esetben az **2. egyenlet** írja le a szivárgási egyenlet:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \rho S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2)$$

ahol:

h – nyomásszint [m]

x, y, z – tér irányai

k_x, k_y, k_z – tér 3 irányában szivárgási tényezők [m/s]

ρ – folyadék sűrűsége [kg/m³]

S_s – fajlagos tárolási tényező [1/m]

A fajlagos tárolási tényező az egységnyi nyomásszint-változás hatására a kőzet kompressziója miatt, illetve a víz tágulása miatt felszabaduló vízmennyiség összege. A nyílt tükrű rendszerekben a víztárolási képességet fajlagos hozammal lehet jellemezni. A fajlagos hozam az a vízmennyiség, amennyi felszabadul egy egységnyi felületű, nyílt tükrű vízádból, miközben a nyomásszint egységnyit csökken.

Amennyiben a közeg anizotróp, akkor a szivárgási tényező komponensei nem egyenlők, ezért az **3. egyenletre** módosul a számítás.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (3)$$

ahol:

h – nyomásszint [m]

x, y, z – tér irányai

k_x, k_y, k_z – tér 3 irányában szivárgási tényezők [m/s]

A telített közegbeli permanens szivárgás egyenletének (Laplace – egyenlet) megoldása megmutatja a piezometrikus nyomásszint értékét bárhol a háromdimenziós áramlási térben. Szűkség szerint átszámítható kétdimenziós esetre, mely során az egyenlet megfelelő tagja egyszerűsödik és ekkor egy sík mentén megmutatja a nyomásszint eloszlását.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (4)$$

ahol:

h – nyomásszint [m]

x, y, z – tér irányai

1.2. Szivárgás telítetlen talajokban

A háromfázisú, telítetlen talajokban végbemenő áramlásokat a nedvességtenziós-különbségek okozzák. Ekkor vízmozgás csak az adott tenzióknál vizet tartalmazó és egymással összefüggő pórusokban képes létrejönni, melynek egyenes következménye, hogy a telítetlen talaj vízvezető képessége mindig kisebb, mint a telített talajok már gyakorlatilag állandósult sebessége.

A Darcy-törvény telítetlen közegre vonatkozóan az 5. egyenlet formájában írható fel.

$$v = -k(\psi) * \nabla h \quad (5)$$

Ekkor a szivárgás alapegyenletének alakját a **6. egyenlet** mutatja be.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_{x,y,z}(\psi) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_{x,y,z}(\psi) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{x,y,z}(\psi) \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (6)$$

ahol:

h – nyomásszint [m]

x, y, z – tér irányai

$k\psi$ – szivárgási tényező a nyomómagasság függvényében [m/s]

θ – térfogati víztartalom [-]

A dolgozat célját figyelembe véve a Hydrus-1D Windows alapú modellező program alkalmazása célravezető. A szoftver képes a talajban végbemenő víz-, hő- és anyagáram modellezésére telített vagy telítetlen közegben egyaránt. A talajban lejátszódó vízáramlás számításához felhasználja a talaj víztartóképtességét és vízvezetőképtességét (Šimůnek és társai, 2005). A feladat végrehajtása során a Richards-egyenletet (**7. egyenlet**) megoldására numerikus sémát alkalmaz, mellyel mind a két- és háromfázisú zónában képes vízáramlást számítani.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[k \frac{\partial h}{\partial x} \right] - S \quad (7)$$

ahol:

θ : talajnedvesség-tartalom [-]

t : idő [s]

h : vízpotenciál [m]

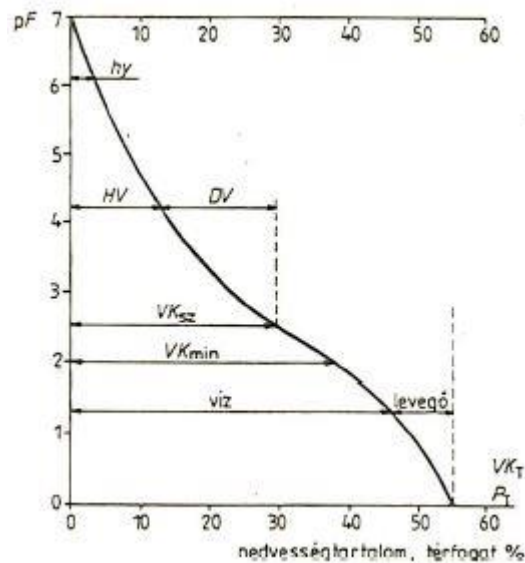
x : térbeli koordináta [m]

k : vízvezető képesség [m/s]

S : növényi vízfogyasztás [m/s]

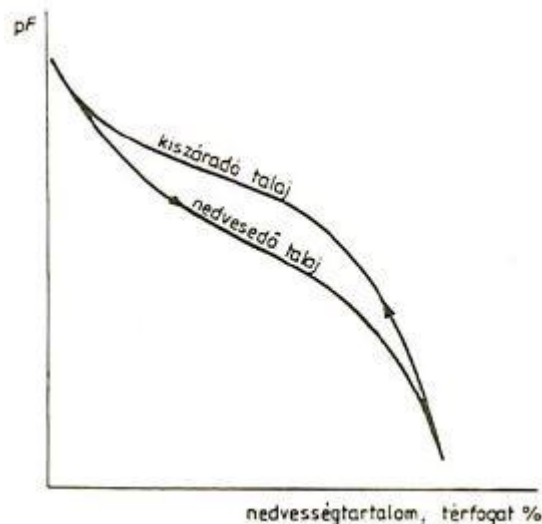
A talaj nedvességtartalma és annak elmozdításához szükséges energia érték között szoros összefüggés van. A gravitációs pórusterben lévő víz a gravitációs erő hatására képes elhagyni a rendszer lefelé irányuló mozgásban. Ezek után a kapillárisan kötött vizek eltávolítása többlet energiát igényel, tehát a víz kiürülésével megnő az eltávolításhoz szükséges energia mennyi-

sége. A nedvességállapot és az energiaállapot összefüggését a pF-görbe értelmezi. Erről leolvasható egy adott kultúra termesztése során a holtvíztartalom (HV), szabadföldi vízkapacitás (VKsz), minimális vízkapacitás (VKmin) és a teljes vízkapacitás (VK_T). (**1. ábra**)



1. ábra. pF görbe értelmezése (Vermes, 1997)

Az azonos energiaszint mellett a kiszáradó félben lévő talaj több nedvességet képes magában tartani, mint a nedvesedő talaj, amit hiszterézisnek neveznek (**2. ábra**). A **2. ábra** megalkotásához szükséges egyenletekből ismertetésre kerül a van Genuchten által készített összefüggés (van Genuchten, 1980) (**8.-9. egyenletek**), azonban számos egyéb lehetőség is alkalmazható, mint a van Genuchten - Mualem modell levegőbelépéssel a talajba, a módosított van Genuchten - Mualem modell, Brooks és Corey egyenlete, Kosugi lognormal eloszlási modellje vagy a kettős porozitású modell. (Šimůnek és társai, 2005)



2. ábra. Hiszterézis értelmezése (Vermes, 1997)

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^{n-m}]} \dots h < 0 \text{ esetén} \\ \theta_s \dots h \geq 0 \text{ esetén} \end{cases}$$

$$K(h) = K_s S_e \left[1 - (S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (9)$$

ahol,

h_s – levegő belépési érték [m]

θ_s – telített víztartalom [-]

θ_r – reziduális víztartalom [-]

α , m , n – empirikus paraméterek [1/m], [-], [-]

S_e – hatékony víztartalom [-]

K_s – telített hidraulikai vezetőképesség [m/s]

K_r – relatív hidraulikai vezetőképesség [m/s]

$K_h(h_k)$ – telítetlen hidraulikai vezetőképesség adott nyomás szinten [m/s]

2. KIINDULÁSI ADATOK

A kitűzött célok megvalósításához számos bemenő adat szükséges a talaj tulajdonságokról, meteorológiai tényezőkről, domborzati tulajdonságokról. Ebben nyújtott segítséget a területileg illetékes Körös-vidéki Vízügyi Igazgatóság. Az **1. táblázat** a dolgozat elkészítése során felhasznált adatok forrásait foglalja össze.

1. táblázat. Felhasznált adatok és azok forrása

Adat megnevezése	Adat forrása
Talajvíz adatok	Körös-vidéki Vízügyi Igazgatóság, Vízzajzi Monitoring Osztály
Csapadék adatok	Körös-vidéki Vízügyi Igazgatóság, Vízzajzi Monitoring Osztály
Hó adatok (vastagság és hóvízgyenérték)	Körös-vidéki Vízügyi Igazgatóság, Vízzajzi Monitoring Osztály
Hőmérséklet (maximum, minimum, átlag)	Körös-vidéki Vízügyi Igazgatóság, Vízzajzi Monitoring Osztály
Talajrétegek és tulajdonságok	EU SOIL HYDRO GRID
Szélesség	Körös-vidéki Vízügyi Igazgatóság, Vízzajzi Monitoring Osztály
Páratartalom	https://www.wunderground.com/
Napfénytartam	https://www.met.hu/

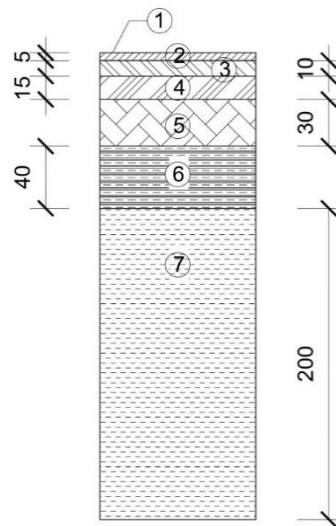
3. A MODELL STRUKTÚRÁJA

2. táblázat. Talajrétegek hidraulikai tulajdonságai (Tóth és társai, 2017)

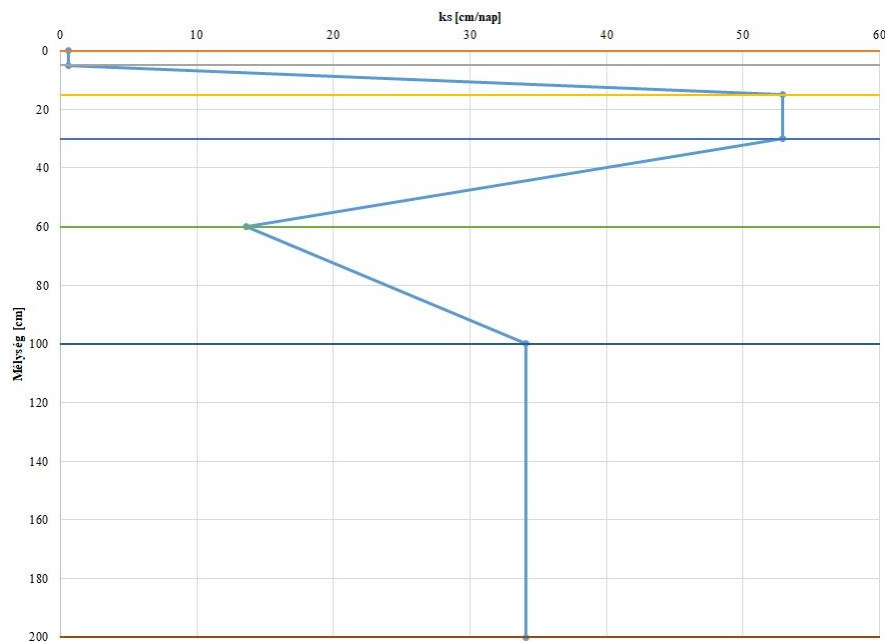
Paraméter	Talajréteg mélysége						
	0 cm	5 cm	15 cm	30 cm	60 cm	100 cm	200 cm
θ_r [-]	0.0407	0.0407	0.0407	0.0407	0.0407	0.0407	0.0407
θ_s [-]	0.4792	0.4858	0.4762	0.4641	0.4664	0.4645	0.4628
α [-]	0.0107	0.0123	0.0146	0.0145	0.0134	0.0152	0.0154
n [-]	1.1827	1.1946	1.1939	1.1854	1.1946	1.2126	1.2144
m [-]	0.1545	0.1629	0.1624	0.1564	0.1629	0.1753	0.1765
k_s [cm/nap]	0.61	0.61	52.89	52.89	13.59	34.08	34.08

A **2. táblázatban** bemutatott talajparaméter értékek a reziduális víztartalom (θ_r) telített víztartalom (θ_s), empirikus paraméterek (α , m , n) és a telített hidraulikai vezetőképesség (k_s). Az értékek helyes meghatározásával többen is foglalkoztak külföldi szakirodalmakat vizsgálva, melyek megfelelő közelítést tettek saját mintaterületükön. (Xu – Xueyi, 2013)

Megvizsgálva a **2. táblázat** értékeit megállapítható, hogy a vizsgált talajszelvény felső 5 cm rétege a homokos agyagok szivárgási tényezőjével egyező, míg a mélyebb rétegek az agyagos homokok tulajdonságaira hasonlítanak. A rendelkezésre álló adatok alapján a **3. ábrán** látható mintatalajoszlop került megalkotásra, melyen a rétegvastagságok centiméter mértékegységben értelmezendők, valamint a feltüntetett számok a talajrétegek szintjét jelöli az **2. táblázat** alapján. A talajoszlop készítése során a talajadatok kizárólag a 7. számú rétegig tartalmaztak információt - 2,0 m mélységig -, azonban a talajvizadatok alapján a minimális szükséges talajoszlop mélység 3,0 m, így az adattal nem rendelkező mélységben az utolsó talajréteg adata került kiterjesztésre.



3. ábra. Minta talajoszlop bemutatása



4. ábra. Telített vízvezetőképesség eloszlása a vizsgált talajszelvényben

A **4. ábra** értelmezése során kitűnik a felső talajréteg tömörödött állapota – mely eredhet antropogén hatásokból, mint a helytelen mezőgazdasági művelés - ami nagyban gátolja és késlelteti a felszíni vizek beszivárgását.

4. MODELL KALIBRÁLÁS

Kezdeti lépésként a szükséges volt a modellezéshez elengedhetetlen bemenő adatok feldolgozása és ábrázolása. A végleges modell elkészítéséhez és annak megértéséhez szükséges volt több, egyszerűbb futtatás elkészítése rövidebb időtávlatokra és egymástól eltérő peremfeltételek működésének megfigyelése. Ennek során ki kellett jelölni a legfontosabb befolyásoló tényezőket a modellezés során, valamint azoknak a változtatásával egy modellérzékenységi vizsgálatot végrehajtani. Fő befolyásoló tényezők lettek a talajrétegek száma, a fő folyamatok, alsó hidraulikai peremfeltétel és a meteorológiai peremfeltétel, mely magába foglalja a talajvízszint változását is. A lefuttatott modellek beosztását az **3. táblázat** foglalja össze. Az össze-foglalt átlag hibák az előjelhelyesen összeadott eltérések futtatási időre visszavetített értéke a mért talajvízszinttől. Az oszlopban szereplő negatív előjeles értékek szerint a modellezett talajvízszint az eredeti alatt helyezkedik el, a pozitív érték szerint pedig felette. A szórás értékek pedig a számított talajvízmélység értékek közötti szórást mutatja meg. Ebből a szempontjából kedvezőbb a nagyobb érték, hiszen akkor idő mentén nagyobb differenciát alkotott a program, tehát az élesebb változások jobban közelítik a valóságot.

3. táblázat. Modell kalibrálás során elkészített futtatások

Ssz.	Időszak [nap]	Peremfeltétel		Szórás [-]	Átlag hiba [cm]
		Felső	Alsó		
2.	50	Felszíni lefolyás	Állandó fluxus	10,71	-2,55
3.	50	Felszíni lefolyás	Állandó fluxus	5,88	1,62
4.	50	Felszíni lefolyás	Állandó fluxus	5,18	3,57
5.	50	Felszíni lefolyás	Állandó fluxus	4,84	-0,48
6.	100	Felszíni lefolyás	Állandó fluxus	13,35	7,51
7.	100	Felszíni lefolyás	Állandó fluxus	10,47	-0,98
8.	100	Felszíni lefolyás	Állandó fluxus	10,67	-6,48
9.	100	Felszíni lefolyás	Állandó fluxus	9,89	-1,15
10.	150	Felszíni lefolyás	Állandó fluxus	17,68	-4,90
11.	150	Felszíni lefolyás	Állandó fluxus	18,70	17,10
12.	150	Felszíni lefolyás	Mély beszivárgás	13,85	-11,12
13.	150	Felszíni lefolyás	Mély beszivárgás	18,65	13,09
14.	150	Felszíni lefolyás	Mély beszivárgás	18,00	5,43
15.	516	Felszíni tározódás	Mély beszivárgás	74,96	-101,94
16.	516	Felszíni tározódás	Mély beszivárgás	67,26	-27,52
17.	516	Felszíni tározódás	Mély beszivárgás	66,34	-60,72
18.	516	Felszíni tározódás	Mély beszivárgás	44,33	43,89
19.	516	Felszíni tározódás	Mély beszivárgás	43,41	18,38
20.	516	Felszíni tározódás	Mély beszivárgás	43,43	11,38
21.	516	Felszíni tározódás	Mély beszivárgás	59,33	-28,07

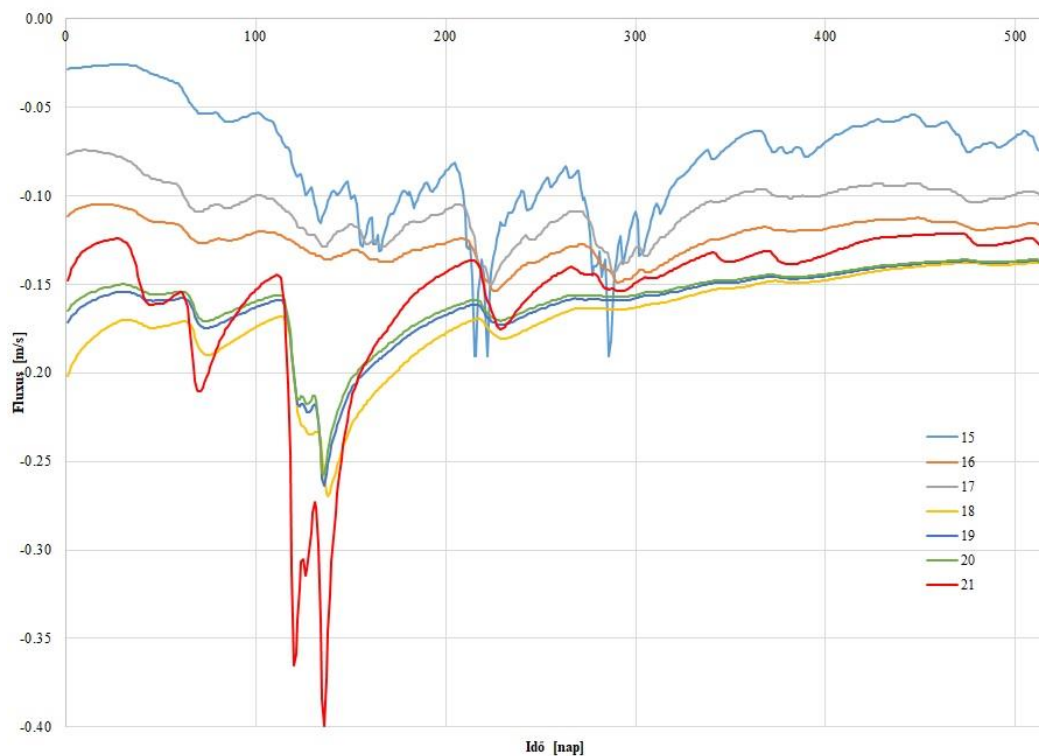
A valóság leképezése során fontos lépés a modellek érzékenységvizsgálata. Ennek során a legbefolyásolóbb paramétereket kell keresni, amik bármilyen irányú változás következtében döntően képesek befolyásolni a végleges eredményt.

Kutatás szempontjából relevánsnak ítélt peremfeltétel kombináció az atmoszférikus hatású felszíni tározódás kiegészítése a mély beszivárgás lehetőségével. Ennek kulcskérdése a mélybeszivárgás exponenciális egyenletének két ismeretlen paraméterének kiközelítése, melyek segítségével a változó nyomómagasságokhoz igazodva változó, lefelé irányuló fluxust számol a program (**5. ábra**). Az **5. ábrán** lévő jelmagyarázat értéket a futtatások sorszámát jelöli. Érzékelhető változás kizárólag a két paraméter egyidejű módosításával érhető el (**4. táblázat**). Ennek során azonban érdemes megjegyezni, hogy az A-paraméter növelése és a B-paraméter egyidejű csökkentése meredekebbé és hirtelen változóvá teszi a szivárgást, így nagyon fontos a fokozatos közelítés elve.

4. táblázat. Mélybeszivárgás egyenletének érzékenység vizsgálata

Ssz.	Mély beszivárgás		Szórás [-]	Átlag hiba [cm]	Párolgás számítás	Fluxus [m/s]
	A	B				
15.	-0,200	-0,0100	74,96	-101,94	Nem	-0,07894
16.	-0,300	-0,0050	67,26	-27,52	Nem	-0,12480
17.	-0,250	-0,0060	66,34	-60,72	Nem	-0,10716
18.	-0,450	-0,0040	44,33	43,89	Igen	-0,16903
19.	-0,325	-0,0032	43,41	18,38	Igen	-0,16103
20.	-0,300	-0,0030	43,43	11,38	Igen	-0,15858
21.	-0,800	-0,0085	59,33	-28,07	Igen	-0,15481

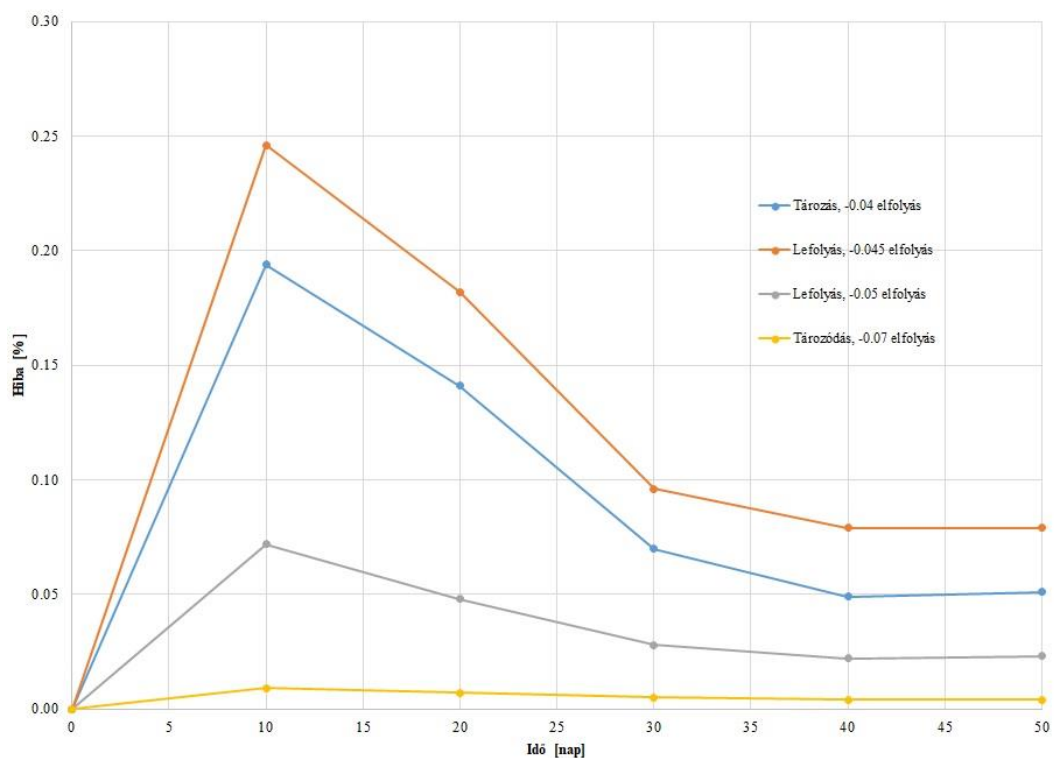
A 15-17. számú futtatásoknál a felszíni lefolyás eredményeként minden be nem szivárgó víz elfolyásra volt ítélve. A 18. modelltől kezdődően párolgás modellezésére is sor került – kizárólag a megadott határmagasság feletti többlet víz kerül lefolyásra - melyet a program a megadott hőmérsékleti adatokból számít.



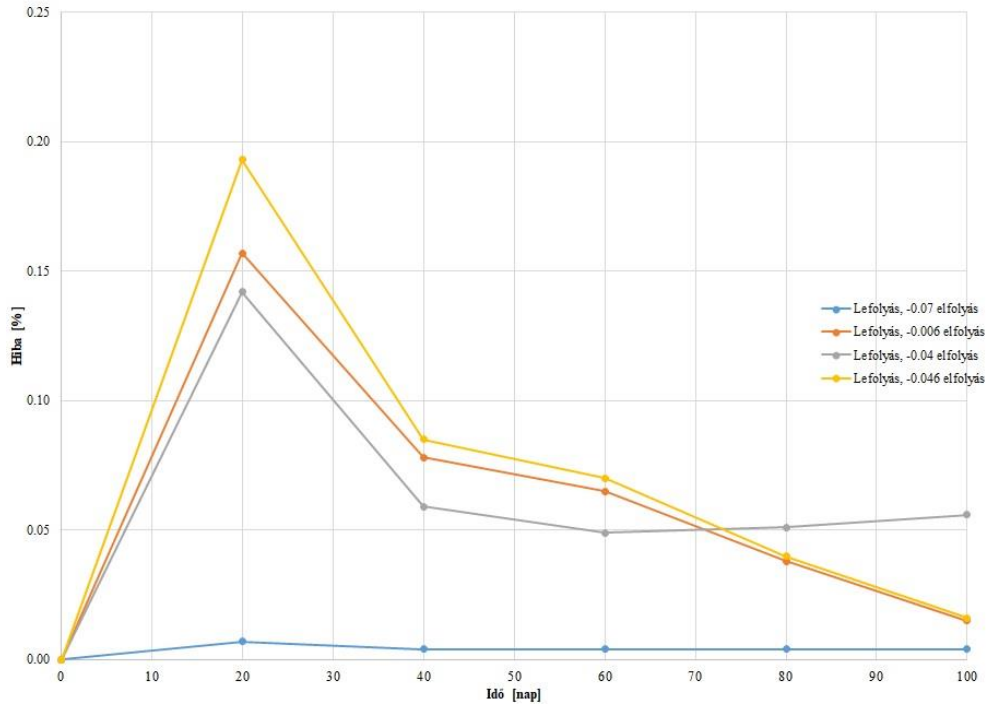
5. ábra. Mélybeszivárgás során számolt fluxus értékek összehasonlítása

A mélybeszivárgáson kívül érdemes vizsgálni a tömeg egyensúlyt (*mass balance*), mely egyfajta pontossági értéket rendel a modellhez. Minél kisebb értékkel rendelkezik annál pontosabban sikerült leírni a természeti folyamatot. Ez az érték az összes befolyás és összes kifolyás különbségeként fogható fel, melynek gyakorlatilag nullának kell lennie.

A lefuttatott 21 kalibrációs modell, 5 csoportra osztott tömeg egyensúlyi eredményeit az **6-10 ábrák** foglalják össze. Az ábrákon szereplő negatív előjelű értékek állandó elfolyás esetén annak mértékét, míg mély beszivárgás esetén az exponenciális egyenlet két paraméterének értékét jelentik. Ezekon felül a modellek csoportosítása főleg modellezési időtávlatonként történt, melyen végig követhetők az időtényező növekedése során változás. Érdekessége minden modellezési csoportnak, hogy bennük a 20-30. modellezési napok között figyelhető meg a legnagyobb hiba, melynek visszatérő oka a megelőző időszak viszonylag magas csapadéértékei kiegészülve a hótakarásból származó vizek elszivárgásával, melyek túltelítetté teszik a talajt. Az **6. ábrát** megfigyelve a hiba értéke bőven az ajánlott a 3% alatt marad. Az ábrán látható, hogy a felső peremfeltételben történt változás tározásról elfolyásra nem okozott komolyabb eltérést a modellezésben az 50 napos szimulációs idő alatt.

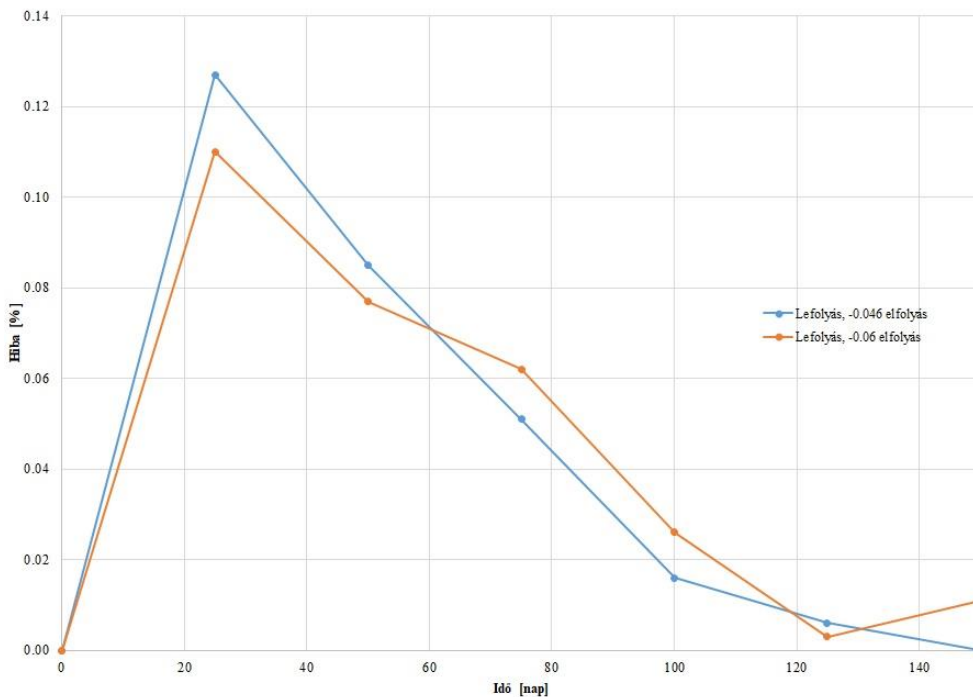


6. ábra. 50 napos futtatás, felszíni lefolyás és állandó elfolyás esetén



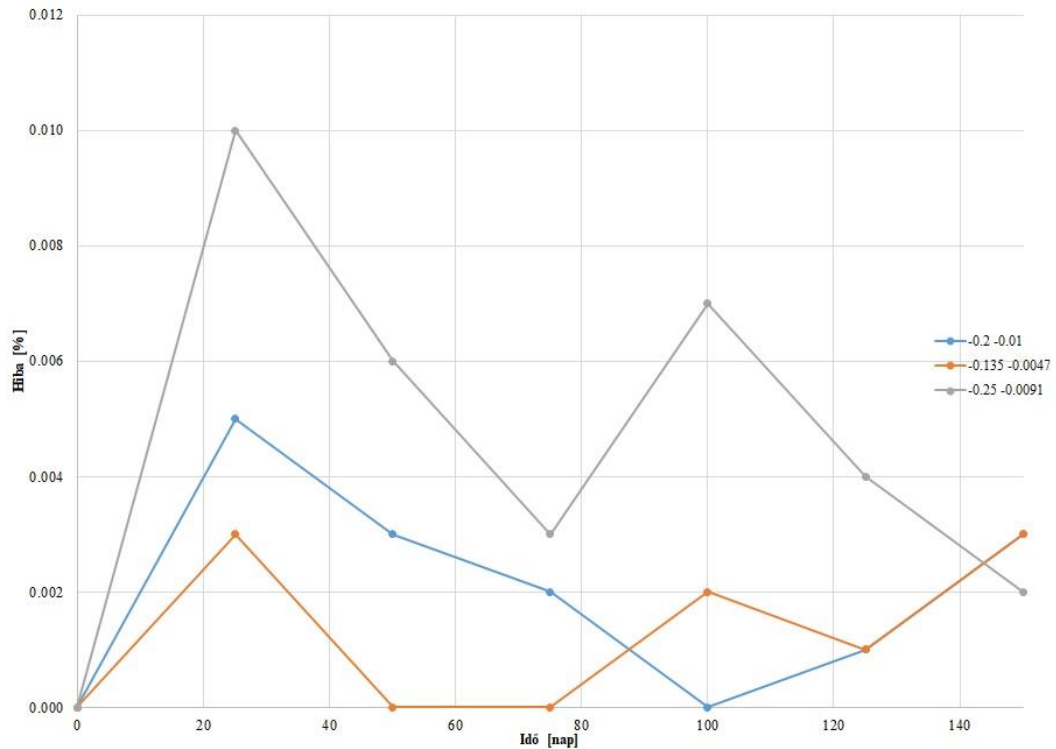
7. ábra. 100 napos futtatás, felszíni lefolyás és állandó elfolyás esetén

Az **7. ábra** értékeit megfigyelve a hiba értéke még mindig a javasolt 3 % alatt van. Ebben a modellcsoportban a felső peremfeltétel felszíni lefolyásként lett definiálva, az alsó peremfeltétel pedig modellenként változó értékű állandó elfolyásként.



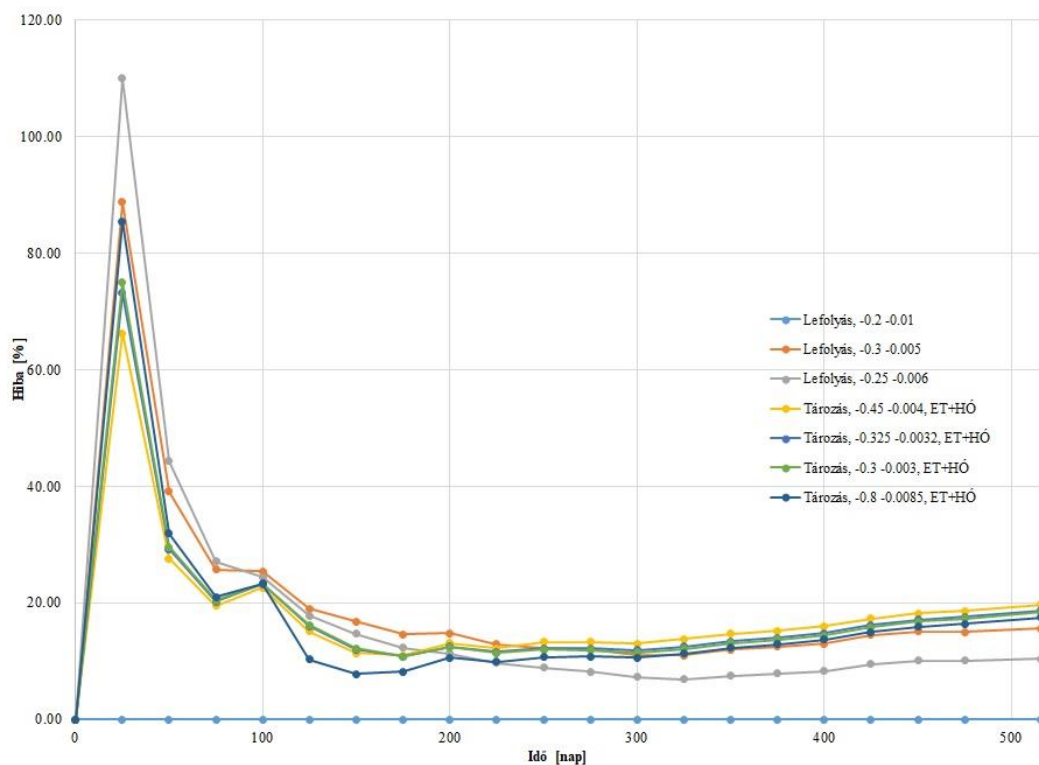
8. ábra. 150 napos futtatás, felszíni lefolyás és állandó elfolyás esetén

Az **8. ábrán** összefoglalt modellcsoport a hosszabb időtartamú modellezés felé tett lépéseket mutatja a maga 150 napnyi időtartamával, melynél a felső peremfeltétel felszíni lefolyás és az alsó peremfeltétel állandó értékű elfolyás. A megfigyelt hiba értéke még mindig jóval a megengedett alatt van.



9. ábra. 150 napos futtatás, felszíni lefolyás és mély beszivárgás esetén

Az **9. ábra** bemutatja a mély beszivárgás felé tett kísérleteket a hibák értékében. Látható, hogy az alsó peremfeltétel megváltoztatása állandó elfolyásról mély beszivárgásra nem rontotta a hibák értékét. Az ábrán látható jelmagyarázat két negatív értéke a mély beszivárgás exponenciális egyenletének két változóját mutatja.



10. ábra. 516 napos futtatás, felszíni lefolyás majd tározódás és mély beszivárgás esetén

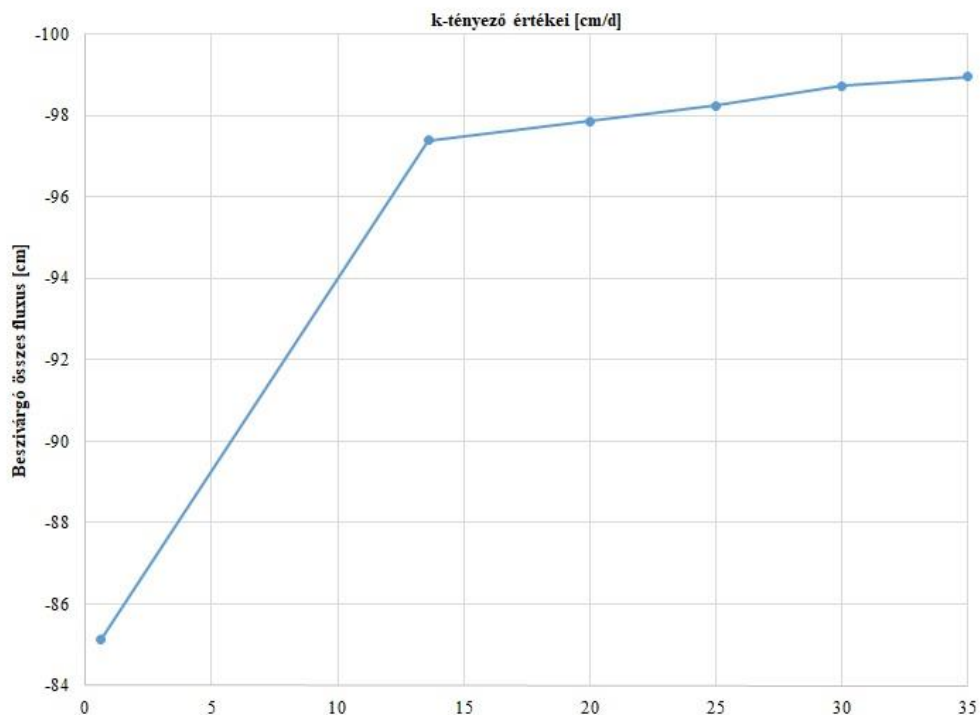
A **10. ábra** a végső modell felé tett lépéseket mutatják. Ezeket követve került meghatározásra az elfogadottnak tartott „A” és „B” tényező, melyek eredményeit az 5.7. *Eredeti állapotok* fejezet mutatja be.

A tömegegyensúly értékének változására valamint a lefelé irányuló szivárgás értékére nagy befolyással van a talajhidraulikai paraméterek változtatása. Ennek során a harmadik elkülönült vizsgálat tárgya a vízvezető képesség módosítása.

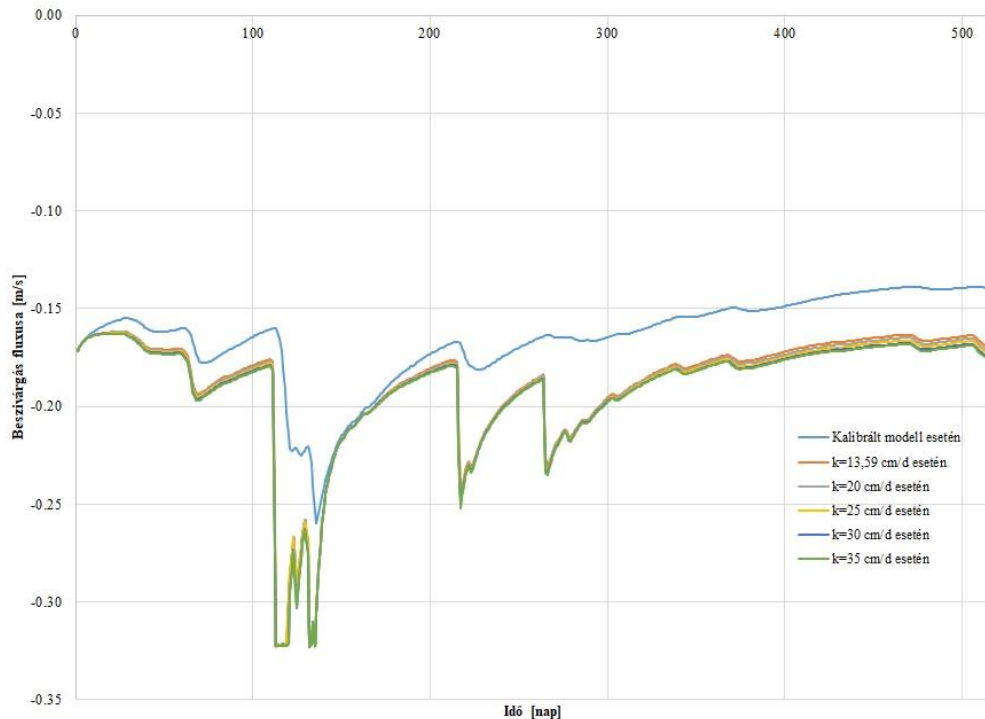
5. táblázat. *k*-tényező változtatásának hatása az összes fluxusra viszonyítva

Ssz.		<i>k</i> [cm/nap]	<i>q</i> [cm]	Eltérés [cm]	Hó vtg. [cm]	Eltérés [cm]
0.		0,61	-85,141	-	195,792	0,00
1.		13,59	-97,378	-12,237	195,792	0,00
2.		20,00	-97,855	-12,714	195,792	0,00
3.		25,00	-98,242	-13,101	195,792	0,00
4.		30,00	-98,726	-13,586	195,792	0,00
5.		35,00	-98,957	-13,816	195,792	0,00

Az **5. táblázat** foglalja össze a talaj felső rétegének vízvezető képességének változtatása során létrejövő helyzetet. A 35 cm/nap beszivárgási sebesség még így is agyagos homok tulajdonságaira hasonlít, azonban csupán ebben a kategóriában mozogva is látható változás figyelhető meg az értékekben. Az összes fluxus és beszivárgási tényező kapcsolatát mutatja a **11. ábra**. A jelenlegi tömörödött állapottól hirtelen ugrást képez a 10,00 cm/nap érték, azonban ezt követően ahol csupán 5,0 cm/d lépcsőkkel történt változtatás többé-kevésbé lineáris emelkedési tendencia látható. A **12. ábrán** ezek összefoglalása látható, mely szemléletesen mutatja az eredeti kalibrált lefelé irányuló fluxus idősorához viszonyított eltérést.



11. ábra. Beszivárgás változása a *k*-tényező változtatásának hatására



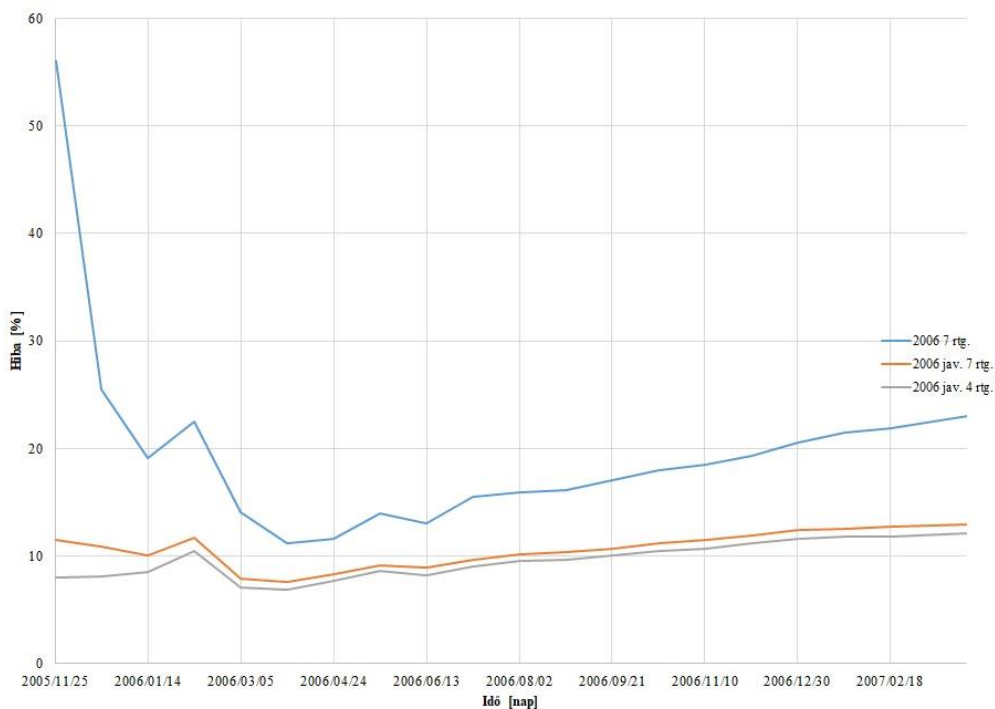
12. ábra. Beszivárgásban történő változás a k -tényező változtatásának eredményeként

Az érzékenység vizsgálat során megállapítható, hogy a modellezés kimenete nagy arányban képes változni a bemeneti adatokban történt eltérések miatt. A pontos talajhidraulikai tulajdonságok ismerete elengedhetetlen, hiszen a nullához közelítő tömegegyensúly – hiba értéke – múlhat rajta. Az elvégzett talajjavítások – k -tényező változtatása - során javuló beszivárgási kapacitás értékek mellett érdemes volt megvizsgálni a talajréteg számok tömegegyensúlyra gyakorolt hatását.

Mind a három modellezési időszakban az összetartozó elnevezésű modelleknél ugyanolyan talajhidraulikai tulajdonságok és talajréteg számok kerültek felhasználásra, mely segíti a modellek összehasonlíthatóságát. A **6. táblázat** és **13. ábra** tartalmazza a 2006. időszak során eszközölt változtatásokat. Csupán a k -tényező változtatásával csökkenthetők lettek a hibák maximális értéke 12,896 %-ra, majd a talajrétegek összevonásával további 12,070%-ra. Ez eredményezte a kevesebb iteráció számot, melyek együttese növelték a pontosságot.

6. táblázat. 2006. évi tömegegyensúlyi értékek

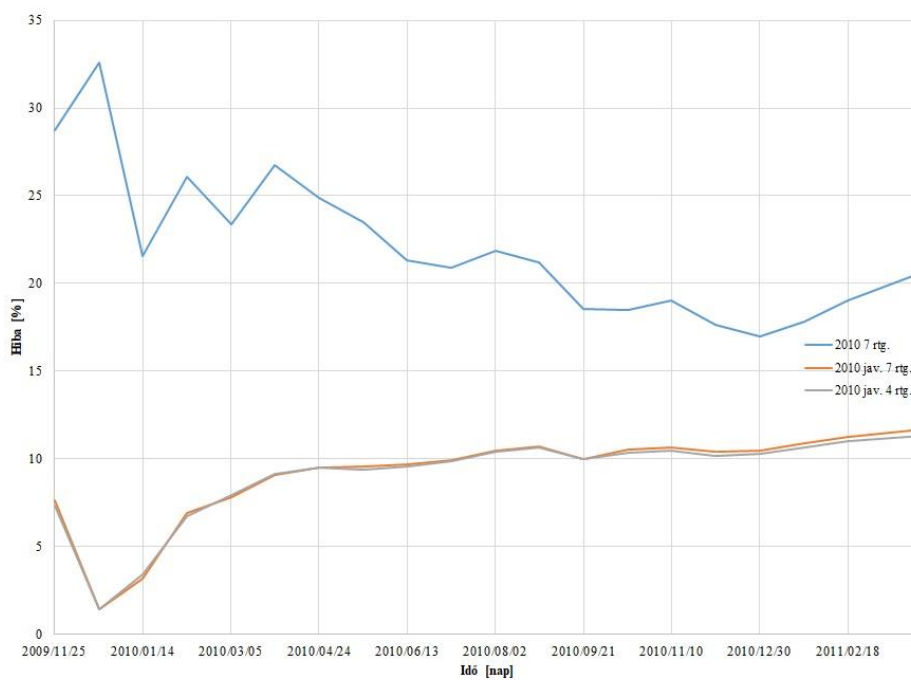
Idő	2006 7 rtg.	2006 jav. 7 rtg.	2006 jav. 4 rtg.
[nap]	[%]	[%]	[%]
Maximum	56.017	12.896	12.070
Minimum	11.215	7.552	6.901
Átlag	19.709	10.594	9.563



13. ábra. 2006.évi tömegegyensúlyi értékek ábrázolása

7. táblázat 2010. évi tömegegyensúlyi értékek

Idő	2010 7 rtg.	2010 jav. 7 rtg.	2010 jav. 4 rtg.
[nap]	[%]	[%]	[%]
Maximum	32.582	11.653	11.327
Minimum	16.983	1.443	1.406
Átlag	22.040	9.082	8.980



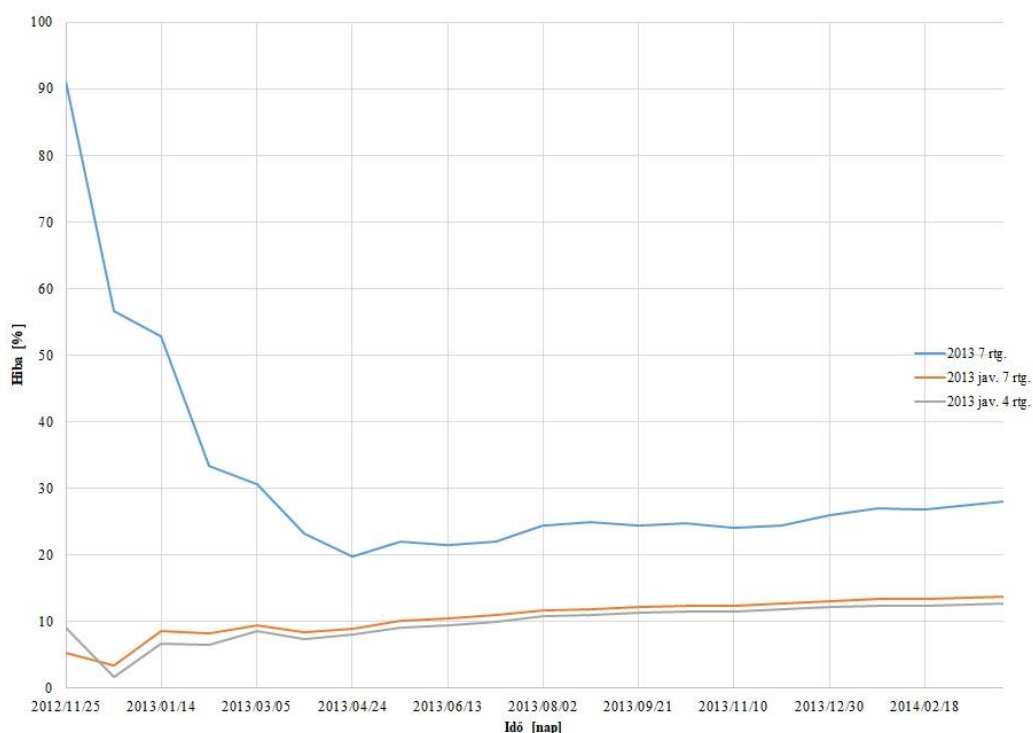
14. ábra. 2010.évi tömegegyensúlyi értékek ábrázolása

A 2006. évi eredményekhez láthatóan hasonló eredmények adódtak a második vizsgált időszakban (**14. ábra**). A vízvezetőképesség növelésével átlagban 56%-s javulást következett be, illetve a talajrétegek számának csökkentésével átlagban 57%-s javulást volt elérhető. (**7. táblázat**)

A harmadik időszakra elvégzett vizsgálatok az előbbiekhöz hasonló eredményre vezettek (**8. táblázat**).

8. táblázat. 2013. évi tömegegyensúlyi értékek

Idő	2013 7 rtg.	2013 jav. 7 rtg.	2013 jav. 4 rtg.
[nap]	[%]	[%]	[%]
Maximum	91.087	13.749	12.615
Minimum	19.796	3.407	1.689
Átlag	31.398	10.522	9.679



15. ábra. 2013. évi tömegegyensúlyi értékek ábrázolása

A 2013. évben elvégzett vizsgálatok eredményeként átlagban 60% javulást volt a k-paraméterek változtatásával és a talajrétegek számának csökkentésével átlagban 63% a kiindulásihoz képest. (**15. ábra**)

5. ÖSSZEFOGLALÁS

A különböző felszín alá történő beszivárgás vizsgálatok alkalmazása viszonylag elterjednek mondhatók, azonban a pontos bemeneti peremfeltételek ismeretében olykor hiányok mutatkoznak. Jelenlegi beszivárgás modellezéseket főleg a forgatókönyv alapú árvíz- és belvízveszélyeztetettségek feltárására alkalmazzák, illetve a talajvíz mozgásában bekövetkező változások nyomán követésére, vagyis a talaj vízgazdálkodási paramétereinek megismerése gyakran hiányos, felületes ismeretek nyújt eltekintve néhány lokális probléma feltérképezése során meghatározott pontos adatoktól. Egyik ígérkező megoldás és mérőrendszer a vízügyi

igazgatás által üzemeltetett aszálymonitoring hálózat, mely rögzíti a levegő- és talajhőmérsékletet eltérő mélységekben, csapadékot, talajnedvességet és a relatív páratartalmat. Egyedüli hátránya a még rövid idősorok elérhetősége, azonban érdemes későbbi vizsgálatok során az adatok felhasználása különböző modellezésekre.

Az elvégzett modellezések a talajban lezajló folyamatok közelítése tükrében érdemes további kutatásokat végezni. Ennek során meghatározható lehetne, egy olyan új irány a belvízgazdálkodásban mely nem ragaszkodik feltétlenül az eddigi ismeretekre, vagy bevett gyakorlatokra, hanem újító hatást képviselne a szakmai körökben. Azonban ehhez elengedhetetlen a talaj tulajdonságainak megismerése, mely jelentős mennyiségű szakirodalom feldolgozása és terepi mintavételezések után valósulhat meg.

IRODALOMJEGYZÉK

- (1.) Konecsny K. – Nagy Z. (2014): Similarities and differences of the hydrological extremes on the Duna/Danube and Tisza/Tisa rivers (1921-2012). In: „Air and Water Components of the Environment” (szerk.: Serban G. et al.), Cluj-Napoca: Presa Universitara Clujeana / Kolozsvári Egyetemi Kiadó, pp. 134-141.
- (2.) Reynolds, Osborne (1883): An experimental investigation of the circumstances which determine whether the motion of water shall be direct or sinuous, and of the law of resistance in parallel channels, In. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Vol. 174, The Royal Society, pp. 935-982.
- (3.) Šimůnek, J. - M.Th. van Genuchten - M. Šejna. (2005): The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Res. Rep. 3. Univ. of California, Riverside.
- (4.) Vermes L. (szerk) (1997): Vízgazdálkodás. Mezőgazdasági Szaktudás Kiadó. Budapest.
- (5.) Xu Y. - Xueyi Y. (2013): Estimating Parameters of Van Genuchten Model for Soil Water Retention Curve by Intelligent Algorithms, Applied Mathematics & Information Sciences 7. évf. 5. 1977-1983 p.