



MISKOLCI EGYETEM  
MIKOVINY SÁMUEL FÖLDTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA  
Doktori Iskola vezetője:  
Prof. Dr. Dobróka Mihály  
egyetemi tanár

## FOLYÓ ÉS TALAJVÍZ KAPCSOLATÁNAK VIZSGÁLATA

DOKTORI (PHD) ÉRTEKEZÉS

**KÉSZÍTETTE:**

Kolencsikné Tóth Andrea  
okl. környezetmérnök

**TUDOMÁNYOS TÉMAVEZETŐ:**

Prof.Dr. Szűcs Péter  
egyetemi tanár

**TÁRS TÉMAVEZETŐ:**

Dr. Kovács Balázs  
címzetes egyetemi docens

Környezetgazdálkodási Intézet  
Hidrogeológiai – Mérnökgeológiai Intézeti Tanszék  
Miskolc, 2017.

<b>1. BEVEZETÉS</b>	<b>2</b>
<b>2. A TÉMA SZAKIRODALMI ÁTTEKINTÉSE, MÓDSZEREK</b>	<b>5</b>
<b>2.1 A folyó-talajvíz kapcsolat természete</b>	<b>5</b>
2.1.1 A hidraulikai kölcsönhatás típusa	5
2.1.2 A kölcsönhatás időbelisége	7
2.1.3 Partmenti tározás	7
2.1.4 A mederharántolás mértéke	8
2.1.5 Parti szűrés folyamata	8
2.1.6 Kolmatáció és a kolmatált zóna	10
2.1.7. Hazai viszonyok	10
<b>2.2 A témához kapcsolódó kutatások áttekintése</b>	<b>10</b>
<b>2.3 Analitikus módszerek</b>	<b>13</b>
<b>2.4 Numerikus módszerek</b>	<b>18</b>
2.4.1 Folyó csomag (MODFLOW)	19
2.4.2 CHD1, azaz időben változó nyomásszintű csomag	21
<b>3. A VIZSGÁLT TERÜLETEK RÖVID BEMUTATÁSA</b>	<b>22</b>
<b>3.1 A Duna menti terület</b>	<b>22</b>
<b>3.2 A Tisza menti területek</b>	<b>23</b>
<b>4. FOLYÓ HATÁSAINAK VIZSGÁLATA A SEKÉLY FELSZÍN ALATTI VÍZÁRAMLÁSI RENDSZERRE</b>	<b>24</b>
<b>4.1 Folyó távolhatása</b>	<b>25</b>
4.1.1 Mért adatok feldolgozása	25
4.1.2. A hatástávolságok vizsgálata numerikus számításokkal	33
<b>4.2 Korrelációs kapcsolat a folyó – talajvízszint között</b>	<b>47</b>
4.2.1 Mért adatok feldolgozása	47
4.2.2 A hurokgörbe vizsgálata numerikus számításokkal	55
<b>4.3 Folyó-talajvízadó rendszer numerikus modellezése</b>	<b>62</b>
4.3.1 Permanens - vagy tranzien modellszámítás	62
4.3.2 Időbeli felbontás hatása	74
4.3.3 A folyó modelladaptációja	76
4.3.4 A folyó modellbeli helyzete	78
4.3.5 A modell kalibrálása	80
<b>5. AZ EREDMÉNYEK GYAKORLATI ALKALMAZÁSA</b>	<b>90</b>
<b>6. ÖSSZEFOGLALÁS</b>	<b>93</b>
<b>7. SUMMARY</b>	<b>95</b>
<b>8. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS</b>	<b>97</b>
<b>9. FELHASZNÁLT IRODALOM</b>	<b>98</b>
<b>FÜGGELÉK</b>	

## 1. BEVEZETÉS

A folyók megcsapolhatják és táplálhatják a velük kapcsolatban álló talajvízadókat, a kapcsolat erősségétől függő mértékben határozzák meg az ott lezajló vízáramlási folyamatokat is. A folyó vízállásának változása miatt a talajvízadóban a potenciálszint is folyamatosan változik egy sajátos, dinamikus rendszert képezve. A folyó hidraulikai hatása összetett, nemcsak a vízkivétel, és vízáadás miatti keskeny partmenti zónát érinti. A folyó a felszín alatti vízáramlás sebességét, ebből adódóan az áramlás gradiensét és irányát is befolyásolja a folyótól akár nagy távolságig.

Ezeknek a folyamatoknak, hatásoknak, hatástávolságoknak a vizsgálata mérések elvégzésével, ezek feldolgozásával, valamint az ezeken alapuló numerikus modellezésekkel segíti az üzemelő és távlati parti szűrésű vízbázisaink, és a folyóval kapcsolatban álló felszín alatti vízkészleteink mennyiségi és minőségi védelmét. A felszíni és felszín alatti vizek kontaktzónájában bekövetkező szennyeződésterjedési folyamatok megértéséhez is szükséges az ott zajló hidrodinamikai folyamatok jobb ismerete. Iparterületeink nagy hányada található felszíni víztest közelében, ahol a felszín alatti víz potenciális, vagy meglévő szennyezése felszíni vízzel kapcsolatba léphet.

A felszíni vízfolyásokkal kapcsolatban álló talajvízadó rendszer vizsgálatában azonban nehézségeket támaszt az időben változó folyamatok nyomon követése. Ehhez természetesen nélkülözhetetlen a folyamatos monitoring tevékenység. A monitoring adatokat feldolgozva azonban észre kell vennünk, és értelmeznünk kell azokat a jelenségeket, amelyek éppen a folyó-talajvíz kapcsolatának időbeli változását mutatják meg. Végül a matematikai modellekbe be kell építenünk ezeket az ismereteket, és a rendszer szimulációjánál is figyelembe kell vennünk az időbeli változást.

A tudományos értekezéssel egyik célkitűzésem annak vizsgálata, hogy a folyó-felszín alatti víz kölcsönhatásának dinamikus változása milyen hatással van a talajvíz áramlási viszonyokra. Ehhez a vízszintadatok feldolgozását kiegészítem numerikus számításokkal, amelyekkel módomban nyílik a folyamatok nagy idő- és térbeli felbontású vizsgálatára, emellett a vízföldtani paraméterek hatásának tanulmányozására is.

Másik fontos célom ezeknek az ismereteknek a felhasználása a vízadó rendszer numerikus modellezésében, javítva a modellek reprezentativitását. Egyúttal javaslatokat teszek a gyakorlati alkalmazásokra és felhívom a figyelmet a numerikus modellek nehézségeire a folyóval befolyásolt felszín alatti rendszerek esetében.

A kutatásaimhoz Duna és Tisza menti területek monitoring adatait dolgoztam fel, sematikus, és a területek valós numerikus modelljeit építettem fel. Az eredményekből általános következtetéseket is levonok, de ezek csak az alábbi feltételek mellett érvényesek, amelyek egyúttal a kutatás kereteit is képezik:

- a folyó - talajvíz kapcsolat jellegétől függően előfordulhat telítetlen közegebeli áramlás is, azonban a dolgozatban szorítkozom a telített közegebeli áramlási viszonyok matematikai leírásaira, és feltételezem ennek fennállását az összes bemutatott esetben,

- a vizsgálataim az árhullámok során táplálóvá váló, de jellemzően megcsapoló típusú folyó - talajvíz kapcsolatra irányultak (a kutatási területek jellege miatt), az eredmények szigorúan véve csak arra érvényesek,
- a mért adatok feldolgozásánál csak vízszint eredményeket mutatok be, és a kutatások a mennyiségi hatásokra szorítkoztak.

A kutatás módszertanának áttekintését az 1. ábra szemlélteti.





1. ábra: A kutatás módszertana

## 2. A TÉMA SZAKIRODALMI ÁTTEKINTÉSE, MÓDSZEREK

A folyó - talajvíz kapcsolat, kölcsönhatás igen széleskörű tématerület. Nemcsak multidiszciplináris jellege miatt, hanem mert az alkalmazási terület szerint is teljesen különböző irányokból közelíthető, ill. közelítették a kutatók a témát. Emellett régre nyúlnak vissza a kutatások, és bár kezdetben analitikus megoldásokkal írták le a felszíni víz - talajvíz határfelület jelenségeit, a numerikus módszerek megjelenésével és térhódításával, a matematikai megoldások módja szerint a kutatások és eredményeik tovább bővültek.

### 2.1 A folyó-talajvíz kapcsolat természete

A felszín alatti víz hidraulikai kapcsolata vízfolyásokkal (folyókkal, csatornákkal és drénekkal) fontos része a hidrogeológiai rendszereknek. A felszín alatti víz megcsapolása táplálhatja a folyót, megteremtve ezzel a bázis lefolyást\*<sup>1</sup> olyan időszakokban, amikor nincs, vagy nagyon kevés a csapadék. A parti tározás csillapíthatja az árhullámokat és az árvíz hatásait. A talajvíz mesterséges megcsapolása drénekkal csökkentheti a káros mértékben megemelkedett vízszintet [Barlow – Moench 1998]. A kölcsönhatás nagyon változó lehet térben és időben [Grafton - Hussey 2011], de az egymással kapcsolatban álló felszíni - és felszín alatti víz egyetlen vízkészletként kezelendő [Winter et al. 1998].

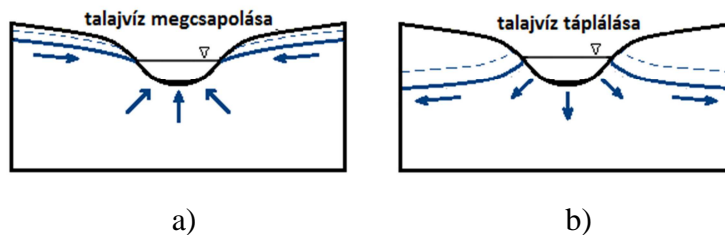
A kapcsolat térbeli sajátosságait a felszín alatti vízáramlási rendszerek meghatározzák. Egy folyó lokális árapálya mentén is megcsapolhatja a felszín alatti vizet, amely azonban regionális áramlási rendszerben nagyobb távolságot is megtehet, mielőtt újra a felszínre érkezne [Tóth 1962, 1963, 1970]. Az áramlási rendszerek nyújtotta kereteken belül a vízforgalom mértékét a felszíni vízállás és a felszín alatti víztükör egymáshoz viszonyított helyzete, a meder geometriája és helyzete, és a közeg vezetőképességének nagysága és eloszlása határozza meg [Woessner 2000].

#### 2.1.1 A hidraulikai kölcsönhatás típusa

Általánosan a felszíni és felszín alatti víz kapcsolatában két állapot alakulhat ki: a felszíni víztest megcsapolja, vagy táplálja a vízáradót. A potenciálkülönbség a két elem között határozza meg, hogy a felszíni víz vizet kap a vízáradó rétegből, vagy vizet ad át a vízáradó rétegbe [Brunner et al. 2009a, 2009b]. Ha a felszín alatti víz szintje magasabb, mint a folyó vízszintje, a felszín alatti víz a folyóba áramlik, vagyis a folyó megcsapol (2.1/1a. ábra). Amennyiben a talajvíztükör alacsonyabb, mint a folyó vízszintje, a folyó táplálja a talajvizet (2.1/1b. ábra) [Grafton - Hussey 2011, Putarich 2006, Winter et al 1999]. Ez a csoportosítás a folyó szemzögéből történik, ugyanakkor megtaláljuk a talajvíz felőli megközelítéssel ugyanennek a két típusnak megfelelő fogalmakat, állandó leszívás, és állandó táplálás típusú folyó-talajvíz kapcsolatként [Juhász 1987].

---

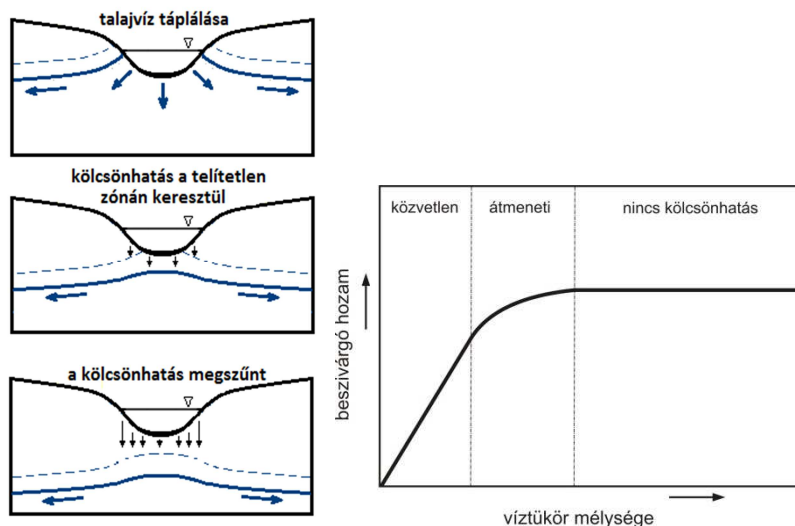
<sup>1</sup> \*Bázis vagy lassú lefolyás: A hidrológiai körfolyamatban a csapadéknak az a része, amely a felszín alá szivárogva késleltetve, a talajvíz megcsapolásán keresztül jut a felszíni vízfolyásba [Putarich 2006].



2.1/1. ábra Megcsapoló és tápláló típusú felszíni víz

A hidraulikai kölcsönhatás a felszíni víz és a felszín alatti víz lehet közvetlen, amire példa a 2.1/1. ábrán látható. Közvetett típusú a kapcsolat, vagy nincs kölcsönhatás a felszíni víz - felszín alatti víz között, ha a felszín alatti víz duzzasztott vízszintje a meder alatt húzódik, így a felszíni vízből telítetlen zónán keresztül történhet szivárgás a talajvíz felé (2.1/2a. ábra).

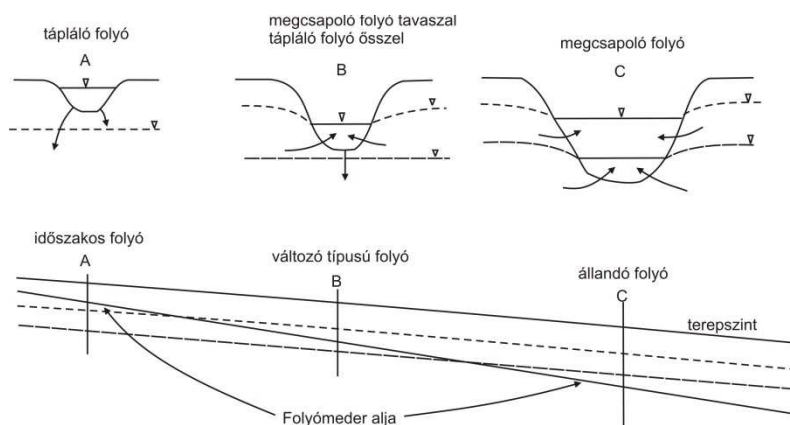
Elsőként Peterson és Wilson [1988] tranziens numerikus számításai mutatták be, hogy még a telítetlen viszonyok esetén is lehet a folyó és a vízadó közvetett hidraulikai kapcsolatban egymással olyan értelemben, hogy a felszín alatti víztükör további csökkenése még növelheti a folyó szivárgási veszteségét (2.1/2b. ábra). Egy kritikus mélység elérésekor azonban a vízszint további csökkentése már nem befolyásolja a folyóból elszivárgó vízhozamot [Bouwer-Maddock 1997, Osman-Bruen 2002, Zaslavsky 1964]. Ekkor a hidraulikai kölcsönhatás a felszíni és felszín alatti víz között megszűnik [Sophocleus 2002, Winter et al 1998, Brunner et al. 2009a, 2009b, Stephens 1996]. A határmélység többnyire az üledék tulajdonságaitól és a folyó vízállásától függ [Sophocleus 2002]. A hidraulikai kapcsolat megszűnése előállhat a felszín alatti víz kitermelésével a folyóhoz közel [Völgyesi 2005], de előfordulhat természetes körülmények között is.



2.1/2. ábra: A hidraulikai kapcsolat három különböző típusa (balra), közvetlen, közvetett, nincs kölcsönhatás [szerző saját szerkesztése], és a beszivárgási intenzitás változása a víztükör mélységével [forrás: Brunner et al. 2009a, 2009b]

### 2.1.2 A kölcsönhatás időbelisége

A folyó-talajvíz kapcsolat időben változhat a vízszintek egymáshoz viszonyított helyzetének változása miatt. Egyúttal ugyanazon folyó egyes szakaszain is állhat elő különböző típusú egymásrahatás [Grafton - Hussey 2011, Winter et al 1998]. A felszín alatti vízzel való kapcsolat meg is határozza a vízfolyások időbeli állandóságát, ami alapján megkülönböztethetünk állandó és időszakos vízfolyásokat [Gordon et al. 2004]. Az állandó vízfolyások jellemzően megcsapolnak, és jól kapcsolódnak a szomszédos talajvízadó réteghez. Egész évben van víz a mederben, száraz időszakban a bázisfolyásból táplálkoznak, amely többé-kevésbé állandó. Az időszakos vízfolyások lehetnek tápláló vagy megcsapoló típusúak is évszaktól függően, a felszín alatti vízből vagy felszíni lefolyásból táplálkoznak, de száraz időszak alatt teljesen kiszáradhatnak [Gordon et al. 2004]. Vízelvezető csatornáknál tipikus, hogy a talajvíz magas vízszintjénél táplál, kisvíznél azonban a vízfolyásban nincs víz [Juhász 1987]. Végül azok a vízfolyások, amelyeknek medrében csak csapadékeseményt, vagy hóolvadást követően van víz kizárólagosan táplálják a felszín alatti vizet, mert a folyómeder a víztükör felett fekszik [Grafton - Hussey 2011]. A 2.1/3. ábra mutatja az ismertetett típusok esetében a felszín alatti vízzel való kölcsönhatás jellegét, az évszakoktól és a mederfekvéstől függően.

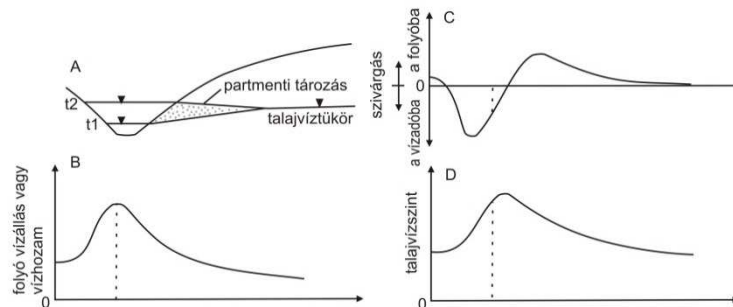


2.1/3. ábra: a vízfolyás típusok és a talajvízzel való kapcsolat összefüggései

### 2.1.3 Partmenti tározás

A megcsapoló folyók esetében árvízkor ill. magas vízálláskor megfordulhat a vízáramlás iránya [Juhász 1987]. Emelkedő vízállás során a folyóvíz a vízáadó rétegbe szivárog, majd a vízállás csökkenésekor visszatér a mederbe. Ezt a folyamatot, de az így tárolt, majd kibocsátott víztérfogatot is szokták partmenti tározásnak nevezni [Singh 1968, Todd 1980, Chen-Chen 2003]. A 2.1/4. ábra illusztrálja a folyamatot. Az árhullám előtt (a  $t_s$  idő előtt) a hidraulikus gradiens a (megcsapoló) folyó felé mutat, a talajvíz a folyóba áramlik. Amint a folyó vízállása emelkedik (b) a szivárgás iránya megfordul (c), és a talajvízszint a folyóparton emelkedik (d). A folyómeder felé elszivárgó víz a folyópart mentén "tározódik", a tározott víz mennyisége növekszik röviddel az árvízi csúcs ( $t_p$ ) utánig (e). A folyó vízállás esése után a part mentén tározott víz visszaáramlik a folyóba órák de akár hetek alatt, és a talajvízszint visszatér az árvíz előtti állapotba. A tározott víztérfogat számos földtani és hidrológiai paramétertől függ, így az árhullám időtartamától, nagyságától és az árvízi vízállás-görbe alakjától, csakúgy mint a vízáadó transzmisszivitásától és tározási jellemzőitől [Grafton - Hussey 2011]. Ha a vízállás emelkedése olyan mértékű, hogy a folyó kilép a medréről, és elárasztja a partmenti területet-

ket, függőleges beszivárgás indul a víztükör felé. Egyes folyók és kapcsolódó sekély vízadók szinte folyamatosan a partmenti tározás hatása alatt állnak [Winter et al. 1998]. A vízadó réteg egymást követő folyamatos megcsapolása és táplálása pufferáló hatással bír a folyó lefolyási viszonyaira [Brunke-Gonser 1997].



2.1/4. ábra: A folyó-vízadó rendszer árhullámra adott válasza [forrás: Barlow-Moench 1998] (A) a partmenti tározás, (B) az árhullám jelleggörbéje, (C) az elszivárgás jelleggörbéje, (D) a talajvízszint jelleggörbéje,  $t_1$  az árhullám kezdete;  $t_2$  az árhullám csúcsa

#### 2.1.4 A mederharántolás mértéke

A folyó - felszín alatti víz kapcsolatát befolyásoló tényező, hogy a folyómeder teljes mértékben (2.1/6. ábra 5.), vagy csak részlegesen (2.1/6. ábra 1.) harántolja a vízadó réteget. A folyó csak részben harántolja a vízadót, amennyiben a meder alja a vízadó réteg fekéje felett húzódik. Teljes harántolás esetén mind megcsapolás mind táplálás esetén az áramlás uralkodóan a telített közegen keresztül történik, míg részleges harántoláskor a talajvízszint helyzetétől függően telítetlenné is válhat a szivárgás [Bruen-Osman 2004].

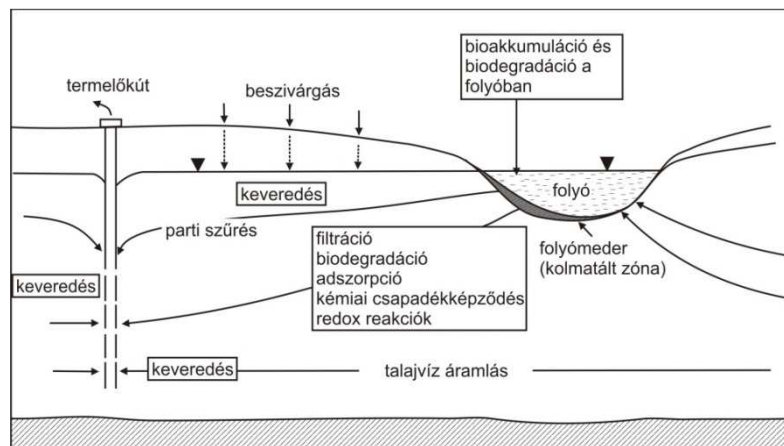
Völgyesi [1992] parti szűrésű vízbázisok kapcsán tesz említést arról, hogy „a folyó és a parti talajvíz kapcsolata gyakran korlátozott... a vízvezető réteg nem teljes harántolása miatt”. Egy részlegesen harántoló folyómeder esetében a víz a legkisebb ellenállás irányában mozogva, a medret alulról megkerülve is áramolhat, ezzel utánpótlást adva a parti szűrésű vízbázisnak a talajvízadó rétegből a folyó átellenes oldaláról is.

#### 2.1.5 Parti szűrés folyamata

Parti szűrés a vízbeszerzés olyan fajtája, amelynél folyópart (esetleg tópart) mentén történik a talajvíz kitermelése, és a kitermelt víz valamennyi hányada (általában legalább 50 %-a) a felszíni vízből származik [Ray et al. 2003]. Valójában a parti szűrés maga a felszín alatt bekövetkező természetes szűrés folyamata, amelyben a meder és a partmenti felszín alatti zóna a felszíni víz "víztisztító üzemeként" szolgál. Ezt a technológiát több mint egy évszázada alkalmazzák Európában, több mint fél évszázada az Egyesült Államokban, és nagy stratégiai jelentőséggel bír a világ legnépesebb országaiban is (Kína, India) [Ray 2011]. A folyamat során a talajvíz szivattyúzásával a kút körül kialakuló depresszió a felszíni víz intenzív beszivárgását indukálja, a beszivárgó víz áthalad a porózus közegen, ahol akár ivóvíz minőségűvé is tisztulhat.

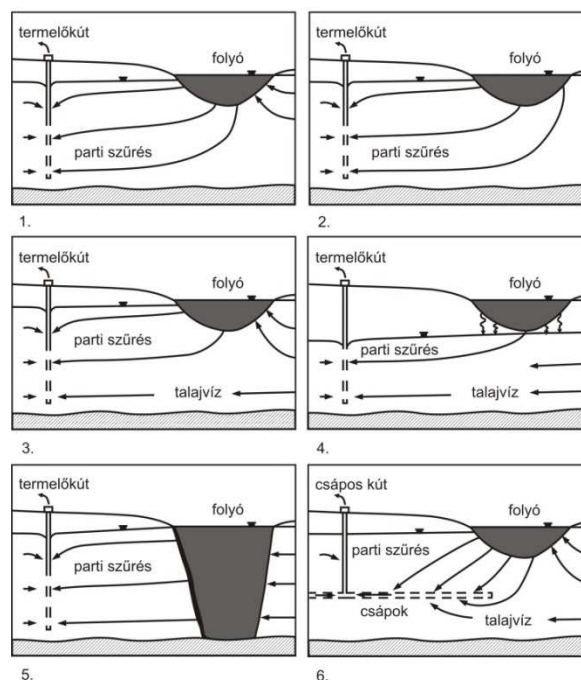
A tisztítás hidrodinamikai (hígulás), mechanikai (szűrés), biológiai (a mikroorganizmusok lebomlása) és fizikai-kémiai (szorpció, csapadékképződés, koaguláció stb.) folyamatokból áll. Két fő zónában zajlanak le ezek a folyamatok: intenzív biodegradáció és adszorpció a biológi-

ailag aktív kolmatált zónában egy rövidebb tartózkodási idő alatt megy végbe, míg nagyobb mértékű keveredés és hígulás zajlik a folyó és a termelő kút közötti zónában [Hiscock-Grischek 2002] (2.1/5. ábra). A felszíni vízből az oldott szerves és szervetlen szennyező anyagok, lebegőanyagok, valamint kórokozók részleges vagy teljes eltávolítása megtörténik.



2.1/5. ábra: A parti szűrés komplex folyamata [forrás Hiscock-Grischek 2002]

A lehetséges különböző áramlási helyzeteket a 2.1/6. ábra mutatja be. A kialakuló helyzet sok mindentől függ, így a vízadó harántolásának mértékétől, a termelt hozamtól, a meder kolmatáltságától, stb. Bár az 5. típus, azaz a teljes harántolás ritkábban fordul elő, mégis a folyómeder alatti vízáramlást sokszor elhanyagolják. A mederfenék szintje alá eső depresszionált talajvízszint, ezáltal háromfázisú áramlás is előállhat (4. típus), ha a talajvíz kitermelés olyan mértékű, hogy azt a folyóból beszivárgó vízhozam a folyómeder kis átteresztőképessége, eltömődése miatt nem tudja biztosítani. Ilyen áramlási helyzet hazai példaként a Szentendrei sziget vízbázisánál is észlelhető volt [Rózsa 2000].



2.1/6. ábra: A lehetséges parti szűrésű vízáramlási viszonyok [szerző szerkesztése Hiscock-Grischek 2002 alapján]

### 2.1.6 Kolmatáció és a kolmatált zóna

A felszíni víz és felszín alatti víz egymásra hatását befolyásolja, ha a felszíni víz medre teljesen vagy részben eltömődött (kolmatált). A kolmatált zóna finomszemű anyagot, iszapot, és biológiailag lebomlott szerves anyagokat tartalmazhat, és permeabilitása alacsonyabb, mint az alatta húzódó vízadó rétegé [Spalding-Khaleel 1991, Bruen-Osman 2004]. A folyómeder kolmatációja egyrészt lehet a víztermelés következménye [Rózsa 2000], amikor a depresszió hatására a mederből a vízadóba lépő vízből kiszűrődő anyagok eltömik a pórusteret. Ugyanakkor a folyómeder fenéke feletti feliszapolódás is okozza. A folyó és a parti talajvíz kapcsolata gyakran korlátozott az eltömődött mederfenék ellenállása miatt [Völgyesi 1992], ami még napjainkban is egy bizonytalanságot okozó tényező a partiszűrészű vízművek tervezési fázisában [Schubert 2006].

A meder kolmatált zónája mellett használnak egy másik, inkább ökológiai fogalmat, a "hyporheic" zónát. A fogalmat Traian Orghidan vezette be [Orghidan 1959] két görög szó összeállításával: a "hypo" jelentése alatt, és a "rheos" jelentése folyás, áramlás. A két zóna – kolmatált és hyporheikus zóna – nem azonosak. Több definíciójuk is létezik, és térben nehezen határolhatóak le, de kétségkívül ugyanott, a felszíni - és felszín alatti víz találkozásánál találhatók.

### 2.1.7. Hazai viszonyok

A vízfolyások medre hazai viszonyok között többé-kevésbé bevágódik a talajvíztartó rétegbe [Rózsa 2000], de teljes harántolás ritkán fordul elő [Léczfalvy 2004]. Természetes állapotukban az év nagy részében folyóink a talajvíz megcsapolói (2.1/3. ábra C), ez alól csak a nagyvizes időszakok kivételek, amikor a felszíni víz betáplál a vízadó rétegbe [Rózsa 2000].

Magyarországon a lakosság 40%-a, közel négyemillió ember napi vízigényét fedezi parti szűrészű vízbázisokból. Legnagyobb ilyen típusú vízmű a Szentendrei-szigeten található. A legtöbb ivóvizet a Duna mentén termelik [Léczfalvy 2004], de más folyónk, így a Maros mentén is találhatóak parti szűrészű ivóvízbázisok. Távlati ivóvízbázisainknak 75%-a parti szűrészű, vagyis a jövőbeli vízkészlet-gazdálkodásban is nagy szerepet játszanak. A parti szűrészű vízbázisainknál a jellemző áramlási viszonyok a 3. és 6. típusba (2.1/6. ábra) sorolhatóak, tehát a folyó túlpártjáról is érkezik valamilyen hányadú utánpótlás. A hazai jogi szabályozás értelmében egy vízbázis akkor parti szűrészű, ha az utánpótlódása legalább 50 %-ban a felszíni vízből származik [123/1997 Korm.rendelet]. A kolmatáció és a mederfenéken fellépő egyéb ellenállások miatt sok partközeli vízbázisunk nem felel meg a parti szűrész „hivatalos” definíciójának, a kutak sok helyen 60-80 %-ban talajvízből táplálkoznak, és ez meg is látszik a vízminőségükön [Völgyesi 2005].

## **2.2 A témához kapcsolódó kutatások áttekintése**

A folyó-talajvíz kapcsolat vizsgálatára irányuló kutatásokat mindenkor meghatározták a gyakorlati problémák, feladatok, kérdésvetések. Egészen korai munkák a talajvíz szivattyúzásával indukálható, folyóvízből átadódó vízhozam becslésének analitikus megoldásaira fókuszáltak. Theis [1941] volt az első, aki egy tranzienst javasolt megoldást folyóhoz közeli talajvíz-szivattyúzás hatásainak az értékelésére. Ezt követően sorban születtek az analitikus megoldások, amelyek alapfeltételezéseikben (teljes vagy részleges harántolás,



kolmatáció és medertározás figyelembevétele stb.), és matematikai megoldásaikban különböztek egymástól [Glover-Balmer 1954, Grigoryev 1957, Ferris et al 1962, Cooper-Rorabaugh 1963, Hantush 1965, Shestakov 1965, Bochever 1966, Jenkins 1968, Minkin 1973, Moench et al 1974, Vasilyev et al. 1975, Zlotnik et al 1985, Spalding-Khaleel 1991, Sophocleous et al 1995, Zlotnik-Huang 1999].

Az 1980-as évektől találunk olyan analitikus [pl. Cunningham-Sinclair 1979] és később numerikus megoldásokat [Swain-Wexler 1993, Jobson-Harbaugh 1999, Yamagata et al. 2012], ahol a felszín alatti áramlási modellt felszíni vízáramlási modellel kapcsolják össze. Ekkortól jelent meg a felszín alatti víz numerikus áramlási modelljeiben is a felszíni víz hatásainak a beépítése [Miles-Rushton 1983, Vasiliev 1987, Prudic 1989]. Teljesen integrált modelleket is kifejlesztettek, amelyek a felszín alatti- és felszíni vizes rendszereket egy kontinuumként tudják szimulálni [Jones et al. 2008, Kollet-Maxwell 2006, Panday-Huyakorn 2004, VanderKwaak-Loague 2001].

Terepi kutatómunkák a 60-as, 70-es évektől vizsgálták a folyómeder eltömődés miatti nem tökéletes hidraulikai kapcsolat és/vagy a részleges vízadó harántolás hatását (mint pl. Moore-Jenkins 1966, Sophocleous et al. 1988). Azt találták, hogy a talajvíz szivattyúzás egy részlegesen harántoló folyóparton depressziót okozhat a folyó átellenes oldalán is. Megállapították, hogy az akkori analitikus megoldások [Jenkins 1968] jelentősen túlbecsülhetik a felszín alatti víz depressziójával a folyóból kinyerhető vízkészletet [Chamber-Bahr 1992, Meigs-Bahr 1995]. Terepi mérések gyakran irányultak a meder vertikális szivárgási sebességének meghatározására különböző módszerekkel és eszközökkel [mint pl. Zuber 1970, McBride-Pfannkuch 1975, Lee 1977, Lapham 1989]. Ezek legfontosabb eredménye, hogy a meder átteresztőképessége 2-3 nagyságrenddel is kisebb lehet a vízadóétól.

Napjainkban a természetes nyomjelzők (úgy mint hőmérséklet, vezetőképesség, iontartalom) alkalmazása igen gyakori a felszín alatti- és felszíni víz közötti kapcsolat értékelésében [Johnson et al. 2005, Schmidt et al. 2006, 2012, Constantz et al. 2003, Constantz 2008, Lautz 2010, Schornberg et al. 2010, Vogt et al. 2010a, Vogt et al. 2010b]. Ezek a munkák mind a kicserélődő/átadódó vízmennyiség ill. a terjedési útvonalak és idők meghatározására irányulnak. Vagy eszközt fejlesztenek, amelyet több helyszínen tesztelnek [pl. Johnson et al. 2005], vagy egy mérési módszert és annak kiértékelését alkalmazzák [pl. Schmidt et al. 2006, Constantz et al. 2003, Lautz 2010]. A legtöbb ilyen kutatás a folyómederre fókuszál, csak néhány [Vogt et al. 2010a, Vogt et al. 2010b, Johnson et al. 2005] bővíti ki a méréseket a partmenti zónára. Ezeknek a nyomjelzéses vizsgálatoknak legnagyobb hátránya, hogy eredményeik egy rövid mederszakaszra és egy szűk időszakra érvényesek. A nagyobb területen hosszabb időszakú mérések ritkák [pl. Keery et al. 2007]. A másik kutatási irány napjainkban a hosszú idejű terepi észleléseken alapuló modellszámítások végzése [Derx et al. 2010, Huber et al. 2012, K.Tóth-Kovács 2015], amellyel a rendszer dinamikus változásai igen jól követhetőek.

Hazánkban a folyóvíz-talajvíz kapcsolatára irányuló kutatások nagy része szorosan kötődik a parti szűrésű vízbázisokhoz. A kutatásokban nagy fellendülést jelentett az államilag koordinált vízbázis-védelmi programon belül a parti szűrésű ivóvízbázisok diagnosztikája. A program során olyan kérdéseket vizsgáltak, hogy a kitermelt vízben mekkora a felszíni folyóvíz eredetű víz és a háttérvíz részaránya, hogyan alakul a termelt víz minősége, távlati vízbázisok



megvalósításakor a kijelölt szakaszok alkalmasak-e parti szűrésű vízbeszerzésre. Fontos pillére volt a vizsgálatoknak a folyóparti területek réteg-geometriai és szerkezetföldtani viszonyainak feltárása, pontosítása mellett a medergeometria és a feliszapolódott medervastagság meghatározása. Ehhez a korábbi mederfúrások [Kontur 1988] és medertérképezések információit sekélyszeizmikus geofizikai mérésekkel egészítették ki. A mederanyag merítőharanggal vett mintáin szivárgási tényezőket is meghatároztak.

A mederfelületen lezajló beszivárgás vizsgálatára Rózsa Attila in situ vizsgálatot végzett a Szentendrei-sziget keleti partján [Rózsa A., 2000]. A mérés egy ponton és egy időszakban határozta meg a mederparamétereket. A szerző meg is állapítja, hogy a meghatározott szivárgás-hidraulikai jellemzők csak a vizsgált időtartományra érvényesek. Távlati vízbázisoknál az áramlási tér jellemzésére kísérleti telepeket is létrehozta (így pl. a Váli-víz torkolat távlati vízbázisnál), amely próbatermelő-kútból, állandó és ideiglenes figyelőkutakból (piezométerekből) és mederszondákból is állhat. Ezekkel többlépcsős próbaszivattyúzás is megvalósítható a réteg vízáradó képességének, és a vízáramlási irányoknak a nyomon követése céljából. Völgyesi módszere ilyen kísérleti telepek próbaszivattyúzási eredményeiből számol mederellenállást, amely a kolmatáció és a részleges harántolás hatását együttesen veszi figyelembe [Völgyesi 1992].

A Duna menti partiszűrésű vízbázisoknál nyomjelzéses vizsgálatok is folytak elsősorban azzal a céllal, hogy a kutak biztonságos üzemeltetése érdekében a Duna-víz elérési idejét és a szennyeződések felhígulásának mértékét megismerjék. A Szentendrei-szigeten a Duna és egy csápos kút vizének oxigénizotóp-összetételét vizsgálták [Kármán et al. 2013]. Megállapították egyrészt, hogy a Duna vízállásával párhuzamosan változott a víz oxigénizotóp-összetétele. Közepes vízállás esetén a Duna vize a termelőkut tizenkét-tizennégy nap alatt érte el, és a Duna-víz részaránya ~60% volt a termelőkútban. Magas vízállás esetén hat-nyolc napos szivárgási időt kaptak, és a termelőkút vize ~95%-ban a Dunából származott. A Szigetköz területén található kutak trícium koncentrációit Deák József 1984-től több alkalommal megmérte. [Deák et al. 1992]. Később ezeket felhasználva modellszámításokkal vizsgálták, hogy a Dunától távolodva az áramlási pálya mentén hogyan nőtt a szivárgási idő hossza és csökkent a Duna-víz részaránya [Kármán–Deák, 2012]. Fontos megállapításuk, hogy a folyóvízhez rendkívül közel (50-200 méterre) található parti szűrésű kutak sokkal gyorsabban és nagyobb mértékben reagálnak a Duna vízállásának változásaira, mint azt korábban feltételezték. Összességében a parti szűrésű vízbázisokon végzett összes vizsgálatra igaz, hogy az állandóan változó rendszerben csak egy rövid időszakra érvényesek a vizsgálat eredményei.

A parti szűrésű vízbázisokhoz köthető kutatások mellett kisebb volumenű és szórványos, az ország egy-egy területére szorító vizsgálatok is történtek a folyó-talajvíz kapcsolat feltárására. Városi környezetben a folyó és talajvíz kapcsolatának tanulmányozásában Csoma R. munkásságát emelném ki, aki Budapest térségében korrelációs elemzésekkel állapított meg különböző mértékű kapcsolatokat kutak vízszintje és a Duna vízállása között [Csoma –Gálos 2009, Csoma et al. 2012]. Árhullámok és a csapadékesemények hatása mellett, a terület beépítettségének, épületeknek és mélygarázsoknak a hatását is elemezte. Ő már arra vonatkozóan is tesz megállapítást, hogy az általa vizsgált térségben milyen tartóssággal mutat a vízáramlás

iránya a Duna felől a terület felé (30-35 %) és hány méter vízszintmagasság felett fordul meg az áramlási helyzet.

Szintén városi környezetben, Szegeden végzett a témához kapcsolódó kutatást Fejes I. [Fejes I. 2014], aki a talajvízjárás fraktál viselkedését tanulmányozva vizsgálta, hogy milyen erős hatást gyakorol a Tisza a kutak vízjárására, és mennyire hasonlít a különböző kutakhoz tartozó talajvíz idősorok viselkedése a folyóéhoz. Kimutatta hogy mesterséges hatások miatt a talajvízjárás erőteljesen módosult a kutak többségénél, a talajvíz szintje nem emelkedik egy bizonyos maximum felé, függetlenül a folyó vízállásától. A vízszint idősorok hosszú távú memóriáját elemezve megállapította, hogy csak néhány kút esetében mutat a talajvízjárás hasonló viselkedést a Tisza vízjárásához, és ezzel bizonyította a hidrológiai kapcsolatot a folyó és talajvíz között [Fejes I. 2014]. A Tisza, a talajvízállás, a földtani felépítés és a csapadék közötti összefüggést többváltozós regressziós számítással vizsgálva szintén Szeged környékén mások megállapítják, hogy a csapadék, a tiszai vízállás és a talajvízszint változása között időnként igen jó, lineáris összefüggés van. Más esetekben csak a Tisza vízállása és a talajvízállása van egymással kapcsolatban, és ez a gyakoribb eset, vagy ritkábban egymáshoz képest időbeli eltolódás van [Molnár - Hajdú 2003]. Bezdán M. munkássága során - amely elsősorban a Tisza alsó szakaszának szabályozott vízjárásának vizsgálatára irányul – foglalkozik a partmenti talajvízjárással is. Megállapítja, hogy a duzzasztóművek nem csak a folyó vizét duzzasztják vissza, hanem a talajvizet is, ezért a talajvíz kisvízi szintje egy bizonyos szint alá már nem süllyed le [Bezdán M. 2011].

Összesítve a hazai kutatások eredményeit megállapítható, hogy a kutatások jellemzően egy időpontra, vagy csak egy szűk időszakra vonatkoznak, és érvényesek, a rendszer időbeli változását ritkán tükrözik. Szűk területet vizsgálnak, kevés kúttal, jellemzően a folyóparton. Nem vizsgálják és értelmezik a különböző hidraulikai hatásokat, a hatások távolságát, jellemzően a megállapítások csak a folyó okozta talajvízszint-emelkedésekre vonatkoznak. Nincs információ az áramlás sebességviszonyaira vonatkozóan, és a modellezési gyakorlatban a permanens közelítés az elfogadott és használt, nem veszik figyelembe a vízáramlási rendszer változásait, vagy csak a rendszer jellemző állapotait ragadják ki (átlagos, kisvízes, nagyvízes állapot).

### **2.3 Analitikus módszerek**

A folyó-vízadó közötti hidraulikai kapcsolat matematikai számszerűsítésére analitikus és numerikus megoldásokat, és ezek kombinációját egyaránt széles körben alkalmaznak. Az analitikus modellek gyakran az egyszerűségük miatt előnyösek. Ezek sokkal általánosabbak, és egy adott területre könnyebb az átültetésük mint a numerikus modelleknek. Ugyanakkor az analitikus megoldások mindig tartalmaznak olyan alapfeltételezéseket, amelyek gyakran megengedhetetlen egyszerűsítésekhez vezetnek. Leginkább a homogén, izotróp közeg, és az egyirányú (horizontális) áramlás feltételezése tekinthető ilyennek. Emellett nehézkes, időigényes lehet a számítás az időben változó folyamatok követése esetén. A felszíni víz-talajvíz kapcsolat jellegétől függően előfordulhat telítetlen közegebeli áramlás is, azonban a továbbiakban, az analitikus és numerikus módszerek ismertetésénél csak a telített közegebeli áramlási viszonyok matematikai leírásait ismertetem, mivel a kutatásaim is csak erre irányultak.

Természetes viszonyok között, tehát amikor nincs parti szűrésű vízkivétel, a vízmozgás mértékét a folyó és talajvíz között legkönnyebben úgy becsülhetjük, ha feltételezzük a víz vertikális, telített szivárgását a folyómedren keresztül. Ekkor a vízmozgás a Darcy-féle törvénnyel (1. sz. melléklet, 1.2 egyenlet) egyszerűen felírható:

$$Q = -K_M \cdot L \cdot W \cdot I \quad (2.3.1)$$

ahol

$Q$  - az átadódó vízhozam a folyó és a vízadó között [ $L^3/T$ ],

$K_M$  - a meder vertikális szivárgási tényezője [ $L/T$ ],

$L$  - a folyószakasz hossza, amelyre az elszivárgást becsüljük [ $L$ ],

$W$  - az átlagos szélessége a folyónak a vizsgált szakaszon [ $L$ ].

$I$  - az áramlási gradiens a folyó és talajvíz között

Az áramlási gradiens a következőképpen írható fel:

$$I = \frac{(h_{\text{vízadó}} - h_{\text{folyó}})}{M} \quad (2.3.2)$$

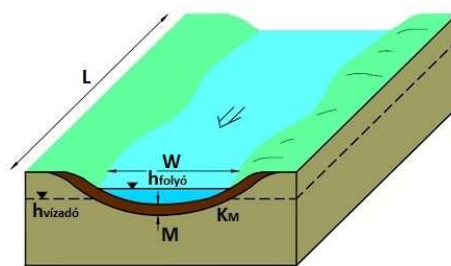
ahol

$h_{\text{vízadó}}$  - a talajvíz hidraulikus emelkedési magassága [ $L$ ],

$h_{\text{folyó}}$  - a folyó vízállása [ $L$ ],

$M$  - a meder vastagsága [ $L$ ].

A felírt Darcy-féle egyenlet paramétereit szematikusan a 2.3/1. ábra szemlélteti. Valóságban a medren átadódó hozamok változnak a mederüledék szivárgási tényezőjének és a meder körüli talajvíz áramlási jellegnek már kisléptékű változékonyságával is. Ez az egyenlet ily módon csak egy átlagos, de kielégítő közelítést ad a medren keresztül történő telített vízmozgásra.

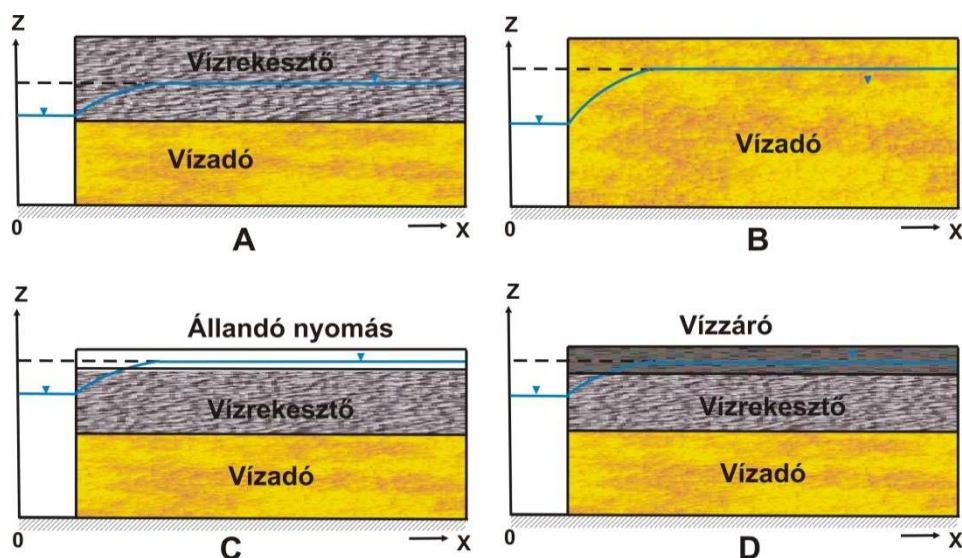


2.3/1. ábra: a Darcy- féle egyenlet paramétereinek szematikusan ábrája

Amennyiben a felszín alatti áramlásoknál azonban figyelembe kívánjuk venni az áramlás térbeli irányultságát, időbeliségét és a közet inhomogenitásait, akkor a pontosabb hidrodinamikai számítások érdekében az általános szivárgási egyenletet kell használnunk. Az általános szivárgási alapegyenlet levezetését számos szakkönyv [pl. Freeze-Cherry 1979, Domenico-Schwartz 1990] részletesen ismerteti. Az egyenletet a szivárgást leíró Darcy-törvény és a porózus közegben áramló folyadékok tömegmegmaradásának folytonossági egyenletének összeillesztésével kapjuk meg. Ebből az általános egyenletből számos további differenciálegyenlet (Laplace-egyenlet, Boussinesq-egyenlet) írható fel különböző feltételek mellett, így pl. a kö-

zeg homogenitása, permanens és nem permanens eset, az áramlás iránya stb. A felszín alatti vízáramlás alapegyenleteit az 1. sz. melléklet tartalmazza. Az analitikus módszerek ezen kiindulási szivárgási egyenleteknek (1.5, 1.23 egyenletek) a különböző matematikai módú, és különböző határfeltételek melletti megoldásain alapulnak, amelyekben a felszíni víz, mint különböző típusú peremfeltétel szerepel.

A vízáradó típusa szerint találunk analitikus megoldásokat nyílttűkrű [Serrano-Workman 1998, Ostfeld et al. 1999, Workman et al. 1997, Marino 1973, Kim-Ann 2001, Zlotnik-Huang 1999, Van de Giesen et al. 1994, Moench-Barlow 2000, Barlow et al. 2000, Serrano 2003, Cooper-Rorabaugh 1963], nyomás alatti [Hantush 1961a, 1965, Ferris 1963, Hall-Moench 1972, Singh 2004, Barlow et al. 2000], és átszivárgó vízáradókra [Hantush 1961b, Kabala-Thorne 1997, Zhang 1992] (2.3/2. ábra). Közös bennük, hogy a vízáradó réteg legalább alulról biztosan vízzáró réteggel határolt, félig végtelen, vagy véges kiterjedésű. Egyes megoldások a közeg inhomogenitását és anizotrópiáját szintén figyelembe veszik [pl. Serrano 2003, Neuman 1981].



2.3/2. ábra: Az analitikus megoldásoknál felvett vízáradó típusok [Barlow-Moench 1998 alapján módosítva]

A - nyomás alatti,

B - nyílttűkrű,

C - átszivárgó rendszer, vízrekesztő réteg a vízáradó felett, és egy állandó nyomású peremfeltétel

D - átszivárgó rendszer, vízzáró réteggel a vízrekesztő felett

x,z- horizontális és vertikális koordináta irányok.

Az áramlást leggyakrabban egyirányúnak (horizontális), a folyóra merőlegesnek tételezik fel. Sok gyakorlati esetben ugyanis a háromdimenziós tér egy vertikális síkjában végbemenő kétdimenziós áramlás egydimenziós áramlássá redukálható, amikor feltételezhető, hogy lényegében horizontális áramlás történik a vízáradó rétegekben. Ilyen mozgás például egy hosszú, egyenes folyószakasz vagy drén felé történő talajvízáramlás, ebben az esetben a folyóra merőleges, egymással párhuzamos síkokban a mozgás homogén izotróp közegben minden tekintetben azonos [Marton 2009].

A megoldás lehet időben permanens és nem permanens, a folyómeder legtöbb módszernél teljesen, ritkábban részlegesen [pl. Grigoryev 1957, Bochever 1966, Zlotnik-Huang 1999]

harántolja a vízáadó réteget. Utóbbi esetben egyes megoldások figyelembe veszik a telítetlen szivárgást is a telített szivárgás mellett.

További fontos csoportosítási lehetőség, hogy milyenek a peremfeltételek, amelyek matematikailag leírják a felvett határokon (mint pl. a folyó is) az áramlási vagy hozam viszonyokat. Három alapeset jellemző: meghatározott vízszint, meghatározott hozam, vagy vízszint-függő hozam típusú peremfeltétel [Barlow-Moench 1998]. Az eredményezett egyenletek analitikus megoldása (legtöbb esetben) a szabad felszínű peremfeltétel linearizálását követi, amelyet vagy Laplace-transzformációval [pl. Zlotnik-Huang 1999, Marino 1973, Cooper-Rorabaugh 1963], vagy konvolúciós módszerrel [pl. Moench-Kisiel 1970, Barlow et al. 2000, Hall-Moench 1972] oldanak meg.

A nyomás alatti vízáadót teljesen harántoló folyó, és egydimenziós, horizontális talajvízáramlás feltételezése mellett a homogén 1D-s diffúziós egyenletből (1. sz. melléklet, 1.16 egyenlet) indulhatunk ki. A megoldások által feltételezett kapcsolat sematikus ábráját és a kiindulási határfeltételeket az 1. sz. melléklet 1/1. ábrája és az 1.17-1.21. egyenletek mutatják be.

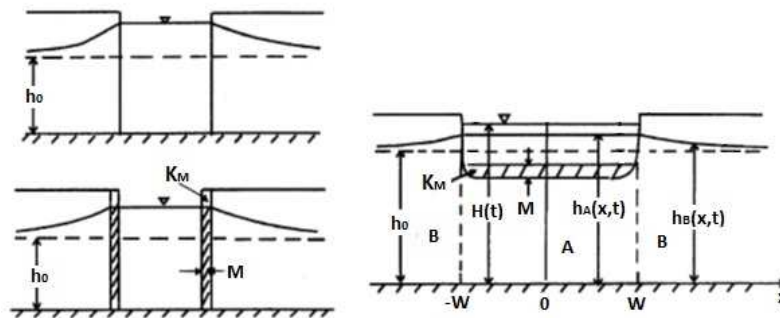
Nyílttükrű vízáadó esetében három megközelítést alkalmaznak analitikus megoldások származtatására. Az első 1D-s horizontális áramlást tételez fel a homogén, izotróp vízáadóban, amelyre a Boussinesq-egyenlet írható fel (1. sz. melléklet, 1.31. egyenlet). A megközelítés sematikus ábráit az 1. sz. melléklet 1/3a-b.ábráin mutatom be. A második megközelítésben nyomás alatti megoldásokat alkalmaznak azzal a feltételezéssel, hogy a vízszintváltozás kicsi a telített vízáadó vastagságához képest, és a transzmisszivitás gyakorlatilag állandó marad térben és időben. Ekkor ugyanis az 1D-s diffúziós egyenletben a tárolást a fajlagos vízleadás, a rétegvastagságot a vízáadó telített vastagsága válthatja fel [így pl. Cooper-Rorabaugh 1963, Hall-Moench 1972, Sahuquillo 1986, Workman et al. 1997]. Ehhez hasonló megoldások, ha a vízáadó telített vastagságát a vízszint magasság függvényeként veszik fel, ami időben változik [Singh 1969, Marino 1973, Govindaraju-Koelliker 1994, Guo 1996, Serrano-Workman 1998].

Végül a harmadik megközelítés nyílttükrű vízáadókra a kétdimenziós áramlás ( $x,z$  síkban) feltételezése, azaz a vertikális áramlás figyelembevétele a horizontális mellett [pl. Streltsova 1975, Higgins 1980, Gill 1985, Neuman 1981, van de Giesen et al. 1994, Barlow et al. 2000]. Ennél a legegyszerűbb esetben homogén, izotróp vízáadót és teljesen harántoló folyót feltételezve kolmatált zóna nélkül a Laplace egyenlet (1.sz. melléklet, 1.14,1.15 egyenletek) 2D-s ( $x,z$ ) formájává egyszerűsödik a feladat.

A folyó vízállás emelkedésében leggyakrabban lépésenként egységnyi változást tételeznek fel [pl. Stallman 1962, Pinder et al. 1969, Singh 1969, Venetis 1970]. Emellett születnek olyan módszerek, ahol a folyó vízszint változását időben különböző megoldásokkal közelítik. Így időben lineáris [Rowe 1960, Hantush 1961a], szinuszos [Ferris 1963], szimmetrikus és asszimmetrikus típusú [Cooper-Rorabaugh 1963] változásokkal. Ezek az elméleti modellek valós terepi körülményekre nehezen alkalmazhatóak, hiszen a folyó vízállás "önkéntesen" változik az idővel. Erre megoldást a konvolúciós módszer (konvolúciós integrálok) alkalmazása jelentett, ennek átfogó tárgyalását szolgáltatja Hall-Moench (1972) megmutatva hogyan

használható a módszer az időben változó folyó vízállás fluktuáció hatására időben változó talajvízszintek és vízhozamok számításában.

Az analitikus megoldásoknak széleskörű az alkalmazása, mint a bázislefolyás, parti tározás becslése, a talajvízszint fluktuációjának és a vízadó paramétereinek (transzmisszivitás, tárolás) meghatározása. Jelentős alkalmazási terület továbbá a partiszűrésű víztermelés során a folyóból kinyerhető vízhozam becslése. A kezdetekben idealizált hidraulikai kapcsolatot tételtek fel, azaz hogy a meder teljesen harántolja a vízadó réteget, és nincs eltömődött zóna a meder és a vízadó között [Theis 1941, Glover-Balmer 1954, Jenkins 1968] (2.3/5a. ábra). Ezek a módszerek tehát azon a feltételezésen alapultak, hogy idővel az összes szivattyúzott víz a folyóból jön, ami leggyakrabban nem reális helyzet. A módszerek az idő előrehaladtával finomodtak a kolmatációs zóna [Hantush 1965] (2.3/5b. ábra), majd a részleges harántolás figyelembevételével [Zlotnik -Huang 1999, Singh 2004] (2.3/5c. ábra). A régi Szovjetunióban már korai időből is találunk olyan analitikus megoldásokat amelyek nemcsak a kolmatált zóna, de a részleges harántolás hatását is figyelembe vették [Grigoryev 1957, Shestakov 1965, Bochever 1966, Minkin 1973, Vasilyev et al. 1975, Zlotnik et al. 1985].



2.3/5. ábra: A partiszűrésű vízkivétel analitikus közelítései [módosítva Zlotnik-Huang 1999 alapján]

Ezen a kutatási területen hazánkban Völgyesi munkásságát emelném ki, aki bevezette, és munkái során alkalmazta a mederkapcsolati hatásfok (MH%) fogalmát a kolmatáció és a részleges harántolás hatásának együttes figyelembevételére a parti szűrésű vízkivétel esetén [Völgyesi 1992].

A matematikai módszerekben a meder ellenállásának figyelembevételére alkalmazzák (1) az  $M/K_M$  [T] hányadost, ami az eltömődött fenékréteg függőleges irányú hidraulikai ellenállása (mederellenállás) (2) ennek reciprokát ( $K_M/M$  [1/T]), ami az átszivárgási tényező, (3) a retardációs együtthatót  $a = \frac{K_M \cdot M}{K}$  [L] [Hantush 1965]. Az átszivárgási tényező a kommunikáció mértékének jelzőszáma [Kovács 2004], a mederellenállás ugyanakkor idő dimenzióban fejezi ki a függőleges átszivárgásnak a kolmatált fenékréteg miatti késleltetését. Nagyságrendileg az 1-100 nap közötti értéktartomány reális a homokos folyómedertől a nagymértékben eltömődött kis vízhozamú csatornákig (Rózsa A. mederbeszivárgási vizsgálatai alapján a Dunánál [Rózsa 2000] 1,0-3,0 1/nap nagyságú átszivárgási tényezőket kapott). Völgyesi ezekkel a paraméterekkel szemben az  $(S_D - S_L)/S_D$  arányt vezette be, amelyet mederkommunikációs tényezőnek, vagy mederkapcsolati hatásfoknak (MH%) nevezett el. Értéke valójában egy százalékos arány a folyó nélküli depresszió ( $S_D$ ) és a tényleges depresszió ( $S_L$ ) különbsége és a folyó

nélküli depresszió között. Értéke elméletileg 0 és 100 % között változhat, minél nagyobb annál jobb kapcsolatot mutatva. A mederkapcsolati hatásfok a felszíni víz és talajvíz kölcsönhatását általánosabban jellemzi, mint az előző három paraméter, hiszen a részleges harántolást és a mederellenállást is figyelembe veszi, ugyanakkor a kút növekvő hozamával alig változik.

## 2.4 Numerikus módszerek

Néhány eset a folyó-vízadó kapcsolatban analitikai módszerekkel nem könnyen kezelhető, mint például a bonyolult vízadó határfeltételek jelenléte, vagy a vízadó heterogenitása. Ezekben az esetekben szükség van a numerikus modellezés használatára, amelyek lehetővé teszik a jellemzők tér- és időbeli változásainak figyelembe vételét. A numerikus számítások az analitikus módszereknél ismertetett általános szivárgás egyenletrendszerét oldják meg iteratív közelítéssel, leggyakrabban véges differencia vagy véges elem módszerrel.

Felszíni- felszín alatti víz kölcsönhatásának numerikus számítására többféle módszer létezik, de összességében ezek két csoportba sorolhatóak: (1) a felszín alatti vízáramlási egyenletekbe építik be a felszíni víz (folyó) hatását; (2) a felszíni – és felszín alatti vízáramlást leíró matematikai egyenletek megoldása szimultán történik, valamilyen formában összekapcsolva, akár egy modellbe integrálva. Az első csoportnál a MODFLOW [Prudic 1989] és a FEFLOW [Diersch 2014] numerikus kódokat emelném ki példaként. Mindkettőnek található felszíni vizes modellel összekapcsolt változata is, a MODBRANCH [Swain-Wexler 1993], és a FEFLOW – MIKE SHE [Yamagata et al. 2012]. Ilyen integrált numerikus megoldásokra több, kevésbé ismert módszert is találunk [Pinder-Sauer 1971, Miles-Rushton 1983, Vasiliev 1987]. A kapcsolt modellek előnye, hogy nemcsak a felszíni víz hatását tudják szimulálni a felszín alatti vízre, hanem fordítva is, ezáltal lehetővé válik például annak nyomon követése, hogy a folyó árhullámának levonulására, a felszíni elöntésre milyen hatással van a vízadóval való kapcsolat [Yamagata et al. 2012].

Felszín alatti telített áramlás szimulálására az egyik leggyakrabban használt véges differencia módszert alkalmazó, és a kereskedelmi forgalomban elérhető szoftverekbe is beépített numerikus program a MODFLOW. A MODFLOW program előnye, hogy forráskódja - amelyet FORTRAN programnyelven írtak - publikus, bárki számára hozzáférhető, és módosítható. Az első közlés óta a szerzők is folyamatosan fejlesztették, és a nyilvános kódnak ma három változata (MODFLOW88/96, MODFLOW2000, MODFLOW2005) érhető el [McDonald-Harbaugh 1988, Harbaugh et al. 2000, Harbaugh 2005].

A véges differencia módszer alap gondolata a szivárgás alapegyenletének, amely egy parciális differenciál-egyenlet, differencia egyenletté történő alakítása [Kovács 2004]. Segítségével felírjuk a vízmérleget a hasábokra osztott tér minden egyes elemére, majd numerikus iteratív eljárásokkal megoldjuk. A felírható vízmérleg egyenletet a 2.sz. melléklet tartalmazza. Az elem vízkészlet növekedése vagy csökkenése alapján meghatározható az elembe bekövetkező vízszint (nyílt tükrű rendszer) vagy nyomásszint (zárt tükrű rendszer) változás [Kovács 2004].

A MODFLOW programban többféle lehetőséget alkalmazhatunk felszíni víz modellezésére, amellyel vízkivétel, vagy vízbetáplálás megoldható a vízadó rétegben. A felszín alatti közeg felszíni vízzel való érintkezési területén fekvő cellák vízforgalmában a felszíni víz hatását

számszerűsíthetjük vízszintfüggő csomagokkal (folyó, drén, tó, stb.), időben állandó, vagy változó nyomásszintű (Dirichlet típusú) peremfeltétellel, valamint féligáteresztő, GHB típusú peremfeltétellel. Felszíni víz hatásának szimulálására összefoglalva tehát a következő csomagok léteznek:

- RIV\*, azaz Folyó csomag [McDonald-Harbaugh 1988]
- DRN\*, azaz Drén csomag [McDonald-Harbaugh 1988]
- CHD1\*, azaz Időben változó nyomásszint (Time-variant Specified-Head) csomag [Leake-Prudic, 1991]
- RES\*, azaz Rezervoár csomag [Fenske et al. 1996]
- LAK\*, azaz Tó csomag [Merritt-Konikow, 2000]
- STR1\*, azaz Folyóáramlás követő (Streamflow Routing) csomag [Prudic 1989].

(\* A csomag programban használt jelölése)

Felszíni víz szimulálására használhatunk egy olyan technikát is, amely nem kíván külön csomagot a numerikus modelleken belül. Egyszerűen a modellrács azon celláira, ahol pl. tavat szeretnénk definiálni, magas szivárgási tényezőket, és a víz kompresszibilitásával megegyező tárolási tényezőket alkalmazunk. A tó vízállását egy tó cellára így a felszín alatti vízáramlási egyenlettel számítjuk. Mivel a szivárgási tényező nagy, kismértékű vagy egyáltalán nincs térbeli változása a számított vízállásnak (a tó cella nyomásszintjének). Ezt a módszert jó eredményekkel alkalmazták tavak és mocsarak reprezentálására 3D áramlási- és transzportmodellekben [Lee 1996, Swain et al. 1996].

Mіндеzen megoldások közül folyók esetében a legelterjedtebben maga a Folyó csomag alkalmazott, csatornák esetében gyakori a Drén csomag használata. Emellett munkáim során a CHD1 típusú csomagot is sikeresen alkalmaztam folyó szimulálására.

#### 2.4.1 Folyó csomag (MODFLOW)

A folyó típusú feltétel működési elvét és a valóságos helyzethez képesti egyszerűsítéseit a 2.4/1. ábra szemlélteti. A folyó modelladaptációjában vízátadás csak a folyómeder alján lehetséges, a mederoldal vízzáró. Ez azt feltételezi, hogy a folyómedren keresztüli horizontális szivárgás mennyisége elhanyagolható, vagy nem fontos a szimuláció céljai szempontjából.

A felszíni víz szintje  $h_{folyó}$ , a cella nyomásszintje  $h$ , a mederfenék szintje  $B_{folyó}$ . Amikor a vízadó (cella) nyomásszintje a folyómeder felett van a szivárgás arányos a folyó és a cella nyomásszintjeinek különbségével [McDonald-Harbaugh 1988]:

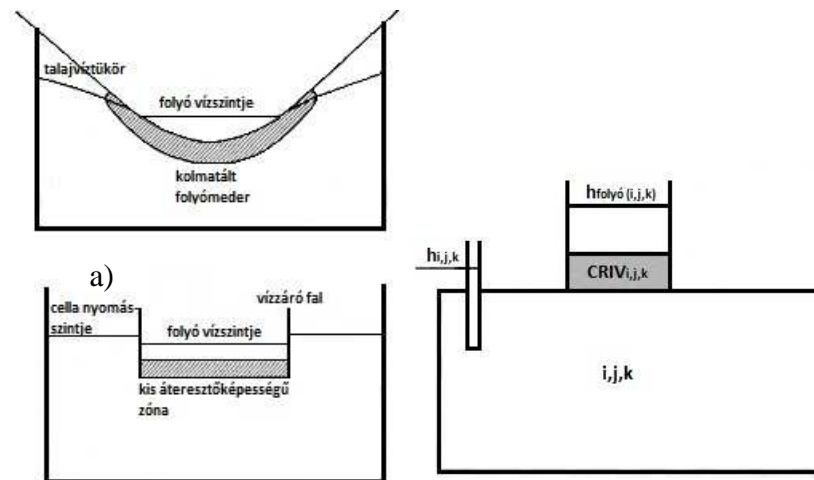
$$Q_{folyó} = CRIV \cdot (h_{folyó} - h) \quad \text{ha } h > B_{folyó}$$

A hozam előjelétől függően tápláló (pozitív), vagy megcsapoló (negatív) típusú a folyó. Ha a cellában a nyomásszint a mederfenék szintje alá esik a fluxus függése a vízadó nyomásszintjétől megszűnik, és az egyedül a folyó vízállásával lesz arányos. Ekkor a folyó táplálja a vízadót [McDonald-Harbaugh 1988]:

$$Q_{folyó} = CRIV \cdot (h_{folyó} - B_{folyó}) \quad \text{ha } h < B_{folyó}$$



Ekkor feltételezve, hogy a folyómeder alatti zóna telített marad, a nyomáskülönbség, ami hajtja a szivárgást egyszerűen a folyómeder alja feletti vízoszlopnak lesz megfelelő.



2.4/1. ábra: a valóságos vízföldtani helyzet (a), a modellbeli megvalósítás (b) [forrás: McDonald-Harbaugh 1988] és a modellcella ( $h_{i,j,k}$ ) és a folyó szintje ( $h_{folyó(i,j,k)}$ ) közötti modellbeli kapcsolat

Az összefüggésekben az arányossági tényező az ún. folyómeder vezetőképesség ( $CRIV$ ), amely arányos a meder szivárgási tényezőjével ( $K_M$ ), a mederszélességgel ( $W$ ), a folyó cellán belüli hosszával ( $L$ ), és fordítottan arányos a kolmatált zóna vastagságával ( $M$ ).

$$CRIV = \frac{K_M \cdot L \cdot W}{M}$$

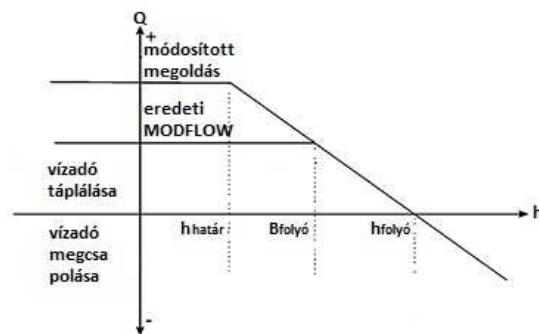
A képletben szereplő  $\frac{K_M}{M}$  [ $T^{-1}$ ] hányadosban az átszivárgási tényező jelenik meg.

Fontos alapfeltételezés, hogy a folyó vízszintjét a számítások nem befolyásolják, az egy előre, a felhasználó által megadott állandó érték a periódusok alatt. Tehát feltételezzük, hogy elegendő víz van a folyóban a vízáadó felé történő vízáadás táplálásához a folyóvízszint befolyásolása nélkül, vagy a felhasználó által előre megadott vízszintek minden befolyásoló tényező hatását már tartalmazó mért adatok. A vízveszteség hatása a folyóvízszinteken nem számítható és nincs számításba véve.

További feltételezés, hogy a vízáadás folyamata lineáris, azaz érvényes rá a Darcy-törvény, valamint mind a folyóból a vízáadóba, mind a vízáadóba a folyóba szivárgó hozam ugyanolyan arányban változik a vízszintkülönbséggel (2.4/2. ábra). Ezek azonban nem feltétlenül teljesülnek a valóságban [Sophocleous 2002]. Rushton-Tomlinson [1979] éppen ezért például exponenciális kapcsolatot feltételez, ami számításba veszi a növekvő ellenállást az egyre növekvő térfogatú víz áthaladásával szemben.

A folyó csomagot fenntartásokkal kell alkalmazni olyan hidraulikai szituációban, amikor a vízáadó nyomásszintje a mederfenék alá esik. Amint a cella nyomásszintje a mederfenék szintjét eléri, további csökkenéskor a folyóból átadott hozam állandóvá válik (amíg a folyó vízszint állandó), és már független a cella nyomásszintjétől (2.4/2. ábra). Több szerző [Zaslavsky 1964, Peterson-Wilson 1988, Bouwer-Maddock 1997, Osman-Bruen 2002] foglalkozott azzal

a jelenséggel, hogy egy határmélységig még fennáll a hidraulikai kapcsolat a folyó és a vízadó között olyan értelemben, hogy a felszín alatti víztükörnek a mederfenék szintjétől való további csökkenése még növelheti a folyó szivárgási veszteségét. A jelenséget részletesen a 2.1.2. fejezetben ismertettem. A MODFLOW kezdeti kiadásában megállapították [McDonald-Harbaugh 1988], hogy a hozamegyenletben a meder alja ( $B_{\text{folyó}}$ ) felcserélhető azzal a mélységgel, ahol a szivárgás állandóvá válik. Azonban ennek a mélységnek a meghatározására még a részletes kutatások sem terjednek ki, így megadása nehéz. A határmélység figyelembevételére Osman-Bruen (2002) közöl a MODFLOW kódnak olyan egyszerű módosítását, amellyel a vízadót tápláló típusú folyó esetében pontosabban eredményeket kapunk (2.4/2. ábra).



2.4/2. ábra: az átszivárgó hozam változása a vízzinttel a MODFLOW és a módosított változat esetében [Osman-Bruen 2002 alapján módosítva]

#### 2.4.2 CHD1, azaz időben változó nyomásszintű csomag

Az időben változó nyomású határ (Time-Variant Specified-Head) minden egyes időlépcsőre különböző értékeket enged meg az állandó nyomású celláknak. Folyókó vízzintváltásának szimulációjára azért alkalmas, mert az egyes periódusokban a felhasználó által megadott vízzintek között lineáris változást feltételez, így módon egy folyó vízállás-változása jól közelíthető vele. Egy perióduson belül az egyes időlépcsőkre a következő képlet adja a vízzintet [Leake-Prudic 1991]:

$$h = h_s + (h_e - h_s) \cdot \frac{PERTIM}{PERLEN}$$

ahol

$h_s$  - a kezdeti vízzint a cellában [L],

$h_e$  - a periódus végére definiált vízzint [L],

$PERTIM$  - a perióduson belüli időlépcső kezdeti időpontja [T],

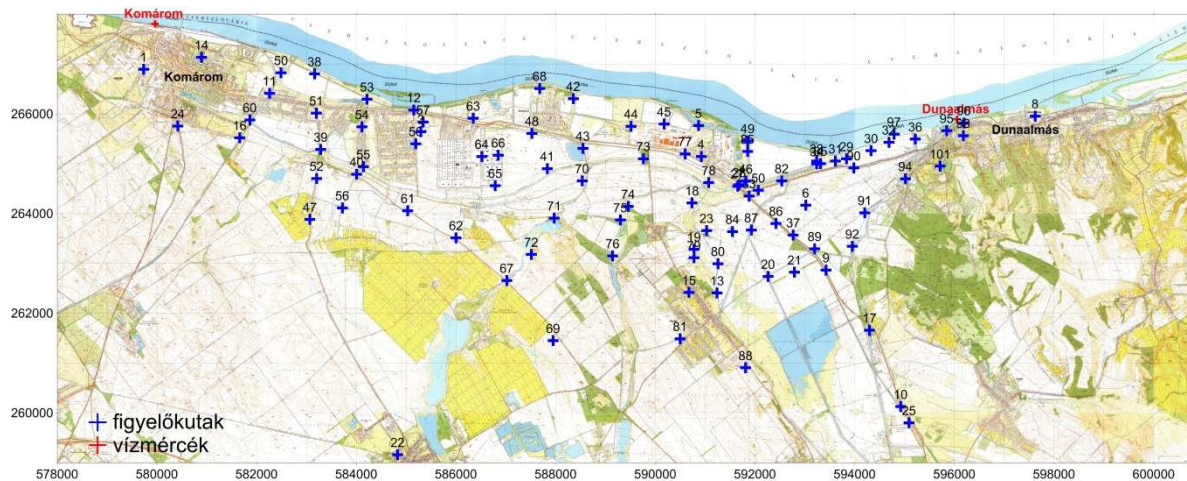
$PERLEN$  - a periódus hossza [T]. Az interpolált nyomásszint értéke állandó marad egy időlépcső alatt.

### 3. A vizsgált területek rövid bemutatása

A kutatásaim során hazánkban számos területen végeztem kevésbé részletes, vagy igen részletes, sokszor évekig elhúzódó vizsgálatokat. Minden esetben kiindulásként a területekről rendelkezésre álló földtani és vízföldtani információk összegyűjtése, háttérkutatás történt. A disszertációban felhasznált adatok webes [1,2,3,4] és nyomtatott [Vízrajzi Évkönyvek] adatbázisokból, valamint projekt adatbázisból származnak. A disszertációban szereplő területek elhelyezkedését a 3.sz. mellékletben (3/1. ábra) mutatom be.

#### 3.1 A Duna menti terület

A vizsgált terület a Duna Komárom - Neszmély közötti szakaszán, a part mentén helyezkedik el, déli irányban a folyótól kb. 7 km-es távolságig. A területen a "Kútfő" projekt (TÁMOP 4.2.2/A-11/1-KONV-2012-0049) alatt intenzív, összetett, a Duna teraszkavicsára irányuló kutatás folyt az intézetünk részéről. A vizsgálataimhoz felhasználtam a projekt alatt épített adatbázis adatait, amely térségi talajvízszint idősorokat, felszíni vízállás idősorokat, fúrási rétegsorokat tartalmaz [K.Tóth et al. 2015, K.Tóth-Madarász 2014].



3.1/1. ábra: A Duna menti kutatási terület

A terület a Gerecse – hegység nyugati előterében, az Által-ér völgyének É-i részén fekszik. Az Által-ér széles völgye a tata-bicskei árok tektonikus törésvonalának nyomvonalán alakult ki. A Gerecse hegység a Dunántúli-középhegység tagja. A főleg triász karbonátos kőzetekből felépülő hegység Ny és É felé, a Kisalföld medencéjének irányában törésvonalak mentén a mélybe süllyed, így a hegység peremén még felszínen lévő mészkőképződmények Komáromnál már 1000 méter körüli mélységben találhatóak [Kele 2009]. A triásznál fiatalabb mezozoos (jura–kréta) képződmények elsősorban a hegység északi, észak-nyugati részén ismertek. A júra korú, erősen tektonizált, jól karsztosodó mészkő a térség fő karsztvíztároló kőzete [Kercsmár et al. 2015]. A mezozoos alapkőzetre vastag oligocén üledékek (agyag, márga, homok, homokkő) rakódtak le, az oligocén üledékekre agyagos-iszapos pannóniai (felső- miocén), jó vízzáró képződmények települtek [Viczián 2009]. A kiédesedő pannon medencék agyagos, homokos üledékei az egész Gerecsét körbefogják [Kele 2009], és a teljes kutatási területen megtalálhatóak. A pliocén végétől a térséget a Duna és mellékfolyói kavicsos-homokos alluviális üledékek borították be [Kaiser et al. 1998]. A középső pleisztocén során a mai Győr-Tatai teraszvidék süllyedése megállt, így a Duna medre bevágódva terasz-

kat alakított ki [Viczián 2004]. A térség pleisztocén képződményei kavics, homok, folyami kavicsos homok, meszes homok és homokos agyag összletek. A pleisztocén kavicsos homok, homokos kavics összlet a térség fő talajvízadó rétege. A holocén homok, kavics, kavicsos homok, ártéri agyag, iszap alkotja, kisebb-nagyobb lencsék formájában települve. A teraszvidék vázlatos szelvénye a 3.sz. melléklet, 3/2. ábrán, míg a földtani szelvények a 3/3. ábrán láthatóak.

A jó vízvezető tulajdonságú alluviális üledékben mozgó talajvíz a Duna vízszintjéhez igazodik. Az év nagy részében uralkodó kis – és középvízállás esetén a talajvíz a Duna felé áramlik a folyóhordalékon keresztül, nyugalmi szintje a vízadó réteg felső homokos összletében található. Nagyvíz esetén a Duna közelében nyomás alatti állapotban lévő talajvíz is előfordulhat. A vizsgált területen a 15-20 m vastag kavicsos homokos talajvíztartó réteg alatti agyagos vízrekesztő pannon réteg szinte minden fúrásban megtalálható, ami jól elkülöníti a sekély talajvíztestet a rétegvízektől. A területre eső mintegy 20, több szintre szűrőzött kútcsoport adatait megvizsgálva a vertikális nyomásgradiens kb. 3-10 % között mozog, azaz a talajvíz nyugalmi szintje átlagosan 1,5 m-el mélyebben húzódik, mint a legfelső rétegvízadó vízszintje [K.Tóth et al. 2015]. Tekintettel arra, hogy a térségben a Duna jellemzően megcsapolja a talajvízadót, ezért a felszín közeli rétegekben uralkodóan felfelé történő szivárgásnak kell kialakulnia, amit a mélység felé növekvő potenciálszintek jól mutatnak.

A Dunán Komáromnál és Dunaalmásnál található felszíni vízmérce, ahol az utóbbi 20 évben mért vízállás-idősorokat a 3. sz. mellékletben mutatom be (3/4. ábra). A 20 év alatt mért legmagasabb vízállás a komáromi vízmércén 112,28 mBf. Az átlagos vízállás 106,09 mBf. Legkisebb vízállások általában novemberben jelentkeznek, ekkor a legalacsonyabb a középérték és a szórás értéke is, tehát legkevésbé változékony a vízjárás.

A Duna vízjárása a legkritikusabbá a februártól júliusig tartó időszakban válik. Ekkor ugyanis éppúgy lehet számítani arra, hogy a vízgyűjtő-területen tározódó hó egy korai felmelegedés hatására elolvadva árvizet okoz, mint arra, hogy a tavaszi esőzések okoznak magas és tartós zöldrakat [ÉDUVIZIG, 2007].

### **3.2 A Tisza menti területek**

A vizsgált területek a Tisza-folyó mentén, annak Tiszadob és Ároktő között húzódó szakaszán, elsősorban annak jobb partján helyezkednek el. Itt található pl. a Tiszadob-Sajótorkolat és a Tiszakeszi-Ároktő távlati vízbázis is (3.sz.melléklet, 3/5.ábra).

A területen az alaphegységet triász mészkő alkotja [Rónai 1985], amelyet szénhidrogén-kutató fúrások 1800 - 2000 m mélységben értek el [Léczfalvy 2004]. A triász alaphegységen vékony és hiányos oligocén rétegek, azokon vastag miocén riolittufa, és hasonlóan vastag pannóniai rétegek települnek. A pannóniai képződmények agyagok, agyagmárgák és homokok, vékony lignittelepekkel, a rétegek a medence belseje felé, D-DK-i irányba dőlnek [Rónai 1985]. Az alsó pannóniai képződményeknek 200 – 300 m között, míg a felső-pannóniai rétegeknek 400 – 500 m között változik a vastagsága. A pannóniai rétegekre levantei agyag rétegek települtek, amelyek vastagsága a Tisza mentén eléri a 200 métert. A rétegösszlet talpa 200 métertől 600 méteres mélységig nő D-DNy-i irányban a vizsgált folyószakasz mentén [Rónai 1987].

A Sajó nagy kavicsos hordalékkúpját a pleisztocén elején kezdte el építeni [Rónai 1985]. A negyedkori üledék vastagsága Tiszadob környékén 100 méter, ami a folyó mentén nő, és Tiszakeszinél már eléri a 350 métert is [Rónai 1987].

A Tisza csak a kavicsterasz kialakulásának legvégén jelent meg a területen, medre a kavicsteraszba vágódott, melyben lerakódott saját finomszemű iszap-agyag-homok anyagú hordaléka. A Tisza medrének vándorlása, valamint a folyószabályozás során levágott kanyarulatok feltöltődése miatt a sekélyföldtani felépítés igen változatos. Jellemzően a felszín közelében holocén árterületi öntésiszap, agyag és lösz képződmények húzódnak 4 m átlagos vastagságban. Ez alatt a Tisza partvonala mentén homok, nyugatra haladva egyre kavicsosabb talajvízadó réteg található, amely anyagában horizontálisan és vertikálisan is jellemzőek a finomabb, agyagos-iszapos közbetelepülések [Rónai 1987]. A 3.sz.melléklet 3/6. ábráján a területre eső földtani szelvényeket mutatok be.

A Tisza vízjárása „szeszélyesebb” a Duna vízjárásához képest. Vízmércék a vizsgált szakaszon Tiszadobnál (500.2 fkm), Tiszapalkonyánál (484.7 fkm) és Tiszakeszinél (466.8 fkm) találhatóak. A folyó közepes vízállása Tiszapalkonyánál 89.6 mBf, míg legnagyobb vízállása 95.3 mBf, a vízjárás-idősort a 3.sz. melléklet 3/7. ábrája mutatja be.

A talajvíz regionális áramlási iránya ÉNy-DK, alacsony és közepes folyó vízállásnál a Tisza felé mutat az áramlási irány, magas vízálláskor a folyó táplálja a rétegeket. A talajvízjárás évi ingadozása átlagosan 1-2 méter, ami a folyóparton elérheti a 4 métert is [Rónai 1987]. A talajvízadó homokos-kavicsos összeteten belül jellemzőek az iszapos-agyagos lencsék, amelyeknek azonban vízzáró szerepük nincs, és még részterületenként sem jelentkeznek összefüggő rétegekként. Hasonlóan a talajvízadó porózus rétegek alatt sem találunk egységes, a teljes területen nyomon követhető vízrekesztő réteget az első rétegvízadó szint felett. A nyomásviszonyok szempontjából ez a térség átmeneti ill. beszivárgási terület [Rónai 1985], lefelé haladva a víz nyugalmi szintje a felső 60 méteren alig változik, vagy kismértékben csökken.

#### **4. FOLYÓ HATÁSAINAK VIZSGÁLATA A SEKÉLY FELSZÍN ALATTI VÍZÁRAMLÁSI RENDSZERRE**

##### **Módszertan**

Monitoring adatok feldolgozásával kezdtem a vizsgálatokat, hiszen (1) magát a problémafelvetést is a kutatási területek vízszint- (és egyéb) észleléseiből származó megfigyeléseim generálták, (2) következtetéseket elsőként mért adatokból kívántam levonni, (3) a legkézenfekvőbb, sokszor már rendelkezésre álló, legolcsóbban kivitelezhető információszerzés egy vizsgált területről a meglévő monitoring hálózat megfigyeléseinek felhasználása.

Az adatok feldolgozása alatt értem az egyszerű grafikus ábrázolásokat, a leíró statisztikai számításokat, krígelést és interpolációkat, korrelációs és regressziós számításokat, és egyéb az adatrendszer kezeléséhez, szűréséhez stb. tartozó tevékenységeket.

Mért adatokból csak olyan pontossággal tudjuk a folyó-talajvíz kapcsolatot, a folyó hatásait meghatározni, amilyen sűrűségű a figyelőkút hálózatunk. Térben és időben a rendelkezésre álló adatoknál sűrűbb információt statisztikai eszközökkel [Tóth 2005a,b], vagy numerikus modellezéssel is nyerhetünk, utóbbival vizsgálhatjuk a hatások tér- és időbeli változását. Ez

arra is kitűnő eszköz, hogy egyes tényezők - mint a folyó-vízadó kapcsolat erőssége, vagy a folyó árhullám képeinek jellemzői – hatását viszonylag egyszerűen meg tudjuk vizsgálni.

Numerikus számításokat két megközelítésben is alkalmaztam. Az első esetben olyan „sematikus” modelleket építettem fel, amelyek nem köthetőek konkrét kutatási területhez. A folyó hatását vizsgálom velük a felszín alatti vízáramlásra különböző paraméter-együttesek, scenáriók, tér- és időbeli felbontások mellett. A másik esetben a bemutatott kutatási területek kalibrált numerikus modelljeit alkalmazom, és azok segítségével végzek célirányos vizsgálatokat.

## **4.1 Folyó távolhatása**

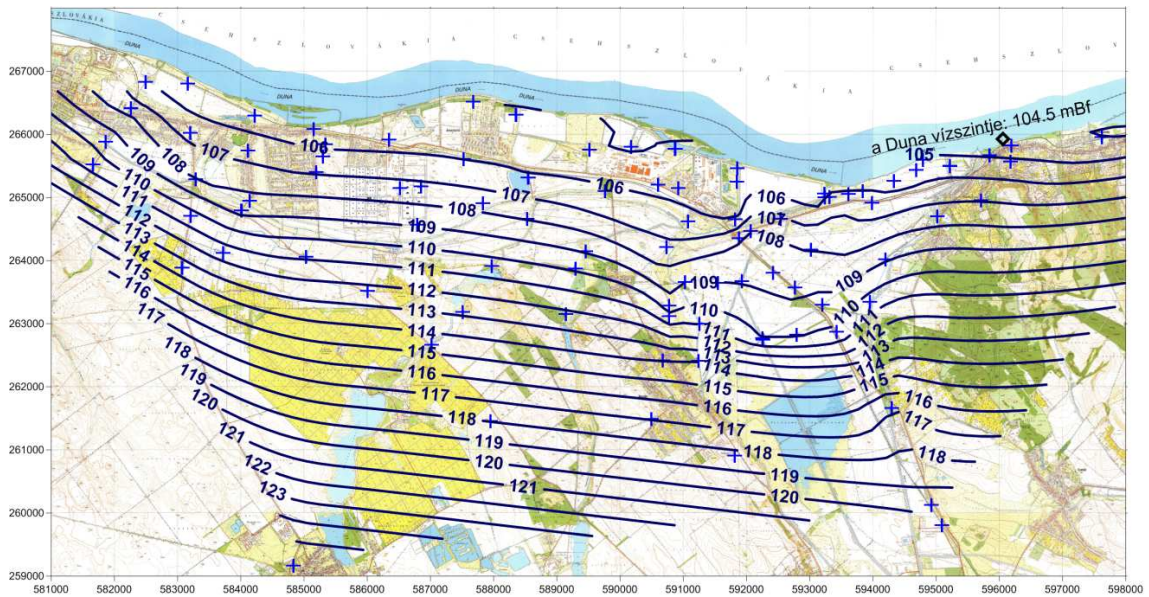
### ***Problémafelvetés:***

A folyó hidraulikai hatásának megállapítása a vele kapcsolatban álló felszín alatti vízre leggyakrabban arra korlátozódik, hogy megadunk egy közelítő távolságot, ameddig a folyó „hatással van” a talajvízre, annak pontosabb definiálása nélkül, hogy milyen hatásról is van szó, ez esetleg változhat-e időben, és hogyan. A folyó- és talajvízszint idősorok együttes elemzése szintén gyakori, amellyel megállapításra kerül a folyó és a talajvízszint különböző mértékű „együttjárása”. Külön csoportot képeznek azok a terepi vizsgálatok, például nyomjelzéses mérések, amelyek egy adott időpontban, adott szelvényben meghatározzák az áramlási irányokat, sebességeket, például egy árhullám során a medertározás távolságát, vagy a folyóból a vízadóba átadódó hozamot. A kutatásaim során részletesen kezdtem el vizsgálni a folyó hidraulikai hatásait a felszín alatti víz áramlási viszonyaira és olyan kérdésekre kerestem a választ, hogy: „Hogyan definiálható pontosan a folyó hidraulikai hatása? Hogyan definiálható a hatástávolság? Különböző hatások esetén a hatástávolságok is különbözőek? Egy-egy árhullám mennyire változtatja meg a hatástávolságokat? Hogyan és milyen pontosan határozhatóak meg a hatások és hatástávolságok mérési adatokból?”

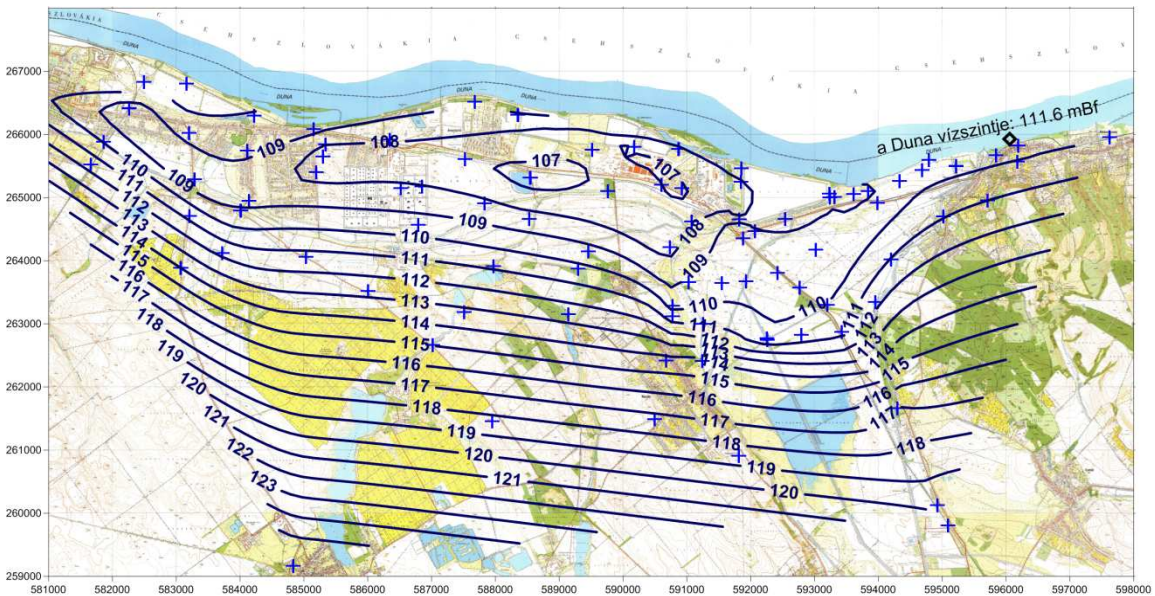
### **4.1.1 Mért adatok feldolgozása**

A vízfolyások mentén fekvő területeken a folyók vízszintje jelentősen befolyásolhatja a talajvíz áramlási viszonyokat. Erre szemléletes példa a Duna menti területen (1.sz.mintaterület) két különböző időpontra (egy kisvízes és egy árvizes) az egyidejű talajvízszint mérésekből szerkesztett potenciáltérkép (4.1/1.ábra). Kis – és középvízállás esetén a talajvízáramlás regionális iránya jellemzően É-ÉK-i irányú, a Duna felé áramlik a talajvíz a folyóhordalékon keresztül. Nagyvíz esetén azonban a Duna betáplálja a talajvizet, ekkor a szivárgás iránya megfordul, D-DK-i irányúvá válik [K.Tóth-Szűcs 2014]. A talajvíz nyugalmi szintje a vízadó réteg felső homokos összletében található, nagyvíz esetén a Duna közelében nyomás alatti állapotban lévő talajvíz is előfordul, míg a parti sávban a Duna vízállásával közel azonos nyomásszintek feltételezhetőek.





a.



b.

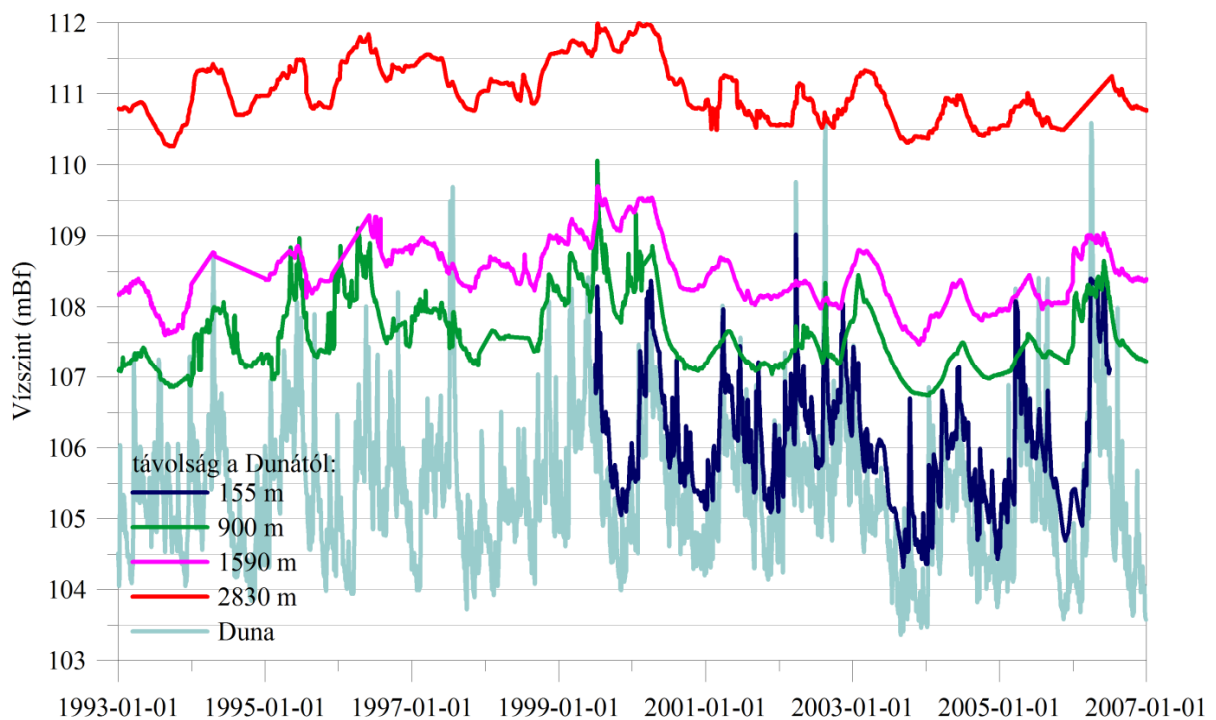
4.1/1. ábra: Kisvizes (a) és árvizes (b) időszakra szerkesztett potenciáltérkép (mBf)

A befolyásolás mértéke persze több tényezőtől is függhet. Ilyenek a földtani felépítés és a vízáradó tulajdonságai (réteg vastagság, szivárgási tényező, tározási tényező), emellett a folyó vízállás változásának jellege (vízállás nagysága, árhullám tartóssága stb), és mesterséges hatások (pl. beépítettség mértéke és típusa).

A folyó távolhatásának vizsgálatához legfontosabb a minél nagyobb időbeli felbontású, és a térben minél sűrűbb információ megléte. Hazánkban a nagyobb folyók (Duna és Tisza) menti területek ilyen szempontból kedvezőek, hiszen az országos törzshálózati megfigyelőrendszer kútjai a folyópartok mentén sűrűsödnek. Ez köszönhető többek között az üzemelő és távlati parti szűrővíz bázisok monitoring tevékenységének, illetve egyéb, például a Bős-Nagymarosi vízlépcső hatása megfigyelésének. Az időbeli felbontással már akadnak problé-

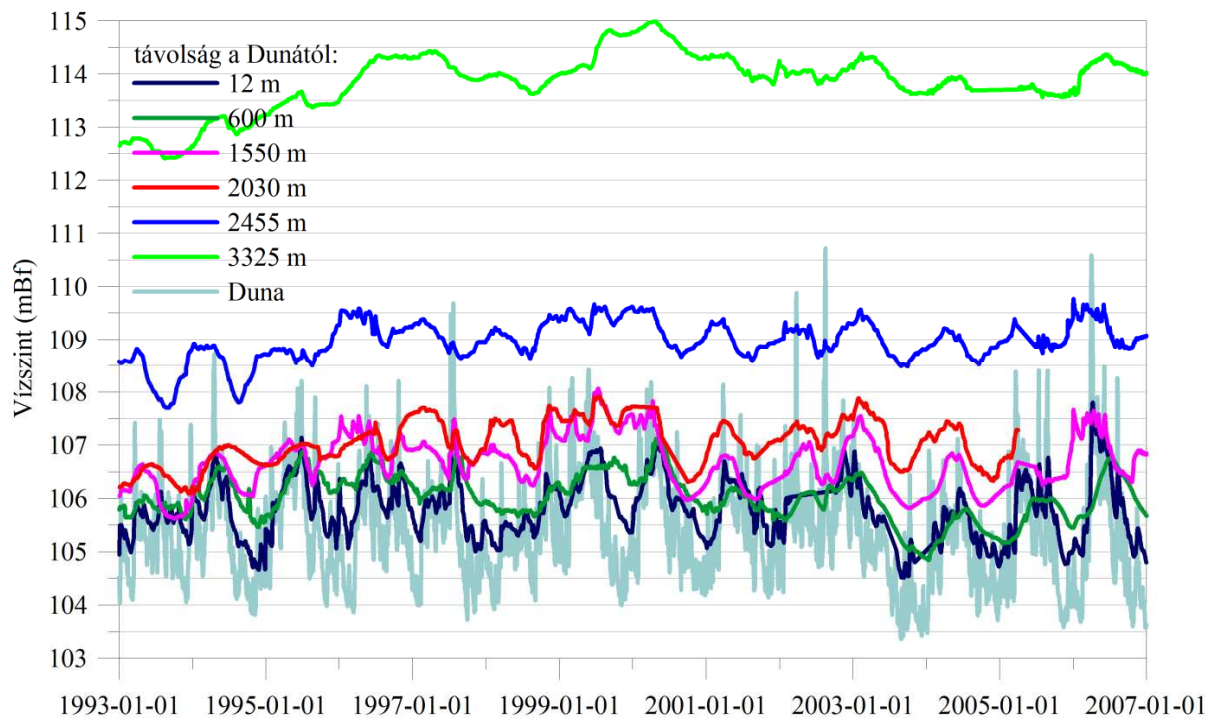
mák, ami a törzshálózati kútrendszer esetében a folyamatosan változó, jellemzően egyre csökkenő finanszírozásnak tulajdonítható. Az egyes monitoring kutakban a félévi gyakoriságtól a két-háromnapi gyakoriságig legjellemzőbbek a vízszintmérések, csak rövidebb-hosszabb időszakokra találunk napi regisztrálást.

A mennyiségi távolhatás vizsgálatához a folyó és a talajvíz szintjét, ezek egymáshoz való viszonyát kell összehasonlítani minél több, a folyóparttól különböző távolságra fekvő kutakban. A 4.1/2a,b,c. ábrákon vízszint idősorok láthatóak a talajvíz szintjét együtt ábrázolva a folyó vízszintjével. A talajvízszint időbeli változását a 4. sz. melléklet térképén bemutatott szelvények (4/1. ábra, 1-2-3. szelvények) menti kutakra vizsgáltam. A talajvízszint a 104,5 - 121 mBf tartományban változik a Duna menti területen, és még 2 km távolságban is jól követi a talajvízjárás a Duna vízjárását. A Duna távolhatása a kutaktól való távolságától függ elsősorban, ami az egyes kutak eltérő talajvízszint-változásának mértékében, dinamikájában nyomon követhető. A folyóparton az átlagos vízszint-ingadozás kb. 3 m. Nagy árhullám hatására a talajvízszint-emelkedés még 2 km távolságban is elérheti akár a 2 m-t is.

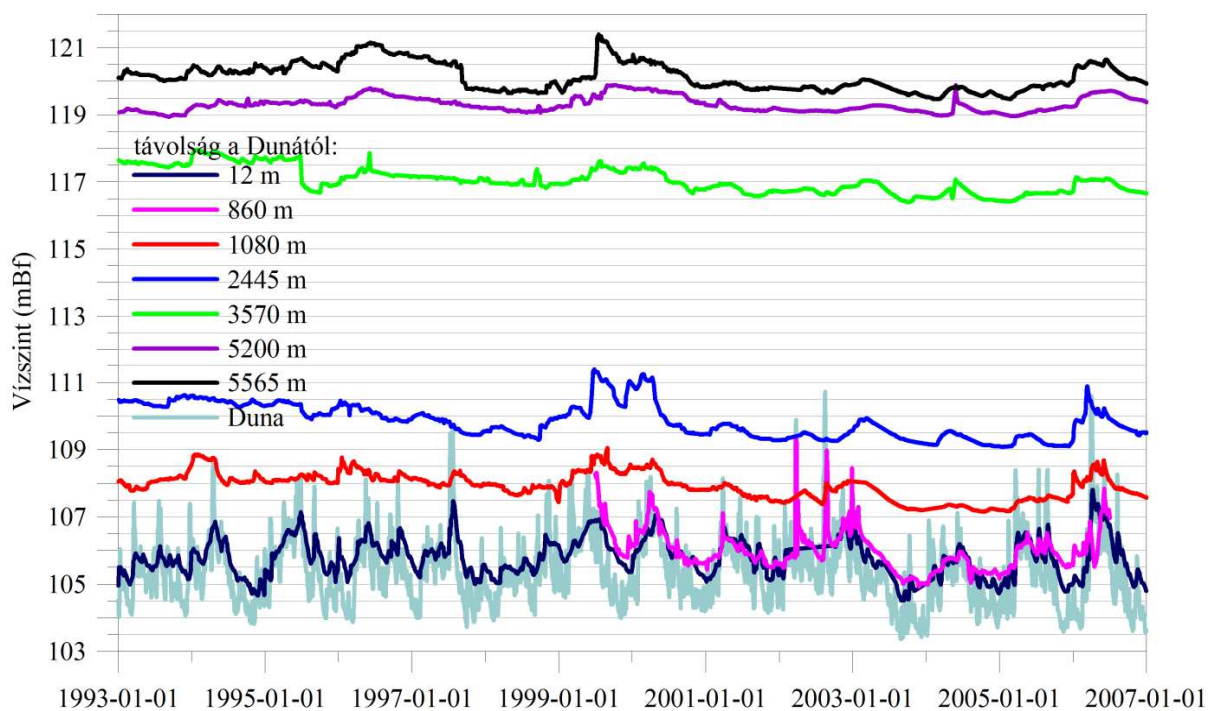


a)





b)



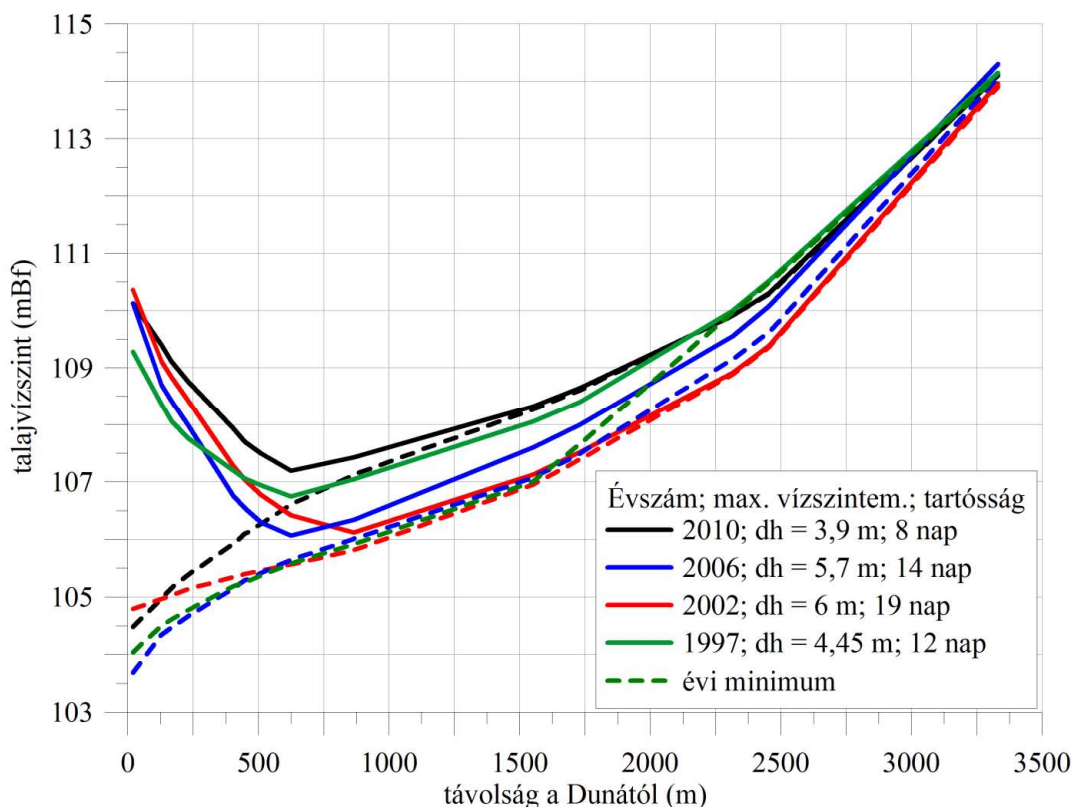
c)

4.1/2a,b,c. ábrák: A Duna és a sekély figyelőkutak vízszint idősorai

Az év nagy részében, közeledve a folyó felé egyre csökkenő vízszintek a jellemzőek, ami azonban árhullámok esetén adott távolsáig megfordul. Így pl. a c) szelvényen a 860 - és 1040 m távolságra fekvő kutak között egy 2 m-es, folyó felé mutató vízszintkülönbség jellemző, ami azonban árhullámok során jelentősen lecsökken, és a 2002-es évben a közelebbi kútban magasabbá válik a vízszint. Ugyanazon távolságban fekvő kutak nem ugyanolyan mértékben

reagálnak, így az a) szelvényen a folyótól 155 m-re fekvő kútban nagyobb vízszintingadozásokot látunk, mint a c) szelvényen látható mindössze 12 m-re fekvő kútban. Az értelmezésnél gondosan kell eljárni olyan szempontból, hogy némelyik kútnál nem a teljes időszakra áll rendelkezésre napi adatsűrűség! Hasonló szelvényt látunk (4.sz. melléklet 4/2. ábra) a Tiszának a tiszadobi szakaszánál a 2010-es évre. A legközelebbi kút és a Tisza között még megfordul az áramlás a tavaszi árhullám során, sőt egy rövid időre nyáron is, de a 790 m-re fekvő kút és a távolabbiak között már csak a gradiens mértéke csökken le, de az irány megmarad, ugyanúgy a Tisza felé mutat.

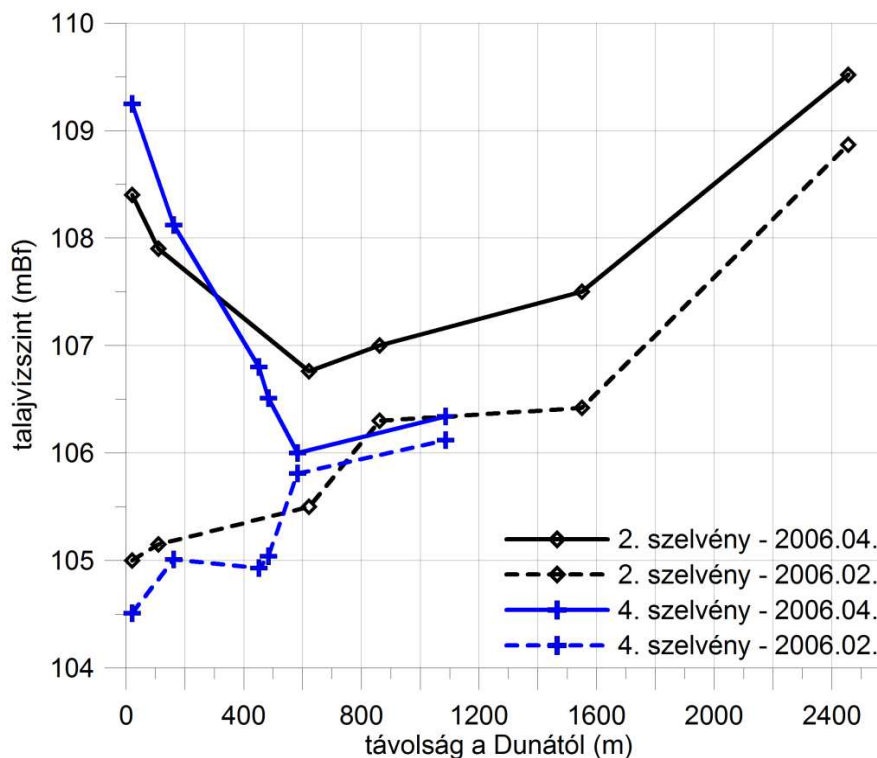
A folyók közvetlen hatása a térségek talajvízforgalmára tehát egyértelmű, és a vízszint idősorok alapján az is világos, hogy ez időben változó. A további vizsgálataim arra irányultak, hogy a folyóhatás milyen távolságig milyen mértékű, és hogyan változik a folyó vízállásának karakterisztikájával. Ehhez a hagyományos vízszint-idősoroktól eltérően folyóra merőleges szelvények mentén vizsgáltam a tartós kisvizes időszakok és az árhullámok hatását a talajvízszintek változására a távolság függvényében. A 4.1/3. ábra szerkesztéséhez 4 különböző év árvizes, valamint tartós kisvizes vízszint adatait használtam fel. Az adott évben árvízkor a Dunától különböző távolságban fekvő kutakban mérhető legmagasabb vízszintjeire folytonos, a tartós kisvizes időszak legalacsonyabb vízszintjeire szaggatott vonal lett illesztve. Az ábrához a területen lévő összes kút fel lett használva, amelyikre az adott árvízkor volt adat, csak a "kieső" adatokat hagytam el, ily módon ez a Dunának a vizsgált szakaszára egy átlagos karakterisztikát nyújt. A jelmagyarázatban szerepel az évszám mellett a folyó legnagyobb vízállás-változása, és az árhullám során a vízállás tetőzéséig eltelt napok száma. A négy bemutatott árvízből egy (a 2006 évi) tavaszi árvíz, a többi nyári nagy esőzésekből származó zöldár.



4.1/3. ábra: Talajvízszint profilok alacsony és magas vízálláskor

Mind a négy esetben különböző a vízszint-változás karakterisztikája. Jellemzően minél nagyobb a folyó vízszint-változása annál nagyobb a part menti kutakban is a vízszintváltozás, azaz annál szélesebbre nyílik szét a két görbe által közrefogott terület. Ugyanakkor a kisvizes időszakokra szerkesztett vízszint profil is mind a négy vizsgált évre különböző. Mivel a két görbe képviseli az adott évhez tartozó szélsőértékeket, a vízszintek változása a távolsággal a két burkológörbe között várható, amelyek csak a folyótól igen nagy távolságokban érnek össze.

Az áramlási irány megfordulásának a távolsága a 625 m-re fekvő kútig követhető nyomon, és csak a legtartósabb és legnagyobb árvíz esetén tolódik ki ez a hatástávolság 860 m-ig (pontosabban a 860 m távolságban fekvő kútig!). Minden bizonnyal a talajvíz áramlási irány megfordulásának távolsága a folyó mindenkori vízállásának, és ár hullámainak hatására dinamikusan változik, és minden árvíz esetében más-más távolságok adódnának. Így például visszatekintve a 4.1/2a. ábrára 1999. nyarán a 900 m távolságú kút vízszintje magasabbá válik az 1590 m távolságban fekvő kút vízszintjétől, jelezve hogy valahol a két távolság között következhetett be a vízáramlási irány megfordulása. Hangsúlyozom, hogy a 4.1/4. ábra a területre jellemző átlagos karakterisztika. Egy-egy konkrét szelvény mentén vizsgálva eltérő lefutásokat kapunk, ami elsősorban a földtani inhomogenitás, a térben változó fizikai paraméterek következménye (4.1/4. ábra) [K.Tóth-Szücs 2014].

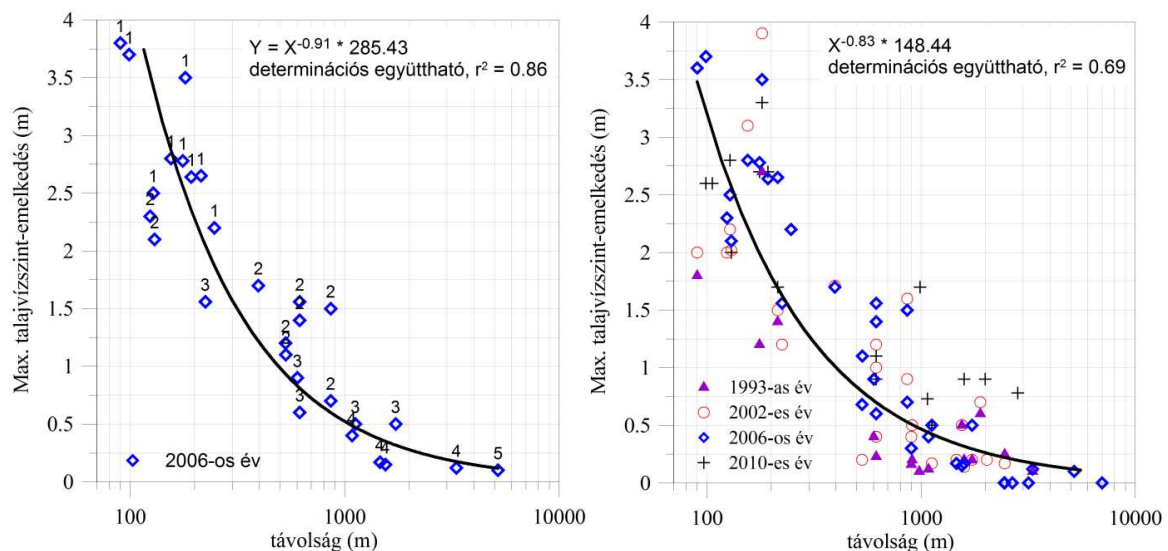


4.1/4. ábra: A vízszint profilok két szelvény mentén a 2006-os évre

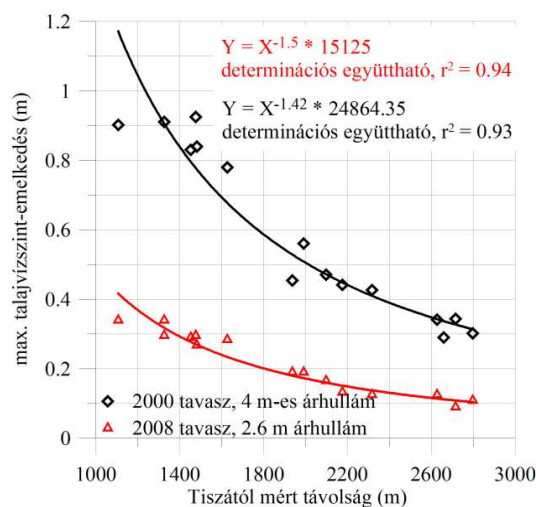
Az áramlási irány megfordulásának távolságánál sokkal nagyobb az a távolság, amelyen belül változnak a talajvízszintek a folyó hatására. Bár az áramlási irány már nem fordul meg, de mérhető vízszintváltozás következik be, azaz az áramlás gradiense megváltozik. A nyári zöldárak esetében több mint 2000 m, a 2006-os nagy tavaszi árvíz esetén azonban távolabbi kutakban is még mérhető vízszintemelkedés következett be.

Az áramlási gradiens változások hatástávolsága még szemléletesebb, amennyiben egy-egy árhullám alatt nem abszolút vízszinteket, hanem legnagyobb vízszintváltozásokat vizsgálunk. A 4.1/5. ábra a 2006-os, majd további három évben árvíz hatására mérhető legnagyobb talajvízszint-változásokat mutatja a Dunától való távolság függvényében. A pontok felett a késleltetés (amennyivel később tetőzik a talajvízszint az adott kútban) napjainak a számát tüntettem fel. A 3000 m-nél távolabbi kútban is 10 cm-nél nagyobb volt a vízszint-emelkedés, igaz az csak 4 nappal a folyó tetőzése után érte el maximumát. Rekord emelkedést okozott a 2010-es nagy árhullám egy majdnem 2000 m távolságban fekvő kútban. A pontokra egy hatványfüggvényt illeszthető legkisebb hibával.

A Tisza tiszapalkonyai szakaszán hasonló lefutású a két különböző árhullámra szerkesztett vízszint-emelkedés (4.1/6. ábra), bár itt csak 1000 méteren túlról voltak adataim és jóval kevesebb megfigyelőkútra. A pontokra az előzőekhez hasonlóan hatványfüggvényt illesztettem. A talajvízszint-emelkedés ilyen távolságokban egyértelműen a nyomáshullám terjedésének tulajdonítható a vízáradó rétegben, amely sokkal gyorsabban megy végbe, és nagyobb távolsáig eljut, mint a tényleges vízáramlás.



4.1/5. ábra: a Duna árhullámai okozta maximális vízszintemelkedések

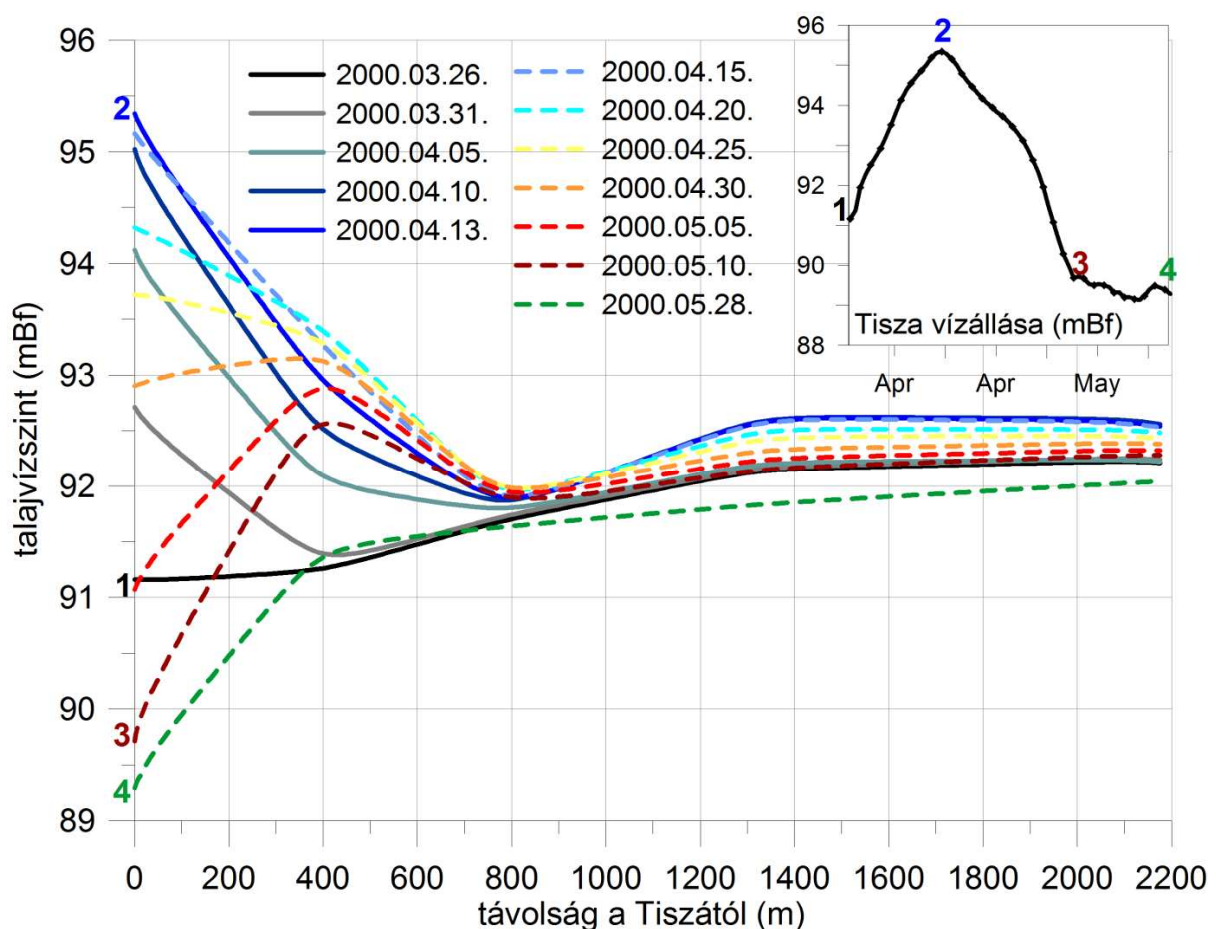


4.1/6. ábra: a Tisza árhullámai okozta maximális vízszintemelkedések



Az árhullám tehát jelentős hatással van a vízáramlási viszonyokra, de valójában a folyó periodikusan változó vízállása mindenkoron egy bizonyos távolságon belül meghatározza a talajvízáramlás jellegét. Így folyamatosan változik a talajvíz áramlási iránya, a gradiens, és a talajvízszint emelkedések és csökkenések. A változások távolsága minden árhullám esetében, és minden vizsgálati szelvény mentén különböző lehet, de a kis- és középvízhez tartozó vízszint profil is változik a folyó aktuális vízállásától (a megelőző időszak viszonyaitól) függően.

Tekintsünk meg 4.1/7. ábrát, amelyen tiszadobi figyelőkútsorban nyomon követhetjük egy árhullám levonulását a vízadóban. A folytonos vonallal a Tisza tetőző vízállásáig mért talajvízszintek, míg szaggatott vonallal a Tisza apadó vízállásához tartozó vízszintek vannak ábrázolva. A kisvízes állapothoz képest először a Tisza felé mutató áramlási gradiens lecsökken, ezt látjuk a március 26.-ai vízszinten, majd emelkedik a talajvízszint, miközben kb. 400 métertől 800 m-es távolságig fokozatosan eltolódik az a határvonal ameddig a Tisza visszaduzzaszt. A Tisza április 13.-án tetőzött, a parthoz legközelebbi kútban amint a folyó apadni, úgy a talajvízszint is csökkeni kezdett. Azonban kb. 150 m után a talajvízszintek még ekkor is tovább emelkednek, és ez a késleltetett vízszintemelkedés zónája kitolódik 300 ill. 400 m-re. Amikor már a teljes vizsgált szelvény mentén elkezdődik a talajvízszintek csökkenése, a visszaduzzasztás, és a megváltozott gradiensek még továbbra is fennállnak a vízadóban, a lecsengése a folyamatnak igen hosszú késleltetésű.



4.1/7. ábra: Egy árhullám lecsengése a tiszadobi szelvény mentén

Tehát nemcsak különböző években különböznek a vízszint profilok (4.1/3. ábra), egy árhullám levonulása alatt napról napra is változnak a folyó különböző hatásával (vízáramlási irány megváltozása, vízszint-emelkedés) érintett part menti zónák.

#### **Az eredmények összefoglalása:**

(a) a folyó periodikusan változó vízállása miatt egy bizonyos távolságon belül időben folyamatosan (dinamikusan) változik a talajvíz áramlási iránya, az áramlás gradiense, és a talajvízszint emelkedések és csökkenések mértéke,

(b) legnagyobb hatása a folyónak árhullámok esetén van, ami a talajvíz áramlási irányának megfordulását, a gradiens lecsökkenését, és vízszintemelkedést okoz,

- ezek a hatások sorban egyre nagyobb távolsáig észlelhetőek,
- a hatástávolságok különböző árhullám esetében különbözőek lehetnek,
- minden vizsgálati szelvény mentén is különbözhetnek,
- és még egy árhullám alatt napról napra is változnak,
- tulajdonképpen a folyón levonuló árhullám következtében a talajvízadóban is végigvonul egy „árhullám”,

(c) ugyanakkor a kis- és középvízhez tartozó vízszint profil is változik a folyó aktuális vízállásától (és a megelőző időszak viszonyaitól) függően.

#### 4.1.2. A hatástávolságok vizsgálata numerikus számításokkal

A következő lépésben numerikus modellszámításokkal boncolgattam tovább a folyó távolhatásának témáját. Ehhez az I. sematikus modellt használtam, amelynek felépítését az 5. sz. mellékletben ismertetem.

A sematikus modellel vizsgáltam a folyó hatásainak és a hatástávolságoknak a változását a:

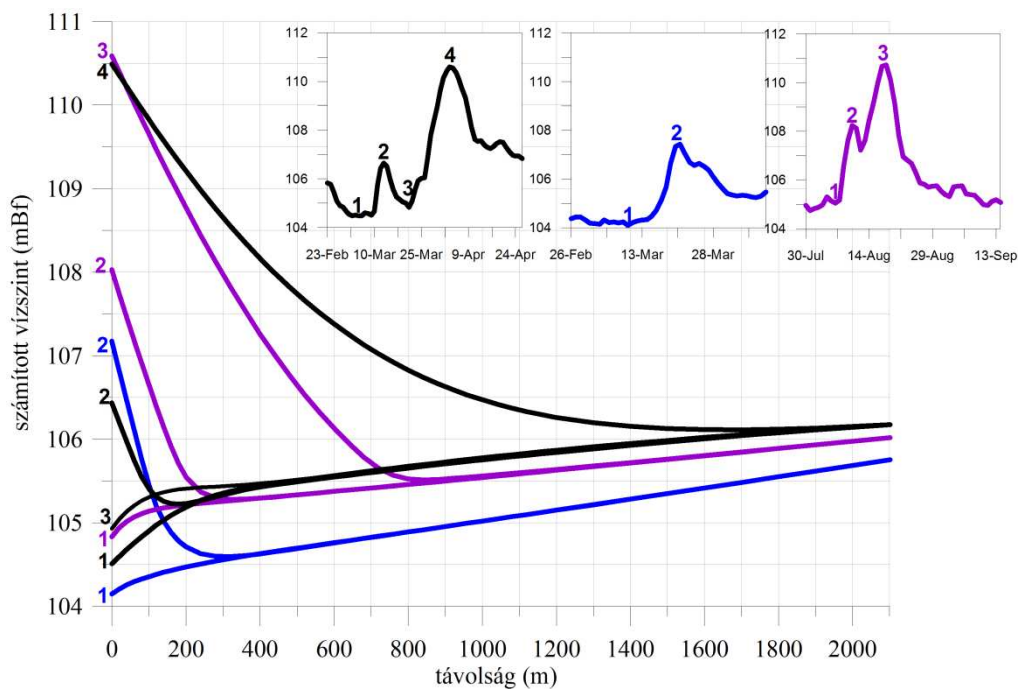
- különböző árhullámokkal,
- mederkapcsolat erősségével,
- vízadó szivárgási tényezőjével.

#### *Az árhullám karakterisztika és a folyó vízjárásának hatása a hatástávolságokra és az áramlási sebességekre*

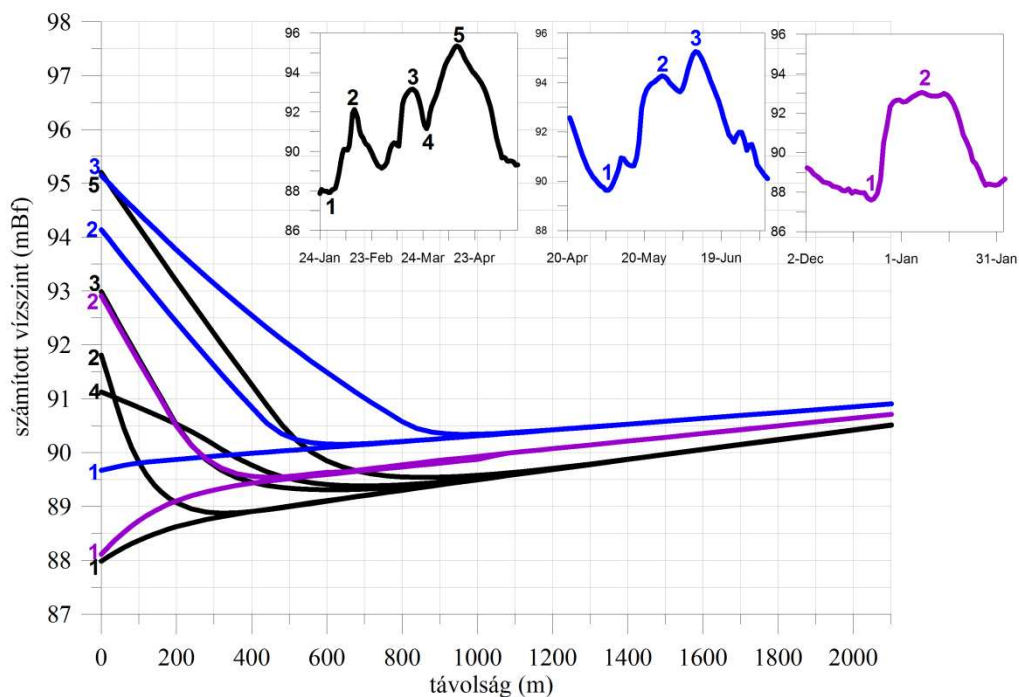
Mint azt a mérési adatok alapján következtetni lehet, a különböző nagyságú, tartósságú árhullámok a folyón befolyásolhatják azokat a távolságokat, ameddig a vízáramlás iránya a vízadóban megfordul, valamint a gradiens megváltozik.

Ennek vizsgálatához az „A” paraméter együttessel (5. sz. melléklet) felruházott I. sematikus modellben a folyó vízállását változtattam. Minden esetben egy évet szimuláltam napi felbontással. A folyó vízállásának nem mesterséges függvény szerinti [lásd pl. Chen-Chen 2003] változást adtam meg, hanem valós vízszintadatokat alkalmaztam. A Dunán és a Tiszán 3-3 évet, és ezen belüli kisebb-nagyobb, hosszabb-rövidebb árhullámokat választottam ki. Elsőként a folyótól egyre távolabb, de nagysűrűséggel elhelyezett figyelőpontokban számolt vízszint-változásokat dolgoztam fel.

A 4.1/8-9. ábrákon megjelöltem számozással és különböző színekkel az egymáshoz tartozó vízszint és vízállás görbéket, illetve időpontokat. Minden egyes árhullámnál más az a hatástávolság, ahol az árhullám legkisebb és legnagyobb vízállásához (a tetőzéshez) tartozó vízszint-görbék összeérnek. Itt jelölhető ki az a maximális távolság, ahol a folyó hidraulikailag hatásos van a talajvízáramlásra, a vízáramlás gradiense lecsökken. Nem tisztán az árhullám abszolút nagysága, azaz a vízállás-emelkedés mértéke határozza meg a távolságot, hiszen körülbelül ugyanakkora vízállás emelkedés a folyón két különböző hatástávolságot eredményez (4.1/8. ábra első és harmadik árhullám).

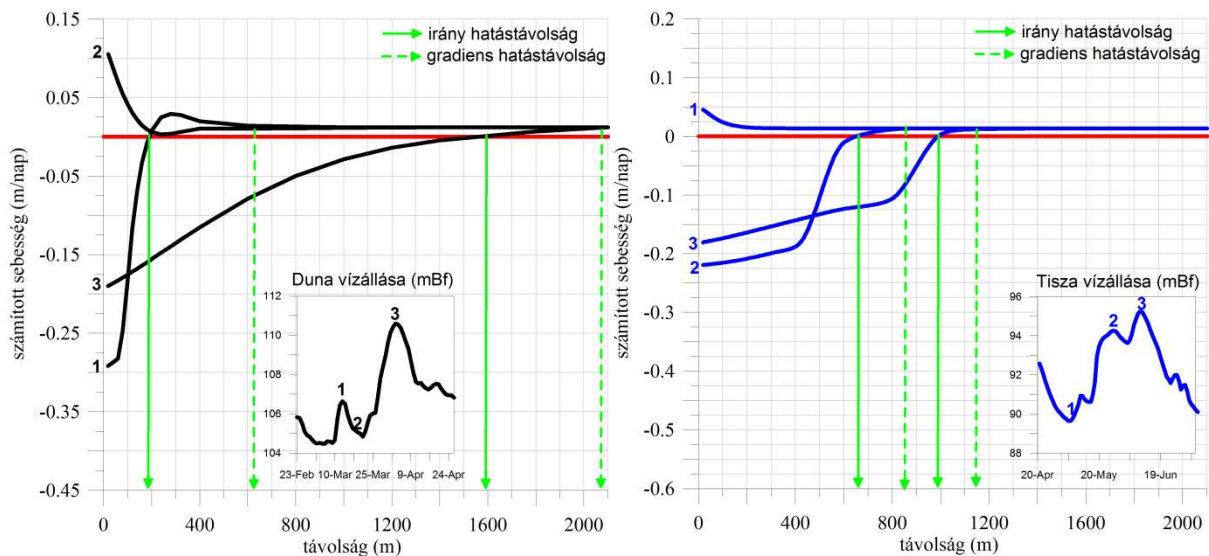


4.1/8. ábra: Duna árhullámok hatása egy elméleti vízadó rétegben



4.1/9. ábra: Tisza árhullámok hatása egy elméleti vízadó rétegben

A vízszintekben adott távolságokig számított változások mellett egyúttal a felszín alatti víz-áramlási sebességtér is változik. Ennek tanulmányozásával még könnyebben kijelölhetőek a folyó hatástávolságai. Ezért az előbb bemutatott esetekre számítottam a víz-áramlási sebességeket és annak változásait a modellterben. A sematikus modell felépítéséből adódik, hogy a háromdimenziós sebességtér kétdimenziósra redukálódik (mivel csak egyréteges a modell), és a kétdimenziós sebességtérben a legnagyobb változások a tranziens szimuláció alatt a folyóra merőleges sebességvektorokban lesznek. Ezek abszolút értéke és iránya is változik a folyó vízállásváltozásával, és ahol zérussá válik, abban a távolságban jelölhető ki az áramlási irány megfordulása.



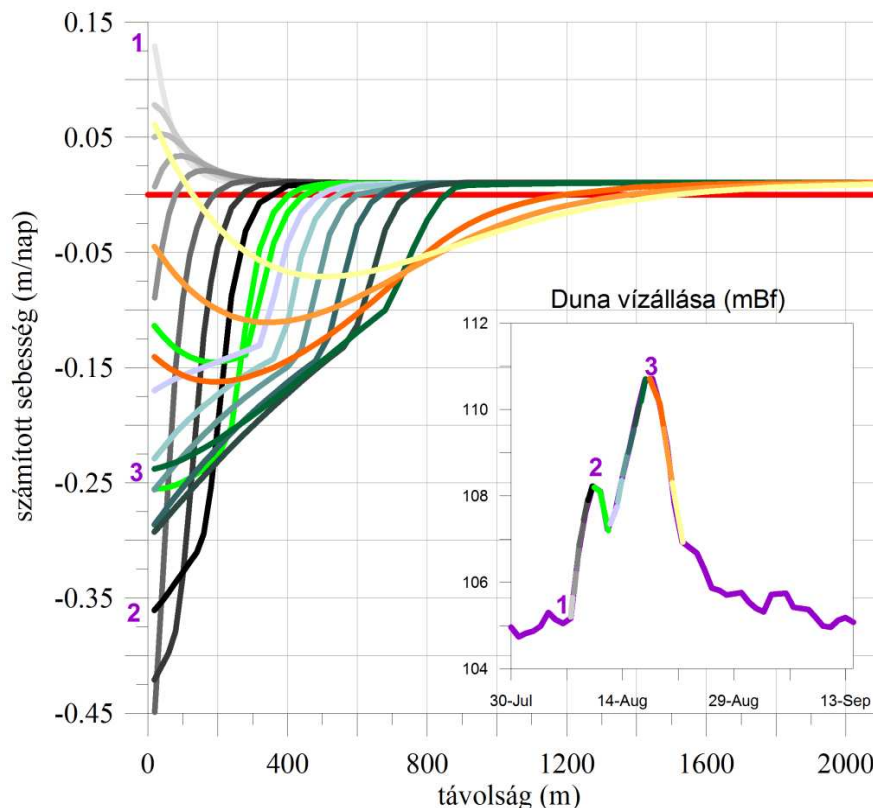
4.1/10. ábra: Egy Duna (balra) és egy Tisza (jobbra) árhullám során kialakuló áramlási sebességek

A 4.1/10. ábrán két kiválasztott árhullám különböző időpontjaira számított, folyóra merőleges sebességvektorok változása látható a folyótól mért távolsággal (a további 4 árhullám eredménye a 6. sz. melléklet 6/1. ábráján látható). Az áramlási sebességnek pozitív az értéke, amikor a vízadó felől a folyó irányába történik az áramlás, értelemszerűen a negatív érték az ezzel ellentétes áramlási helyzet, azaz amikor a folyó felől áramlik a víz a vízadó irányába. A zérus vonal metszésének pontjában a sebességvektor nulla, azaz ennél a távolságnál jelölhető ki az áramlási irány megfordulásának a távolsága a vizsgált árhullám alatt. Ez a távolság a vízszintek esetében megegyezik azzal a távolsággal, ahol a vízszint gradiense nullává válik, azaz az esése átfordul a folyó felé mutató esésből a folyótól mutató esésbe (ennek leolvasása a 4.1/8-9. ábrákon nehézkes a kicsiny gradiensek és nagy vonalvastagságok miatt). Az árhullámok számokkal megjelölt időpontjaihoz tartozó sebességek egy adott távolságtól megegyeznek, ettől a távolságtól nagyobb távolságban már az áramlás gradiense sem változik meg a vizsgált árhullám alatt. Ez a távolság a vízszintek vizsgálata esetében megegyezik azzal a távolsággal, ahol a vízszintek is egyenlővé válnak, amelynek leolvasását a 4.1/8-9. ábrákról szintén csak pontatlanul lehet elvégezni. Megállapítható, hogy az áramlási irány megfordulásának és a gradiens változásának a távolsága különböző a vizsgált hat árhullám esetében.

Az áramlási sebességek abszolút értékei láthatóan nem a legnagyobb vízállás-emelkedésű árhullámnál a legnagyobbak, valamint az árvízi csúcsokhoz tartozó sebességek a folyóhoz



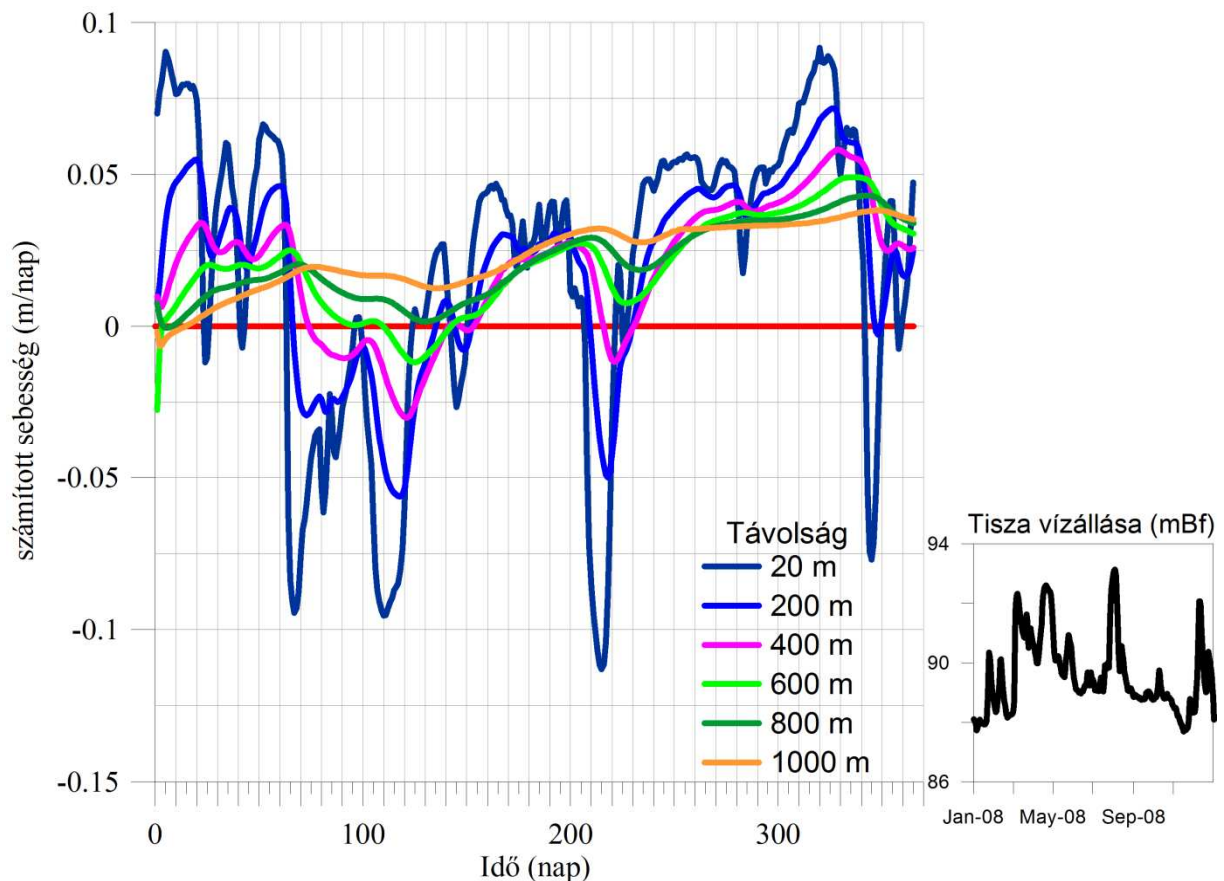
közel abszolút értékben akár 4-szeresei is lehetnek a kezdeti vízálláshoz tartozó sebességeknek. A folyó megcsapoló jellege esetén, az árhullám kezdetéhez tartozó sebességgörbén látható, hogy egy adott távolságig a folyó felé mutató sebességvektor értéke állandó, a folyó megcsapoló hatására a folyó felé közeledve azonban 4-5-szörösére felgyorsul a vízáramlás.



4.1/11. ábra: napi sebességváltozás egy árhullám alatt

A 4.1/11. ábrán a Duna egyik árhullámának levonulása során a sebességek változása látható napról napra. A napi sebességprofil-változások alapján megállapítható, hogy egy árhullám alatt a sebességtér folyamatosan változik, tolódik közelebb és messzebb az a távolság ahol a sebességvektor zérus. Azaz az irány-hatástávolság folyamatosan nő az árhullám alatt és a késleltetésből adódóan valójában a maximális hatástávolság nem a folyó vízállás tetőzésekor adódik, hanem már az apadás alatt (későbbiekben látni fogjuk, hogy ez függvénye pl. a merdskapcsolatnak). Egy árhullám alatt az áradás során a sebességnek nem a nagysága nő egyre jobban, éppen ellenkezőleg, a vektor hossza csökken, miközben az a távolság, amelyen belül a vektor előjele (azaz az áramlás iránya) változik egyre növekszik, azaz a sebesség értéke eléri maximumát még a vízállás tetőzése előtt. Valójában a folyó vízállásának fluktuációja a folyótól egy maximális távolságon belül folyamatosan változó áramlási sebességeket, dinamikusan változó sebességteret generál.

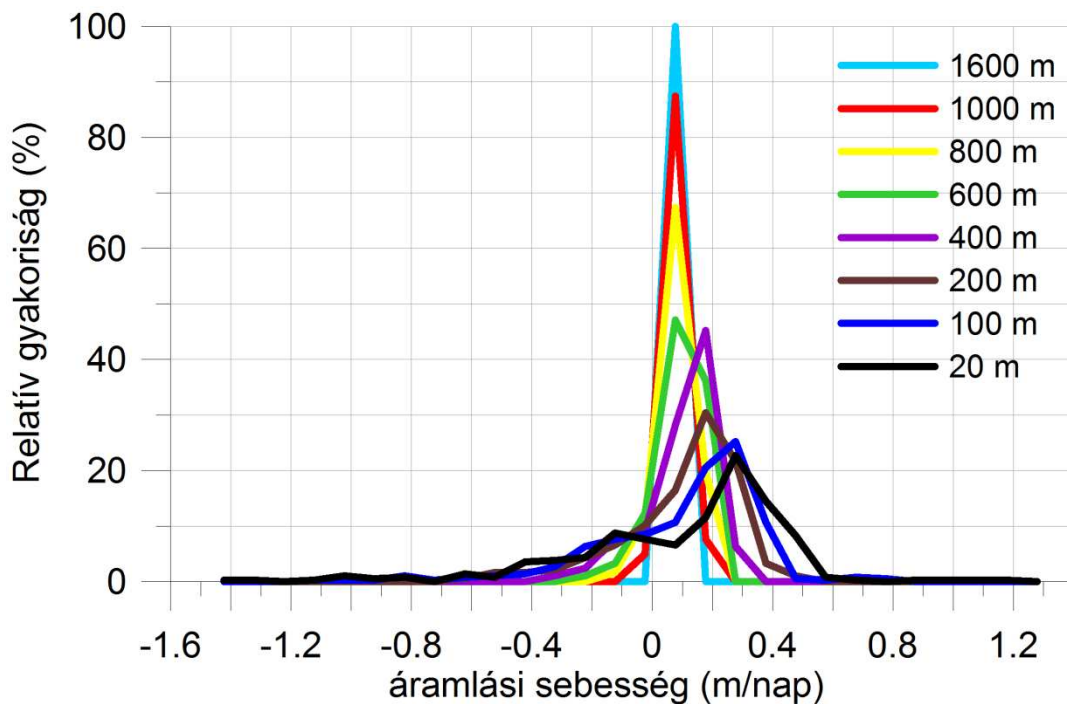
Éppen ezért a következőkben egy egész évet napi felbontással szimuláltam és az év 365 napjára a folyótól különböző távolságokban számoltam a folyó felé mutató sebességvektor-teret. A 4.1/12. ábrán tehát a szimulált modellterben számított folyó felé mutató sebesség komponens napi változása látható a Tisza folyó 2008-as évének vízállás-változása hatására.



4.1/12. ábra: sebességváltozás időben a folyótól különböző távolságokban

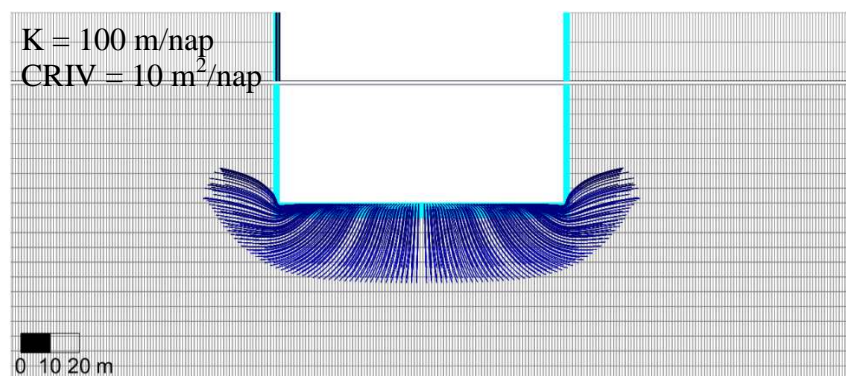
A folyótól távolodva egyre kisebb mértékben ugyan, de az áramlási sebességek változása követi a folyó vízszintingadozásának karakterisztikáját. Egyre távolodva időben is egyre késleltetve jelennek meg a folyó vízállásának alacsony és magas csúcsai a sebesség értékében pozitív és negatív csúcsokkal. Adott távolságtól a sebességgörbe már nem keresztezi a zérus vonalat jelezve, hogy abban a távolságban már a sebességvektornak csak a folyó irányába mutató komponense van (ez a 4.1/12. ábrán szimulált esetben 800 m).

A 4.1/13. ábrán ugyanarra az évre egy nagyobb meder-vezetőképesség alkalmazásával (ezért nagyobbak a sebességértékek az előző ábrához képest) számított sebességeloszlásból előfordulási gyakoriságokat számoltam a folyótól különböző távolságokban. A folyótól legtávolabb a sebességek értéke igen szűk tartományban mozog az év egészében. A folyóhoz közeledve a gyakoriságok maximuma egyre jobban tolódik a pozitív sebességek irányában, miközben a relatív gyakoriság csökken, és a görbe egyre jobban terül szét az egyre negatívabb sebesség értékek irányában. Ebben a konkrét vizsgált évben (2008) és folyó (Tisza) vízjárás esetében egy adott paraméter-együttessel tehát elmondható, hogy a legnagyobb gyakorisága még legközelebb is a folyó irányában mutató áramlási sebességeknek van, azonban itt a legnagyobb a sebességek szóródása.

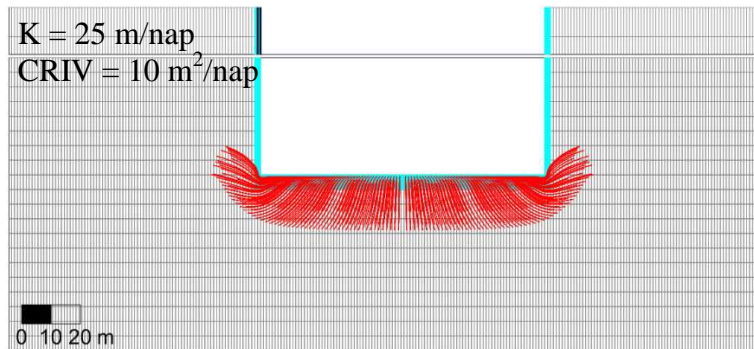


4.1/13. ábra: A sebességek gyakorisága

A vizsgált árhullámok során a parti tározás távolsága - az a távolság, ameddig az árhullám során a mederből a vízadóba lépő vízrészecske eljut – nagyságrenddel kisebb az ismerttetett hatástávolságoknál. Az alapparaméter-együttessel felruházott modellel részecskekövetéssel kapott távolságok nem haladják meg a 10 métert. Ezek a távolságok is változnak ugyanakkor az árhullám karakterisztikáival és a későbbiekben vizsgált paraméterekkel. Ennek pontosabb vizsgálatához mind horizontálisan, mind vertikálisan igen nagy felbontású modell szükséges. Erre az I. sematikus modell nem alkalmas. Egy másik sematikus modellel (II. modell) kapott eredményt a 2006-os Duna árhullámra mutatok be a 4.1/14. ábrán, ahol az árhullám emelkedő szakaszán részecskekövetéssel kapott árapályák láthatóak a modell egy vertikális metszetében. Az eredmények a két modell eltérő felépítéséből adódóan nem hasonlíthatók össze.



4.1/14. ábra: Vízrészecskék pályája egy árhullám emelkedő szakasza alatt



4.1/14. ábra folyt.: Vízrészecskék pályája egy árhullám emelkedő szakasza alatt

A parti tározás jelenségét többen is vizsgálták, Chen-Chen (2003) például kifejezetten MODFLOW-val számították különböző árhullámokra, különböző paraméter-együttesekkel, különböző árhullámokra a parti tározás térfogatát és az áramvonalak pályáját árhullámok alatt. Munkájuk alapján leszűrhető, hogy minden egyes modellvariánsnál változott az a távolság, ameddig a vízrészecskék eljutottak a vízadóban.

#### **Az eredmények összefoglalása:**

Az elvégzett számítások és a mérési észlelésekből tapasztaltak alapján hidraulikailag három hatástávolságot különböztettek meg:

- az a távolság ameddig a folyó hatással van a vízáramlási sebességre, és ebből fakadóan a talajvízszintre; ezt gradiens - hatástávolságnak hívom a továbbiakban, amelyet nemcsak árhullámra lehet értelmezni,
- az a távolság ameddig a folyó emelkedő vízállása miatt a vízáramlási sebesség előjelet vált, azaz megfordul az áramlás; ezt irány - hatástávolságnak hívom a továbbiakban,
- és végül az a távolság ameddig egy árhullám alatt a mederből a vízadóba lépő vízrészecske eljut; ez a parti tározás jelenségéhez köthető, így tározási távolságnak definiálom.

A továbbiakban a sebességek és a hatástávolságok paraméterérzékenységét végeztem el.

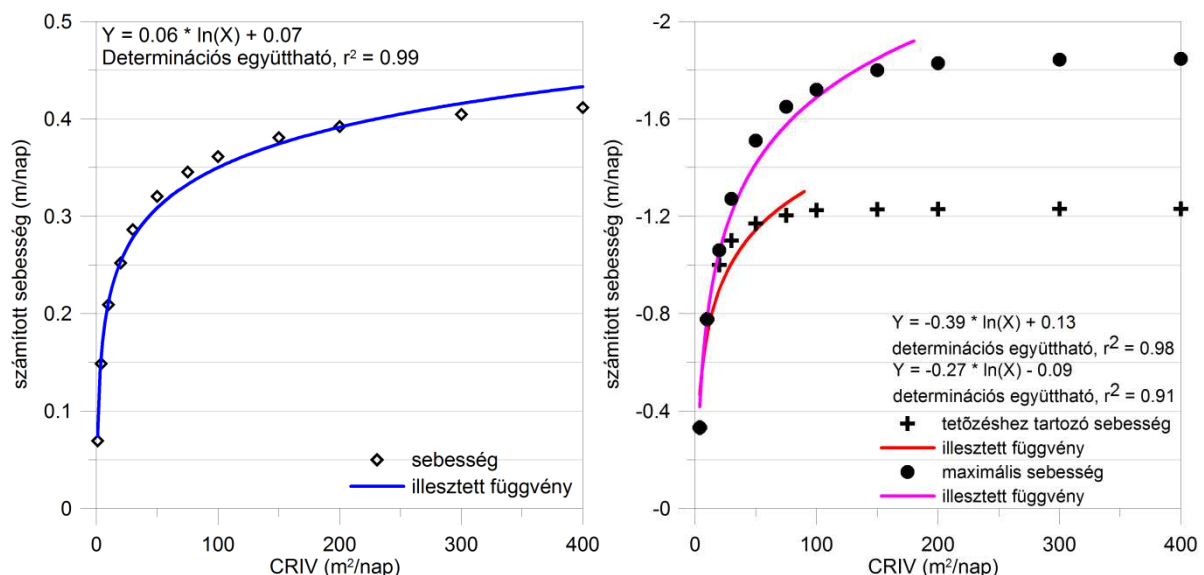
#### *A mederkapcsolat erősségének hatása a hatástávolságokra*

A folyó és vízadó közötti kölcsönhatás erősségét a MODFLOW modellben a meder-vezetőképesség, röviden CRIV paraméterrel szabályozhatjuk (lásd 2.4 fejezet). Ennek változtatásával vizsgáltam, hogy a mederkapcsolat erőssége hatással van e arra, hogy a folyó milyen távolsáig befolyásolja a vízáramlást, valamint hogy hogyan függ tőle. Ehhez a sematikus modellel, „B” paraméter-együttesel (5. sz. melléklet) végeztem úgy számítást, hogy a meder-vezetőképességet változtattam. Ezt követően minden egyes modellvariánsra számítottam a sebességteret.

A következőket vizsgáltam: (1) az árhullám kezdetéhez tartozó legnagyobb sebesség értéke, (2) az árhullám tetőzéséhez tartozó legnagyobb sebesség értéke, (3) az árhullám következtében kialakuló maximális sebesség értéke, (4) a maximális sebességhez tartozó időpont, (5) az árhullám tetőzéséhez tartozó gradiens - hatástávolság, (6) az árhullám tetőzéséhez tartozó, valamint a maximális irány - hatástávolság. Mindezeket a folyótól különböző távolságokban

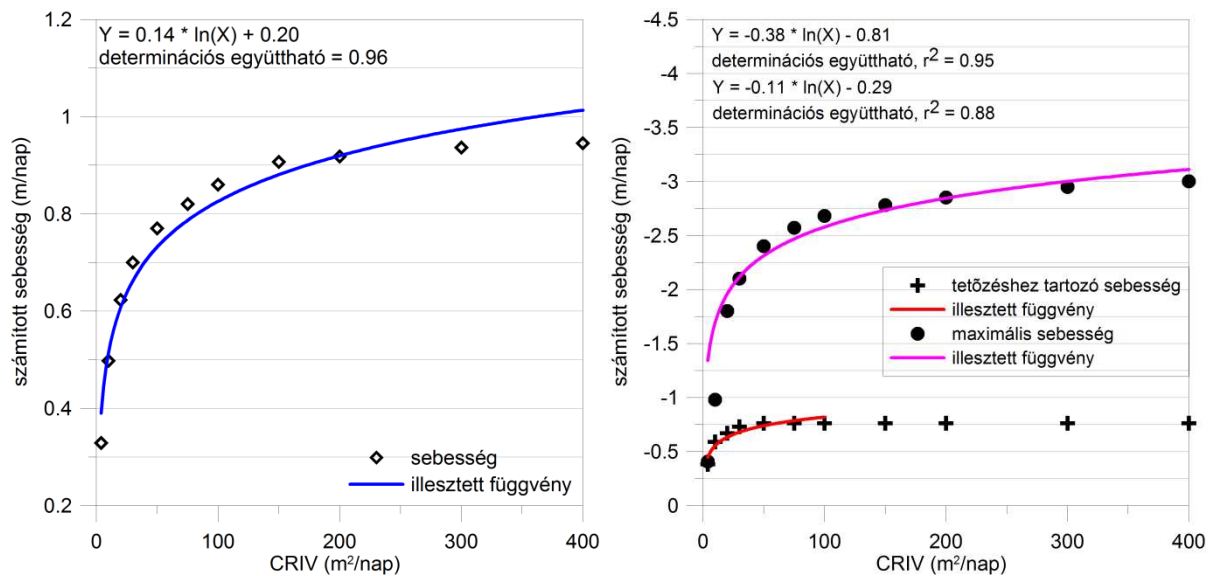
is megfigyeltem, valamint a már bemutatott különböző árhullámokra is elvégeztem a számításokat.

Az áramlási sebességek esetében a 4.1/15-16. ábrákon a folyó szomszédos cellájában számított sebességet mutatom be, de a sebességváltozások jellege a CRIV értéke függvényében hasonló a folyótól távolodva is, az csak a változás mértékében tér el, egyre kisebb mértékű, és egy adott távolságban megszűnik. Az áramlási sebességekre megállapítható, hogy az árhullám kezdetéhez és a vízállás tetőzéséhez tartozó, valamint az árhullám alatt kialakuló maximális áramlási sebességek értéke a meder-vezetőképesség növekedésével nő és tart egy állandó értékhez, ami a tökéletes, ellenállásmentes kapcsolatnál adódó sebesség. A sebességek egy bizonyos meder-vezetőképesség felett már alig, vagy egyáltalán nem változnak, azaz függetlené válnak a meder-vezetőképességétől. A kapcsolatra logaritmikus függvényt sikerült illeszteni a legkisebb hibával, de ez a függvénykapcsolat csak addig áll fenn, amíg a sebesség nem állandósul, a függvény természetéből adódóan (ezért nem is ábrázoltam tovább az illesztett függvényt némelyik esetben). Ez az eredmény teljesen érthető, hiszen ezt a vizsgálat sorozatot (szándékosan) egy kisebb szivárgási tényezővel ( $k_h = 5$  m/nap) végeztem el. A vízadó szivárgási tényezője egy korlátot jelent olyan értelemben, hogy hiába nő a meder vezetőképessége, a vízadó szivárgási tényezőjénél jobban hiába áteresztő a meder, nagyobb hatást nem fejthet ki a vízadóban. (A valóságban egyébként a leggyakrabban az iszapos mederfenék miatt a meder szivárgási tényezője kisebb a vízadóénál). Ennek megfelelően a sebesség állandósulása nagyobb szivárgási tényező mellett nagyobb meder-vezetőképességnél adódik. A vízállás tetőzéséhez tartozó, és a maximális sebesség közötti eltérés is nő a meder vezetőképességének növelésével nő, de egy bizonyos mederkapcsolati határfok felett már a két sebesség közötti különbség sem változik.



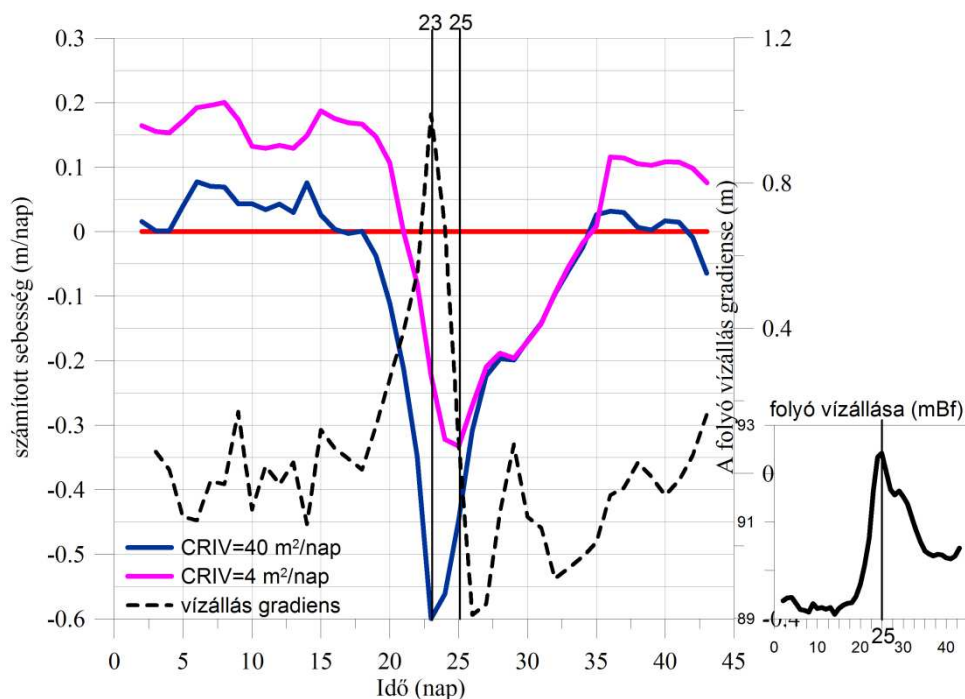
4.1/15. ábra: Az árhullám kezdetéhez (balra), tetőzéséhez tartozó és a kialakuló legnagyobb (jobbra) áramlási sebesség (Duna 1993-as árhullám)





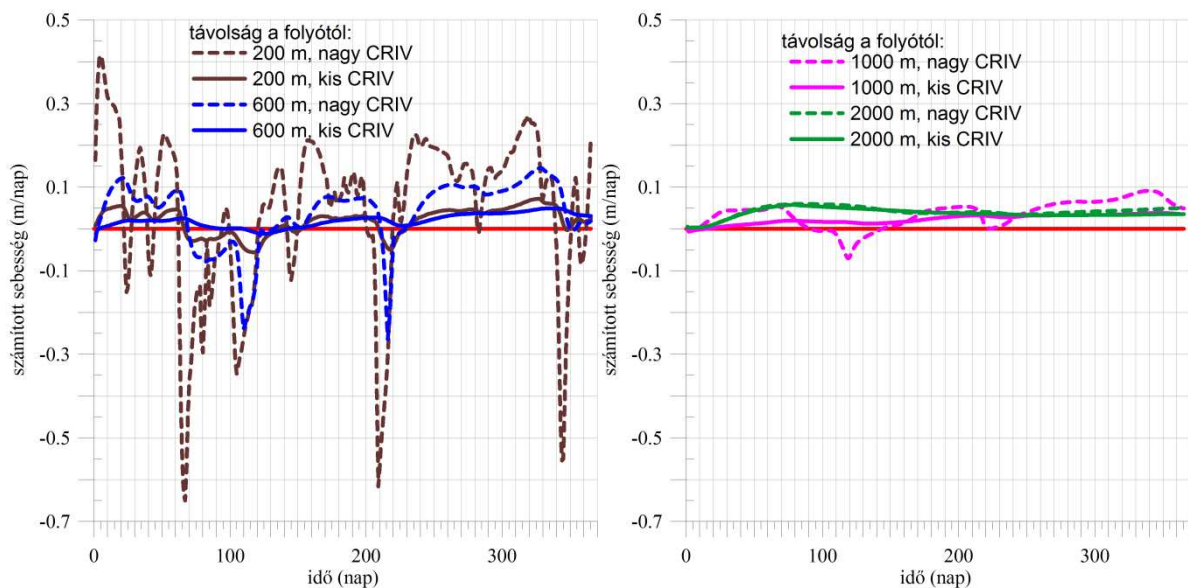
4.1/16. ábra: Az árhullám kezdetéhez (balra), tetőzéséhez tartozó és a kialakuló legnagyobb (jobbra) áramlási sebesség (Tisza 2009-es árhullám)

Az árhullám során a legnagyobb áramlási sebességet a folyó-vízadó határfelületen gyenge mederkapcsolatnál (kis meder-vezetőképességnél) a vízállás tetőzésekor kapjuk, míg a mederkapcsolat erősítésével (a meder-vezetőképesség növelésével) már a tetőzés előtt, de leg hamarabb a vízállás görbe áradó ágának inflexiós pontjához tartozó napon (4.1/17. ábra). Ennek fizikai magyarázata az lehet, hogy a Darcy-sebesség egyenesen arányos a hidraulikai potenciálkülönbséggel, amelynek legnagyobb értéke közvetlenül a folyó-vízadó határfelületen pontosan az árhullám inflexiós pontjához tartozik (4.1/18. ábra), éppen ezért kisebb ellenállás esetén egy napon belül a vízadóban is ugyanekkor lesz a legnagyobb a potenciálkülönbség, míg nagyobb ellenállás esetén ez időben eltolódik egészen a vízállás tetőzéséig.



4.1/17. ábra: A maximális sebesség és az árhullám tetőzésének viszonya

A 4.1/18. ábrán a szimulált modelltérben számított folyó felé mutató sebesség komponens napi változása látható a Tisza folyó 2008-as évének vízállás-változása hatására két különböző meder-vezetőképesség mellett.

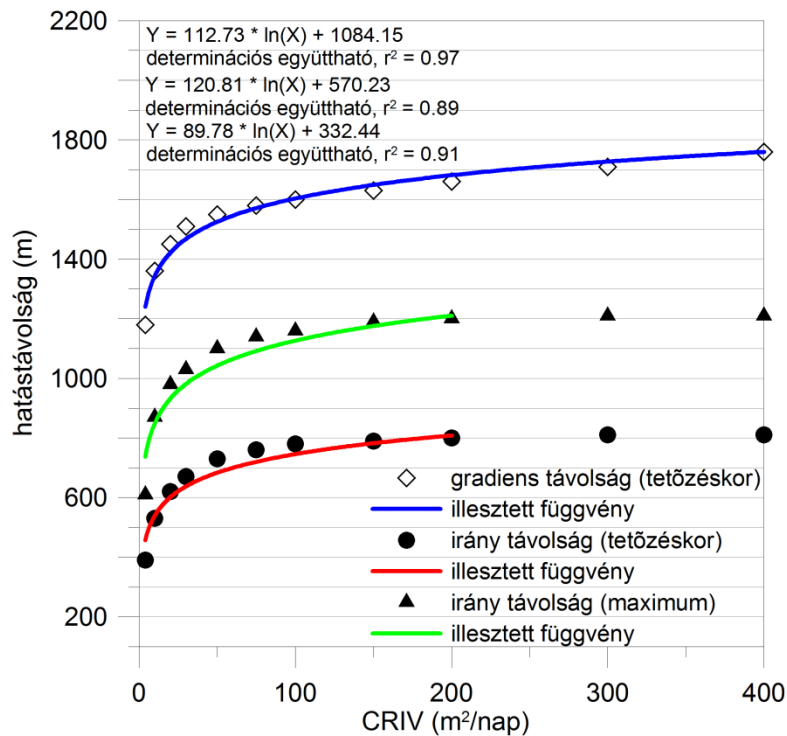


4.1/18. ábra: az áramlási sebesség változása időben két különböző meder-vezetőképesség esetén [K.Tóth et al. 2013]

Az árhullám okozta legnagyobb áramlási sebesség a vízadóban a folyótól távolodva időben késleltetve alakul ki a folyó-vízadó határfelülethez képest, a sebességcsúcsok a folyótól távolodva tolódnak el (4.1/18. ábra). A két különböző meder-vezetőképesség mellett kapott sebességváltozás közötti különbség is csökken a távolsággal, és egy adott távolságban a meder-vezetőképességtől a sebesség függetlenné válik (a 4.1/18. ábrán 2000 m-nél a két különböző CRIV érték mellett azonos a sebességváltozás).

Összefoglalva tehát folyó környezetében a vízadóban kialakuló áramlási sebességeket nemcsak a vízadó fizikai tulajdonságai határozzák meg, és nemcsak a vízáramlási gradienst befolyásoló folyó vízállás, hanem a folyó és vízadó réteg közötti kapcsolat mértékét jellemző meder-vezetőképesség is.

A 4.1/19. ábrán már a különböző meder-vezetőképességek mellett a sebességvektor-térből kiolvasott hatástávolságok láthatóak a meder-vezetőképesség függvényében.



4.1/19. ábra: Gradiens - és irány - hatástávolságok a meder-vezetőképesség függvényében

A hatástávolságok vonatkozásában megállapítható, hogy az árhullám kezdetéhez és tetőzéséhez tartozó áramlási gradiens-változás távolsága (azaz az a távolság, ahol már az árhullám kezdeti és csúcspontjához tartozó sebességek összeérnek és egyenlővé válnak) a meder-vezetőképesség növelésével nő (egy logaritmikussal jól közelíthető a kapcsolat). Az áramlási irány megfordulásának távolsága a tetőzés időpontjában, valamint az árhullám során adódó maximális olyan távolság, amelynél még megfordul az áramlás iránya szintén nő a meder-vezetőképesség növelésével, azonban amíg a gradiens - hatástávolság görbéje még nagy CRIV értékeknél is növekedést mutat, addig az irány - hatástávolságok egy bizonyos CRIV érték felett állandósulnak, tovább nem nőnek. A tetőzéshez tartozó és a maximális irány - hatástávolságok közötti különbség is már igen kis mederkapcsolat erősségtől állandóvá válik, és nem változik a meder-vezetőképesség további növelésével. A változás jellege hasonló különböző árhullámokra, különbség a hatástávolságok nagyságában van, valamint abban, hogy mely CRIV értéknél állandósulnak a hatástávolságok.

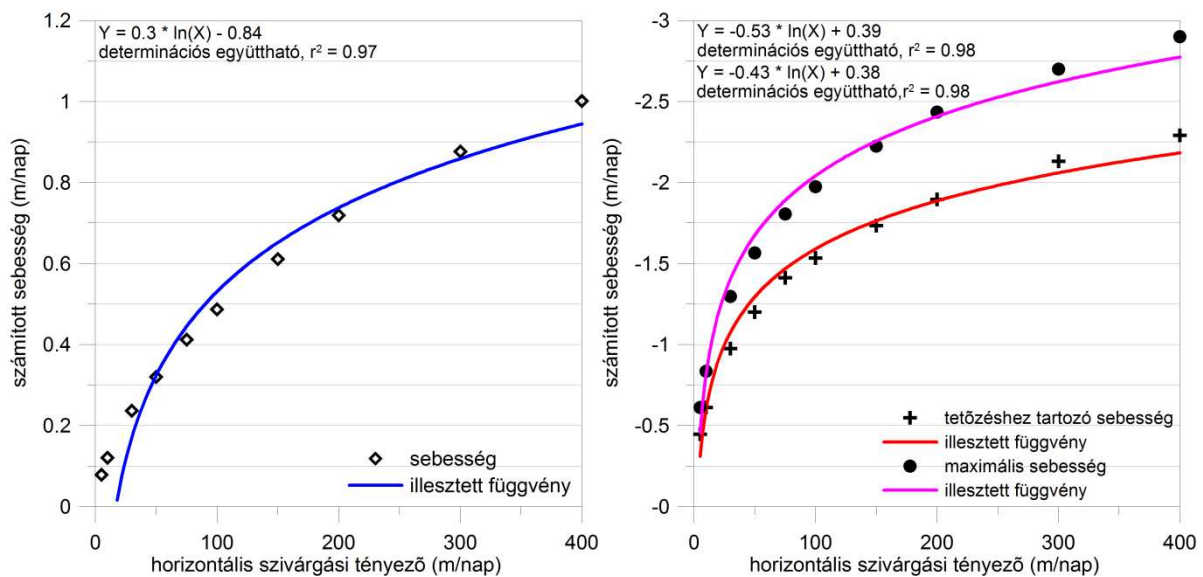
A maximális irány - hatástávolságot a késleltetés miatt az árhullám tetőzését követően kapjuk, kialakulásának időpontja, azaz hogy a tetőzést követően mikor következik be (hány nappal később) már függ a vizsgált árhullám karakterisztikájától is, és ez azt is befolyásolja hogy ez a késleltetés hogyan változik a CRIV értékével (így pl. míg egyik vizsgált árhullám esetében már az első két CRIV értéktől felfelé ugyanabban a periódusban kaptam a maximális hatástávolságot, addig egy másik esetében ez a CRIV érték növelésével folyamatosan nőtt).

#### A vízáadó szivárgási tényezőjének hatása a hatástávolságokra

A folyó hatását a talajvíz áramlásra, valamint hogy ez hogyan terjed a vízáadó rétegben a vízáadó szivárgási tényezője egyértelműen befolyásolja. Ezért a következő lépésben a horizontális szivárgási tényező változtatásával vizsgáltam az előbbiekhöz hasonlóan az áramlási sebesség



változását térben és időben. Ehhez a sematikus modellel, „C” paraméter-együttessel (5. sz. melléklet) végeztem el a számításokat, és minden egyes modellvariánsra számítottam a sebességet.

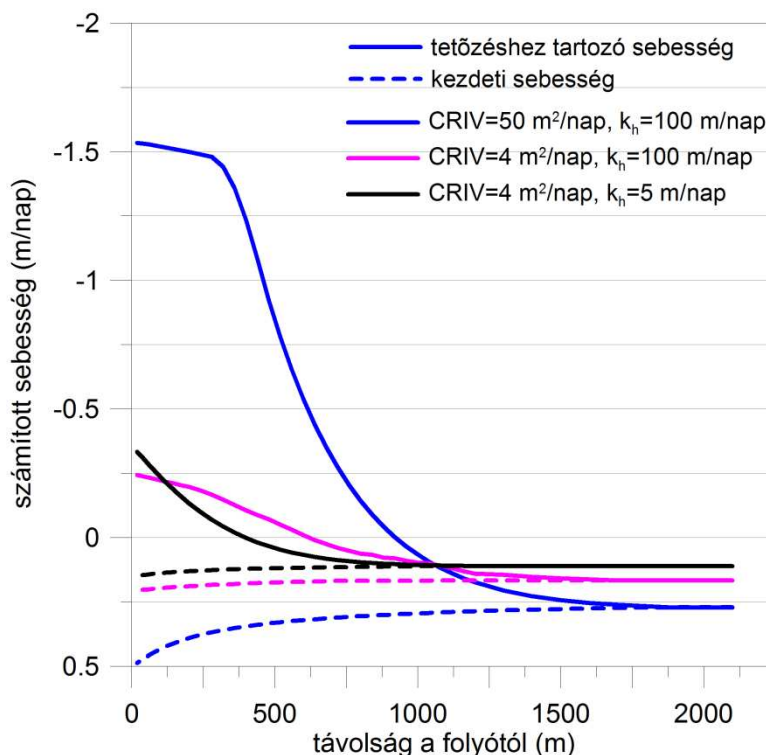


4.1/20. ábra: Az árhullám kezdetéhez (balra), tetőzéséhez tartozó és a kialakuló legnagyobb (jobbra) áramlási sebesség (Duna 1993-as árhullám)

Az előző részhez hasonlóan eredményeket elsőként itt is a folyó-vízadó határfelületen kapott sebességekre mutatok be (4.1/20. ábra). A vizsgálataim alapján az áramlási sebességekre vonatkozóan megállapítható, hogy a vízállás kezdetéhez és tetőzéséhez tartozó áramlási sebesség értéke a szivárgási tényező növekedésével nő (logaritmikus függvény szerint). Hasonlóan viselkedik az árhullám során kialakuló legnagyobb sebesség is, azaz a szivárgási tényező növekedésével nő az értéke.

Érdekes összehasonlítani a mederkapcsolati hatásfoknál kapott jelleggörbével, ahol már igen hamar kialakult egy állandó érték a sebességben, ami a meder-vezetőképesség növelésével tovább nem nőtt, azaz egy bizonyos CRIV érték felett a sebesség már független volt a mederkapcsolat erősségétől. A vízadó szivárgási tényezőjével azonban még az alkalmazott legnagyobb értéknél is emelkedő a görbe, és utóbbi esetben a paraméter egy nagyságrendnyi növelése nagyobb sebességnövekedést eredményez, mint a CRIV egy nagyságrendnyi növelése. Tehát a kialakuló áramlási sebesség érzékenyebbnek tűnik a vízadó szivárgási tényezőjére, azonban ennél a vizsgálatsorozatnál a meder-vezetőképesség értéke viszonylag nagy (50 m<sup>2</sup>/nap), míg az előző vizsgálatsorozatnál – ahol a CRIV –et változtattam – a szivárgási tényező viszonylag kicsi volt (5 m/nap). A 4.1/21. ábrán sebességprofilokat mutatok be a folyóra merőleges szelvény mentén ebből a vizsgálatsorozatból kiemelt egy meder-vezetőképesség és szivárgási tényező párosra (CRIV = 50 m<sup>2</sup>/nap, k<sub>h</sub> = 100 m/nap), és további két paraméterpárosra. A relatívan nagy meder-vezetőképesség és szivárgási tényező esetén nagy a sebességváltozás és nagy a hatástávolság (kék görbék). A meder-vezetőképesség lecsökkentésével a sebességek jelentősen csökkennek, a hatástávolság (ahol a két görbe összeér) viszont alig változik, míg a szivárgási tényező továbbra is nagy. Ezek után a sebességek értéke szinte

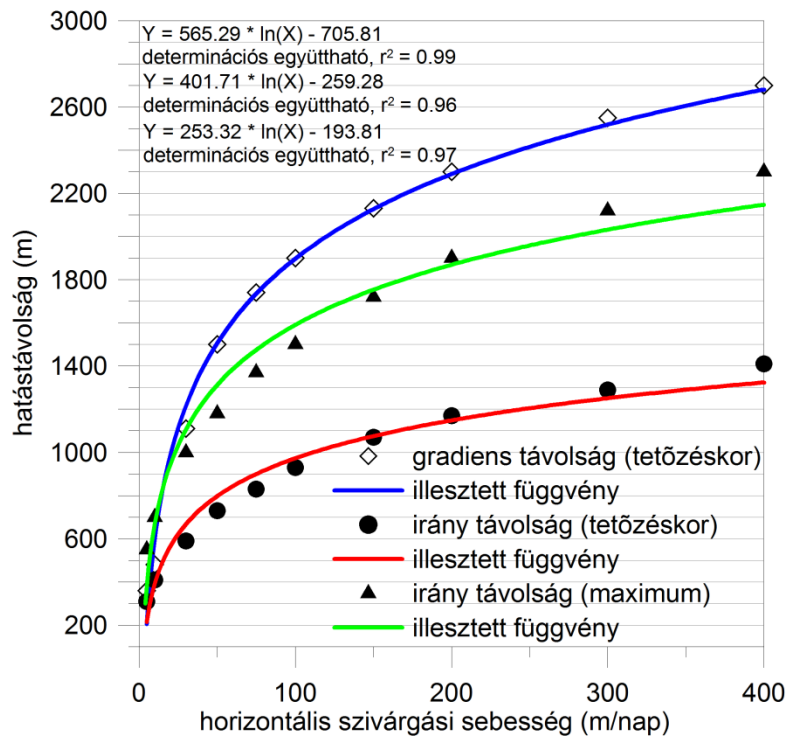
semmit sem változik a szivárgási tényező csökkenésével, miközben a hatástávolság felére csökken.



4.1/21. ábra: Sebességprofilok különböző szivárgási tényező – meder-vezetőképesség páros esetén (Duna 1993-as árhullám)

Mindezekből az következik tehát, hogy a meder-vezetőképesség egy korlátozó tényező abban, hogy a folyó vízállásváltozása milyen mértékben befolyásolja a talajvíz áramlási sebességét. Ugyanakkor azt, hogy a folyó hatása milyen távolsáig érvényesül már jelentősen befolyásolja a vízadó szivárgási tényezője, ugyanolyan mederparaméter esetén a jó vízadó rétegben nagyobbak lesznek a hatástávolságok. Valójában a két paraméter egymáshoz való viszonya, aránya határozza meg a folyó hatásának érvényesülését. Mivel leggyakrabban a meder vezetőképessége nagyságrendekkel kisebb, mint a szomszédos vízadó réteg szivárgási tényezője, ezért a meder-vezetőképesség mindenképpen egy korlátozó tényező.

A hatástávolságok vizsgálati eredményeiből a 4.1/22. ábrán mutatok egy példát. A hatástávolságok esetében megállapítható, hogy az árhullám kezdetéhez és tetőzéséhez tartozó áramlási gradiens változás távolsága (azaz az a távolság, ahol már az árhullám kezdeti és csúcspontjához tartozó sebességek összeérnek és egyenlővé válnak) a szivárgási tényező növelésével nő (egy logaritmusos görbével jól közelíthető a kapcsolat). Az áramlási irány megfordulásának távolsága a tetőzés időpontjában, valamint az árhullám során adódó maximális olyan távolság, amelynél még megfordul az áramlás iránya szintén nő a szivárgási tényező növelésével.



4.1/22. ábra: Gradiens - és irány - hatástávolságok a horizontális szivárgási tényező függvényében (Duna 1993-as árhullám)

#### Az eredmények összefoglalása:

A bemutatott eredmények alapján összefoglalva a következő megállapítások tehetők:

- a folyó periódikusan változó vízállása miatt egy bizonyos távolságon belül időben folyamatosan (dinamikusan) változik a talajvíz áramlási sebessége (4.1/12, 18. ábrák),
- a sebességváltozás mértéke függvénye a meder-vezetőképességnek és a szivárgási tényezőnek,
- mindkét paraméter növelésével a különböző folyó-vízálláshoz tartozó sebességek abszolút értékei logaritmikus függvény szerint nőnek (4.1/15-16. ábrák),
- a meder-vezetőképesség növelésével a sebesség tart egy állandó értékhez, ami a folyó-vízadó közötti tökéletes, ellenállásmentes állapothoz tartozó sebesség (4.1/16. ábra),
- az árhullám során a legnagyobb áramlási sebességet a folyó-vízadó határfelületen gyenge mederkapcsolatnál a vízállás tetőzésekor kapjuk, míg a mederkapcsolat erősítésével már a tetőzés előtt, de leghamarabb a vízállás görbe áradó ágának inflexiós pontjához tartozó napon (4.1/17. ábra),
- az árhullám okozta legnagyobb áramlási sebesség a vízadóban a folyótól távolodva ugyanakkor időben késleltetve alakul ki a folyó-vízadó határfelülethez képest (4.1/12, 18. ábrák),
- a folyó hidraulikai hatásának definiált távolságai folyamatosan változnak a folyó vízállásváltozásával, és a meder-vezetőképesség és a szivárgási tényező növelésével logaritmikus függvény szerint nőnek (4.1/22. ábra),

- a növekedés mértéke és az, hogy mekkora CRIV és  $k_h$  értéktől állandósulnak függ az árhullám karakterisztikájától is,
- az áramlás irány megfordulásának a távolsága az árhullám áradó szakasza alatt folyamatosan nő, és a maximális hatástávolságot a késleltetés miatt az árhullám tetőzését követően kapjuk (4.1/11. ábra),
- ennek időpontja függ a meder-vezetőképességtől, a szivárgási tényezőtől és az árhullám karakterisztikájától is.

## 4.2 Korrelációs kapcsolat a folyó – talajvízszint között

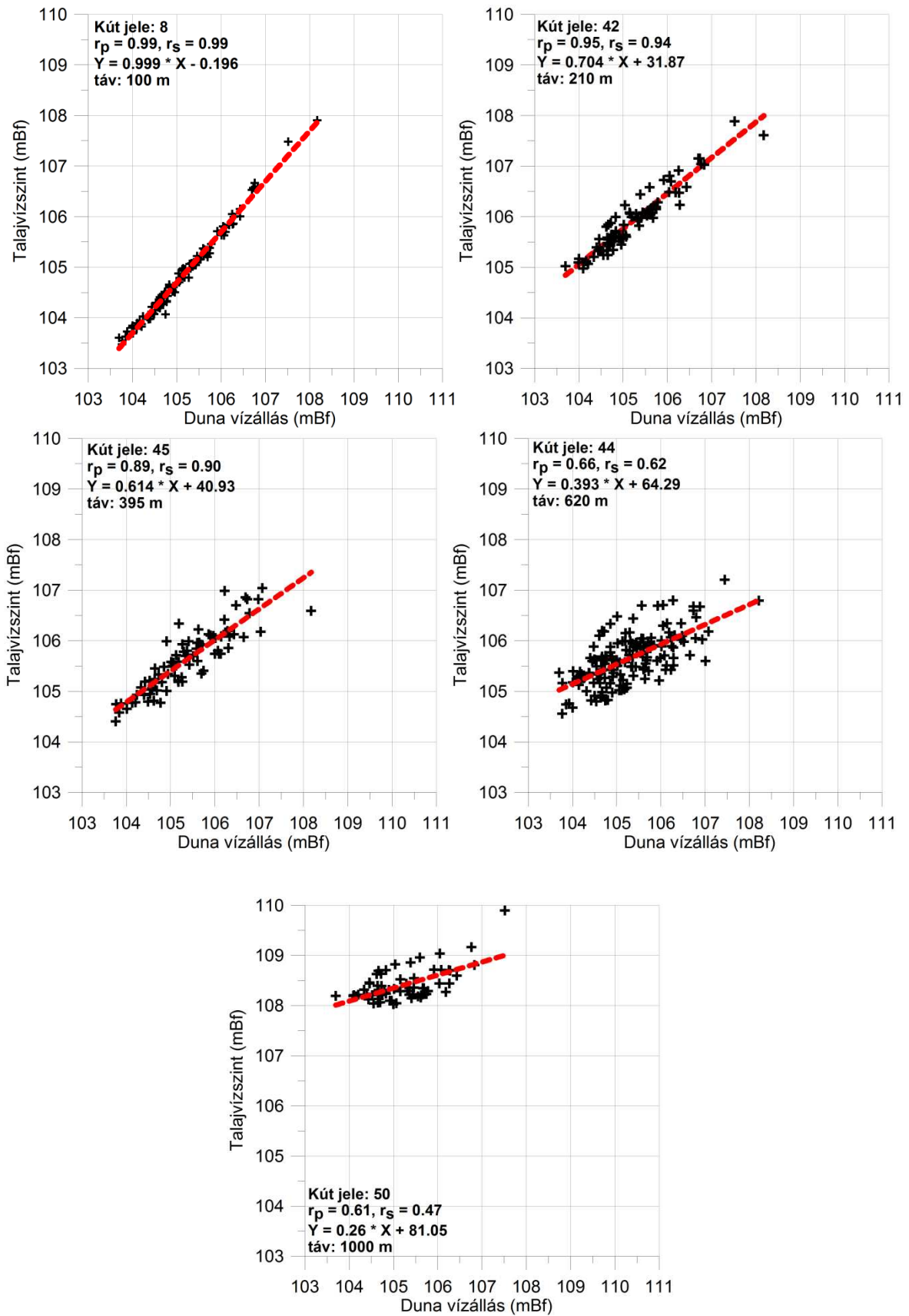
### *Problémafelvetés:*

A kutatásaim során szinte első lépésként ellenőriztem, hogy a talajvíz hogyan függ a folyó vízállásától, és számoltam korrelációt a két vízszint között. Hamar rájöttem azonban, hogy különböző időszakokra, különböző adatsűrűséggel elvégzett korrelációs számítások eredményeit nem tudom összehasonlítani, illetve hogy a folyóhoz igen közeli, vízjárásban láthatóan a folyóval igen szorosan együtt mozgó talajvízszint és a folyó vízállás között nem minden esetben lineáris a kapcsolat. A vizsgálatok során tehát arra kerestem választ, hogy milyen a kapcsolat jellege a folyó és talajvízszint között. Milyen összefüggés van a folyótól mérhető távolság és a kapcsolat szorossága között? Megváltozik-e a kapcsolat jellege a folyó árhullámai során?

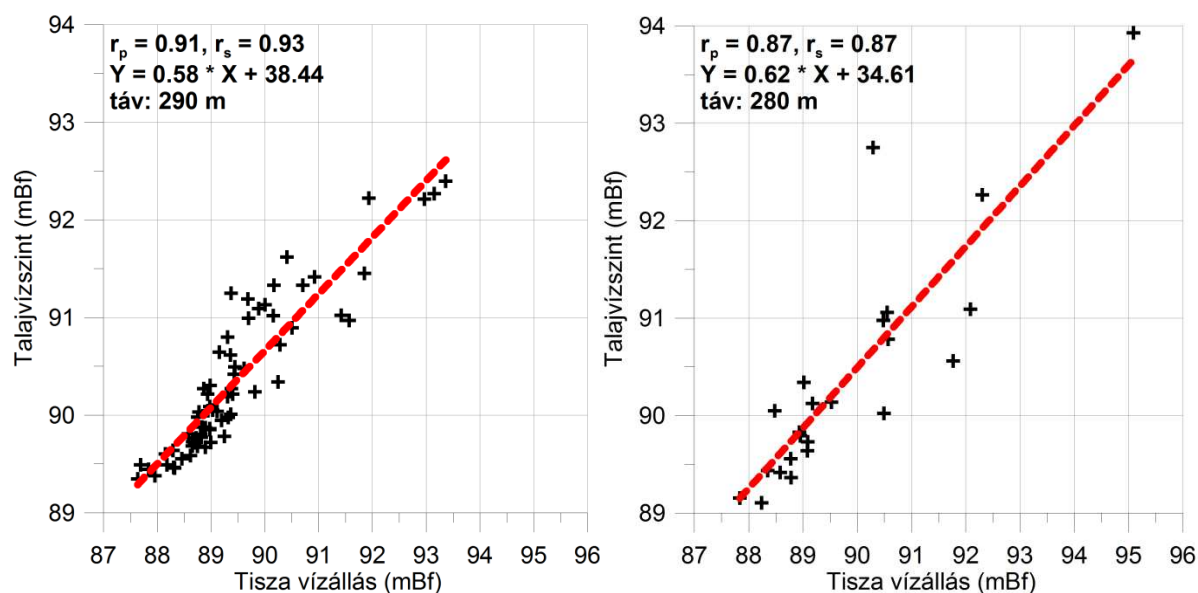
### 4.2.1 Mért adatok feldolgozása

Az előző alfejezetben láttuk, hogy a vízfolyások mentén fekvő területeken a folyók vízszintje jelentősen befolyásolhatja a talajvíz szintjét, és ez változik a távolsággal. A két változó közötti kapcsolat vizsgálatára, számszerűsítésére kézenfekvő eszköznek kínálkozott korrelációs számítások elvégzése. Az előző fejezet arra is rávilágított, hogy milyen mértékben megváltozhat a talajvízadó folyóval való kapcsolata egy-egy árhullám során, a folyó sokkal nagyobb távolságban is mérhető hatást okoz. Éppen ezért azt is fontosnak tartottam, hogy a korrelációs vizsgálatoknál az adatok időbeli felbontásának hatását (napi adatok, vagy havi átlagos vízszintek) is boncolgassam, és ehhez kapcsolódóan az időbeli késleltetést is figyelembe vegyem keresztkorrelációval. Ugyanakkor feltételeztem, hogy a folyótól távolodva az egyes kutak vízszintje között is eltérő a kapcsolat mértéke, tehát a talajvíz-talajvízszint között is számoltam korrelációt. Minden esetben a Pearson-féle és a Spearman-féle rangkorrelációs együtthatót is meghatároztam, utóbbit a sokszor nem lineáris kapcsolat indokolta (mind amellet, hogy a változók nem normális eloszlásúak [Tóth-Szücs 2006]).

A folyó és talajvízszint közötti szoros vagy kevésbé szoros korrelációs kapcsolat a folyótól különböző távolságban egyértelmű, hozzáteve hogy más befolyásoló tényezők, mint a földtani inhomogenitás, beépítettség hatása, stb. a kapcsolat erősségét akár jelentősen is módosíthatja. A 4.2/1-2. ábrákon szóródási diagramokon mutatok be például a két mintaterületről a kapcsolat vizuális megjelenítésére. Jól láthatóan parti kutakban igen kis szóródással egy lineáris kapcsolatot fedezünk fel, míg távolodva egyre jobban szóródik a pontfelhő a havi átlagos vízszint-adatokkal dolgozva, és az illesztett egyenes meredeksége csökken (4.2/1. ábra). Az illesztett regressziós egyenes egyenletét, és a számított korrelációs együtthatókat is feltüntettem. Ugyanakkor körülbelül egyforma távolságban is kaphatunk eltérő erősségű kapcsolatokat (6.sz. melléklet 6/2. ábra).



4.2/1. ábra: a Duna és a talajvíz havi átlagos vízszintjének kapcsolata a folyótól távolodva



4.2/2. ábra: a Tisza és a talajvíz havi átlagos vízszintjének kapcsolata a folyótól

A lineáris kapcsolat értelmében, ha a folyó vízállása magasabb a talajvízszint is magasabb, és ez a függés lehet szinte tökéletes függvény szerinti - lásd a 4.2/1. ábra első grafikon – és kevésbé meggyőző – lásd a 4.2/1. ábra utolsó grafikon. A linearitás miatt gyakorlatilag alig van különbség a Pearson-, és a Spearman-féle korrelációs együttható értékében.

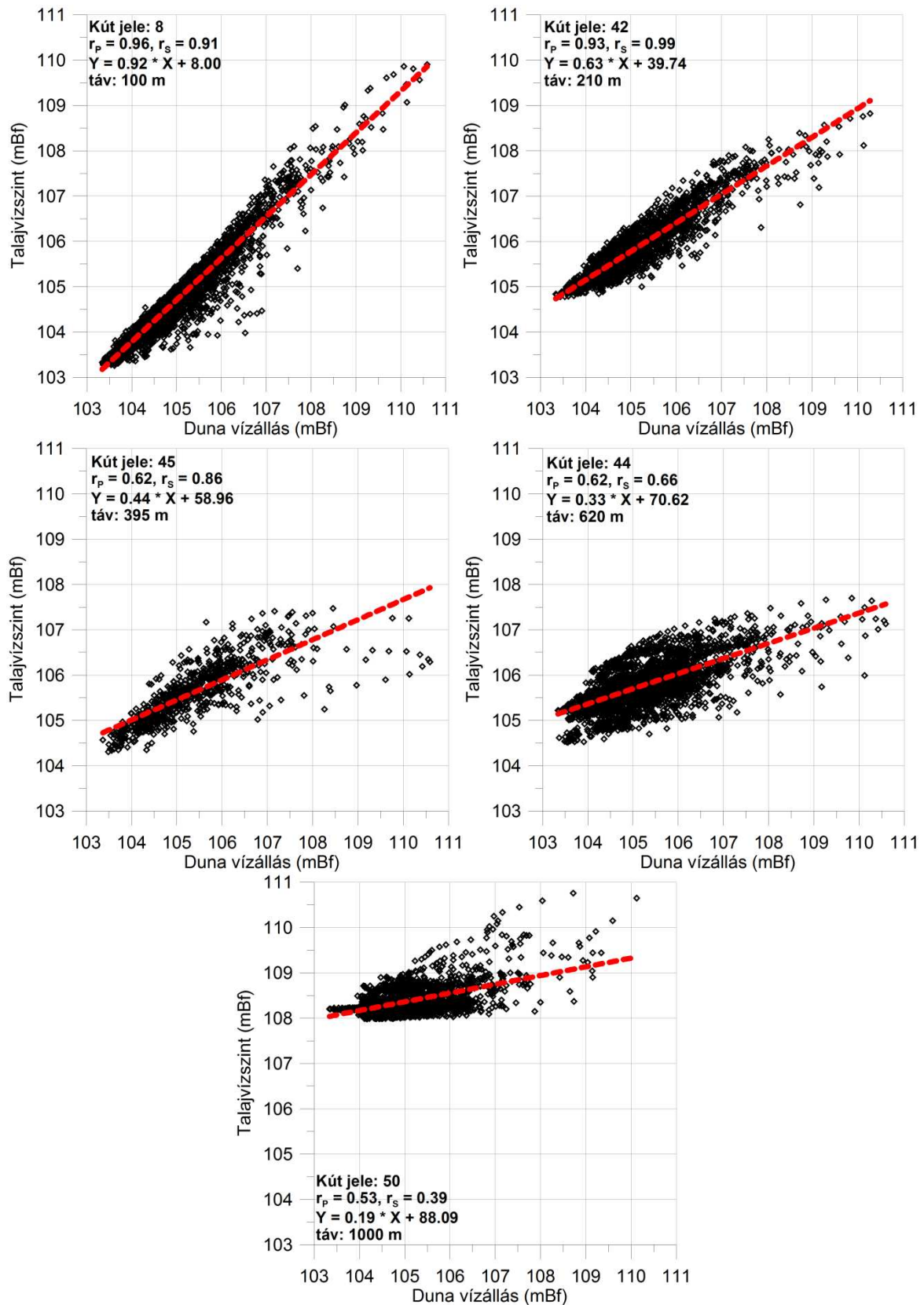
A Duna menti mintaterületre a mintegy 70 monitoring kút adatát felhasználva elkészítettem a korrelációs együttható távolságtól való függését. A 6. sz. melléklet 6/3. ábráján mutatom be hogyan változik a korrelációs együttható értéke a kutaknak a Dunától való távolságával, míg a 6/4. ábrán ennek térképi izovonalas ábrázolása látható. Bár nyilvánvalóan nagymértékű a földtani változékonyság, és az adatok hibával is terheltek (ami a kutak állapotától elkezdve sok mindentől függ), mégis kirajzolódik egy trend a folyó- és talajvízszint közötti kapcsolat szorosságában. Egy logaritmikus függvényt illesztve a pontokra jól látszik a korreláció csökkenése a távolsággal [K.Tóth-Szücs 2014]. Az értékek legnagyobb szóródást a kb. 500-1000 m távolságok között mutatják, ami jelzi, hogy ez az a zóna, ahol már nem teljesen egyértelmű a talajvízszintnek a folyó vízjárásától való függése.

A folyó-talajvíz kapcsolatának a jellege magán hordozza azt a tény, hogy két időbeli változó között keressük a tértől és sok más tényezőtől is függő kapcsolatot. A számított korrelációs együtthatók nemcsak a távolsággal változnak, hanem időben is a folyó vízszintjének dinamikus változása következtében. Ebből adódóan a korreláció erőssége függ attól, hogy mely időszakra, és milyen felbontásban (azaz napi, heti, havi adatokkal dolgozva) végezzük a vizsgálatot. A folyó karakterisztikájából adódóan, vízszint-emelkedések és csökkenések követik egymást, a legnagyobb különbséget a folyó-talajvízszint kapcsolatának szorosságában árhullámok emelkedő és apadó időszakában tapasztaljuk.

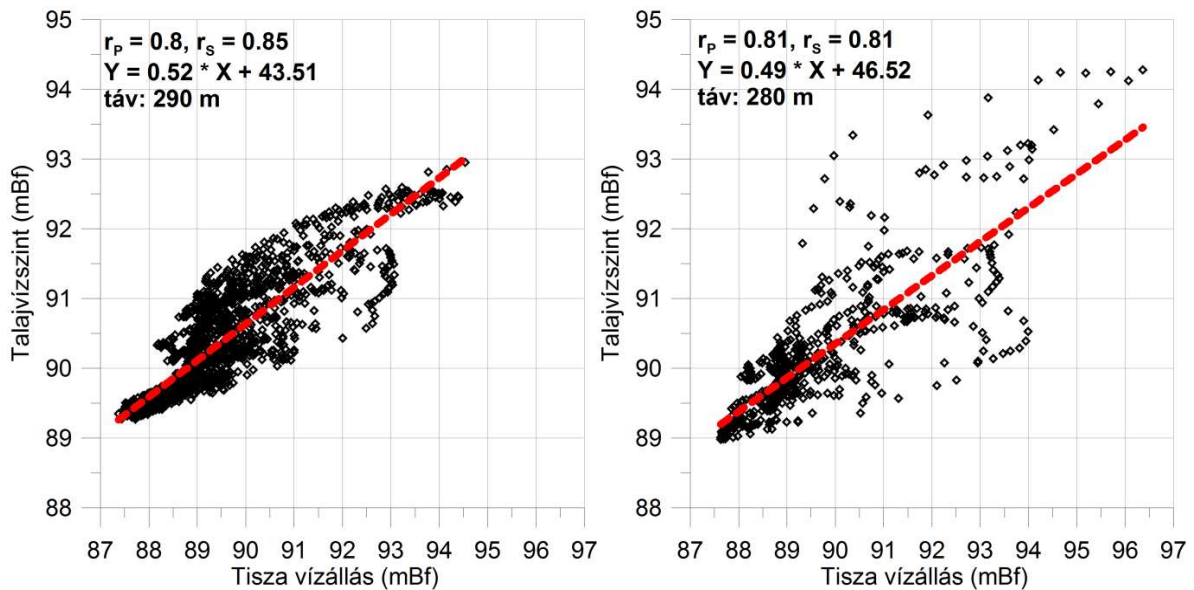
A következő grafikonokon (4.2/3-4. ábrák) a már bemutatott kutakra napi felbontású adatokat látunk (továbbiak a 6.sz. melléklet 6/5. ábráján). Megváltozik a regressziós egyenes meredeksége, és a korrelációs együttható értéke is. A regressziós egyenes meredeksége minden eset-



ben csökken, jellemzően a nagyobb folyó vízállás és talajvízszintek irányában tapasztalunk egyre jobban szóródó pontokat. A korrelációs együttható értéke is csökken.

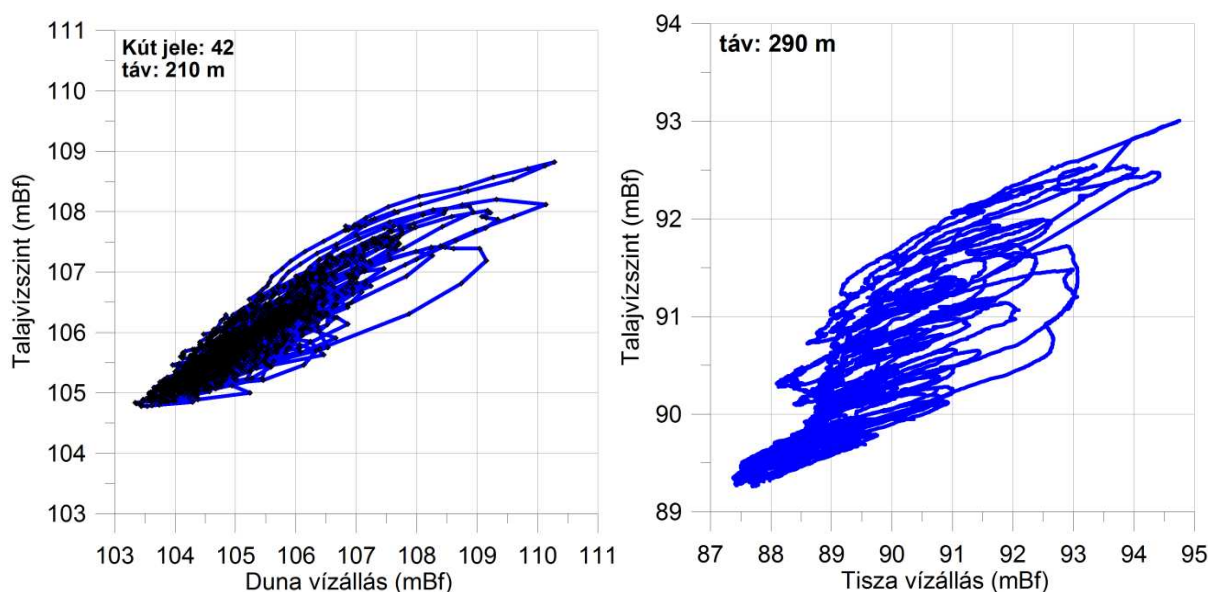


4.2/3. ábra: a Duna és a talajvíz napi vízszintjének kapcsolata a folyótól távolodva



4.2/4. ábra: a Tisza és a talajvíz napi vízszintjének kapcsolata a folyótól

A pontokat folytonos vonallal összekötve a pontfelhőből hiszterézis jelleget mutató görbék rajzolódnak ki, ebből például a 4.2/5. ábrán mutatok be (a többi kútra a 6. sz. mellékletben találhatóak a grafikonok – 6/6. ábrsorozat). A folyó ugyanazon vízállásához áradáskor alacsonyabb talajvízszint párosul, mint apadáskor. Ennek oka a késleltetés, ami annál nagyobb minél távolabb vagyunk a folyótól, de láthatóan a különböző árhullámok esetén ugyanazon kútra is más mértékű.



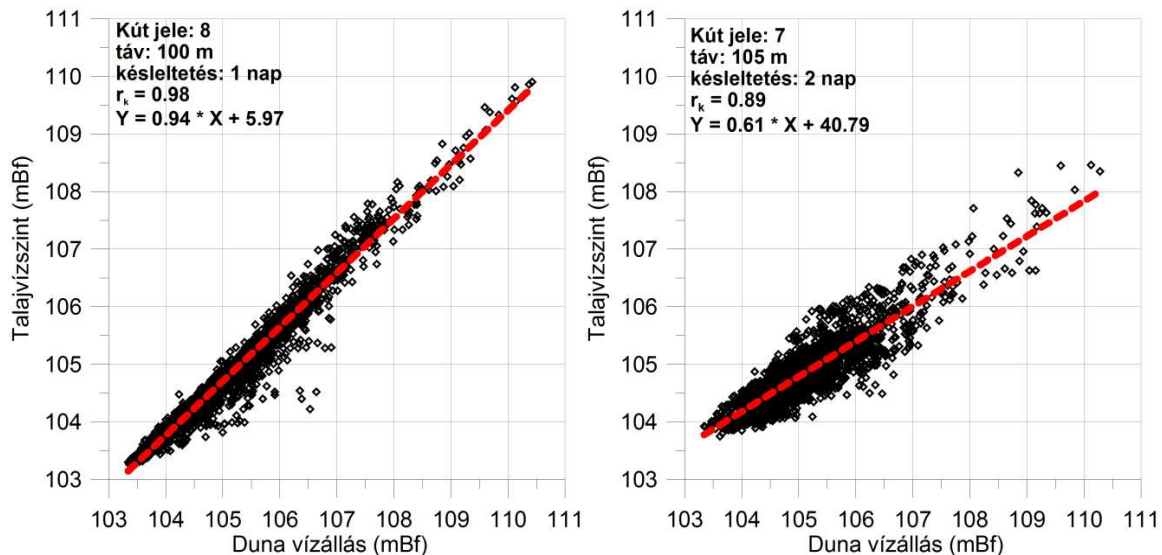
4.2/5. ábra: Hiszterézisek a napi vízszintkapcsolatban

A havi adatoknál látott lineáris kapcsolat lazább lesz, az áradó és apadó ág közötti eltérés, hiszterézis miatt. A hurokgörbék meredeksége kisebb annak a képzeletbeli egyenesnek a meredekségétől, amit a pontfelhő sűrűsödési helyére illeszthetnénk. Legszembetűnőbb a távoli kút viselkedése, amelynél a pontsűrűsödés láthatóan már teljes mértékben független a Duna vízállásától, mégis az árhullámok mérhető talajvízszint-emelkedést eredményeznek (4.2/3. ábra utolsó grafikon). Hiszen a Duna 104-106 mBf vízállása között a talajvíz szintje 108-109



mBf között bárhol változhat, függetlenül a Duna vízállásától, azonban a 106-110 mBf vízállás tartományban már - igaz több napos késleltetéssel -, de emelkedő talajvízszinteket kapunk.

A 4.2/5. ábrán két kútra látjuk ismét a szóródási diagramokat, azonban itt már figyelembevettem a késleltetést is oly módon, hogy napi eltolásokkal keresztkorrelációt számítottam az adatokra, és ahol a korrelációs együttható elérte a maximumot, annál az eltolásnál adódó értékpárokat ábrázoltam. A diagramokon feltüntettem a késleltetés értékét is.



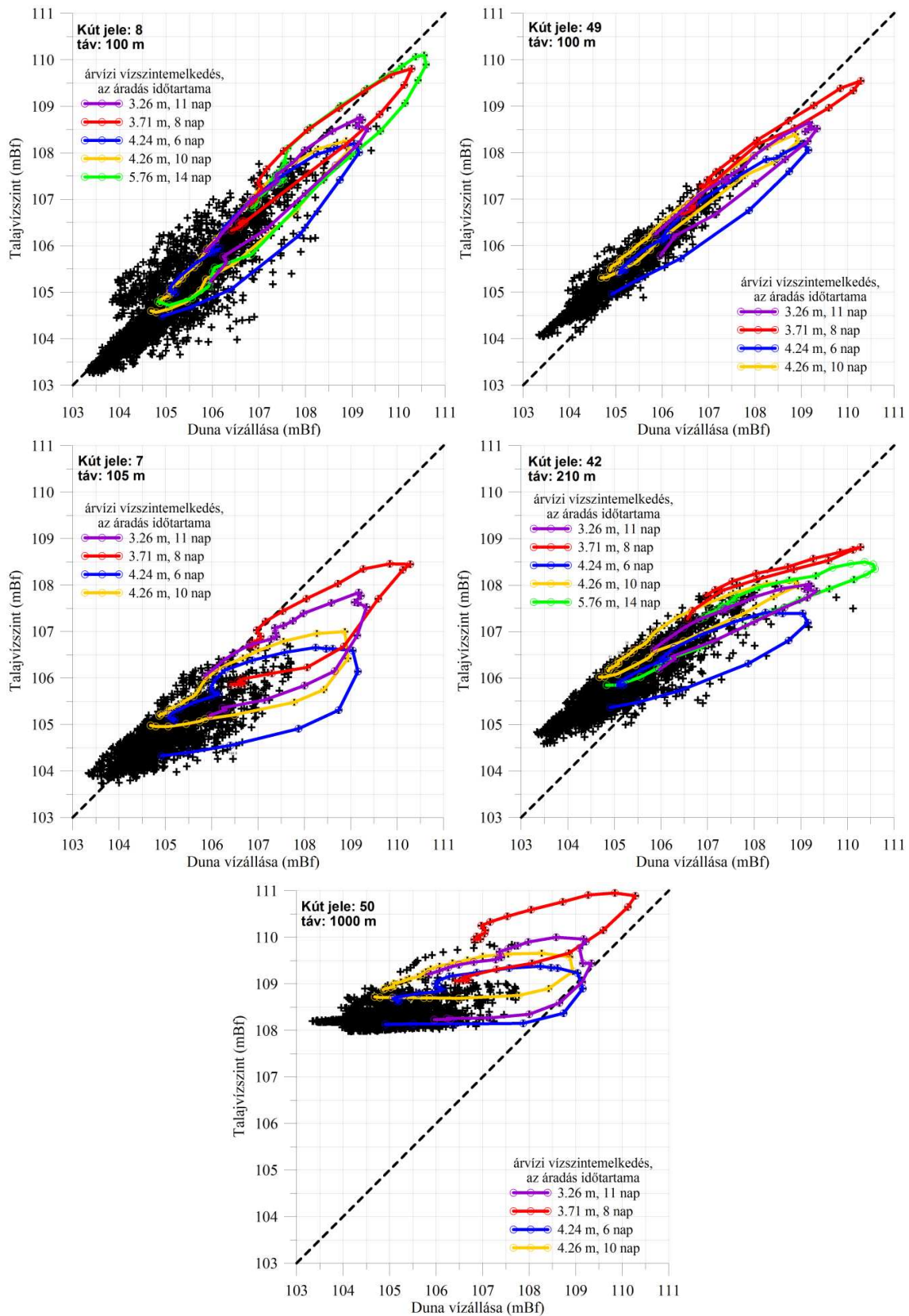
4.2/5. ábra: keresztkorrelációval kapott eredmények

Keresztkorrelációval kismértékben sikerült a kapcsolat szorosságán javítani 1-2 napos késleltetéssel. Valójában azonban a teljes adatsorra megállapított késleltetés mértéke egy átlagérték. Különböző árhullámok hatására még ugyanazon kútban is különbözhet a kialakuló válaszreakció időbeli késleltetése. Jellemzően a kisebb folyó-talajvízszint tartományban nagyobb a késleltetés mértéke, akár több nap is lehet, míg a nagyobb vízszinteknél akár az 1 napot sem éri el. Az időbeli késleltetés másrészt más és más lehet ugyanazon vízállás-emelkedés majd csökkenés során az emelkedő és csökkenő ágra. Ezt a jelenséget olyan kutaknál látjuk, amelyekben a talajvízszint tetőzésében nincs már egy nap késleltetés sem a folyóvízszint tetőzéséhez képest, mégis kialakul a hiszterézis, az emelkedő és csökkenő ág elválik egymástól. A késleltetés mértékét számos tényező befolyásolhatja, így:

- a kút távolsága a folyótól,
- az árhullám karakterisztikája,
- a vízállás előzmények,
- a meder és a vízáradó fizikai tulajdonságai,
- egyéb természetes és mesterséges hatások, mint pl. más felszíni víz, csatorna, sérült vízvezeték, épületek alapozása stb.

A 4.2/6. ábrán néhány kútra külön kirajzoltam a különböző árhullámokhoz tartozó hurokgörbéket. Egy-egy kútra a hurkok meredeksége a nagy árhullámokra jellemzően azonos, azonban a hurkok szélessége különbözik. Tehát a késleltetés, azaz ahány nappal később tetőzik a talajvízszint a folyó vízálláshoz képest, más és más. Feltételezésem szerint ez szorosan összefügg-

het az árhullám karakterisztikájával. A hurkok áradó ágának meredeksége viszont már az árhullámtól függetlenül (bizonyos vízszintemelkedés felett), csak a többi tényezőnek a függvénye, így a távolság, a vízadó fizikai tulajdonságai, és a mederkapcsolat erőssége.

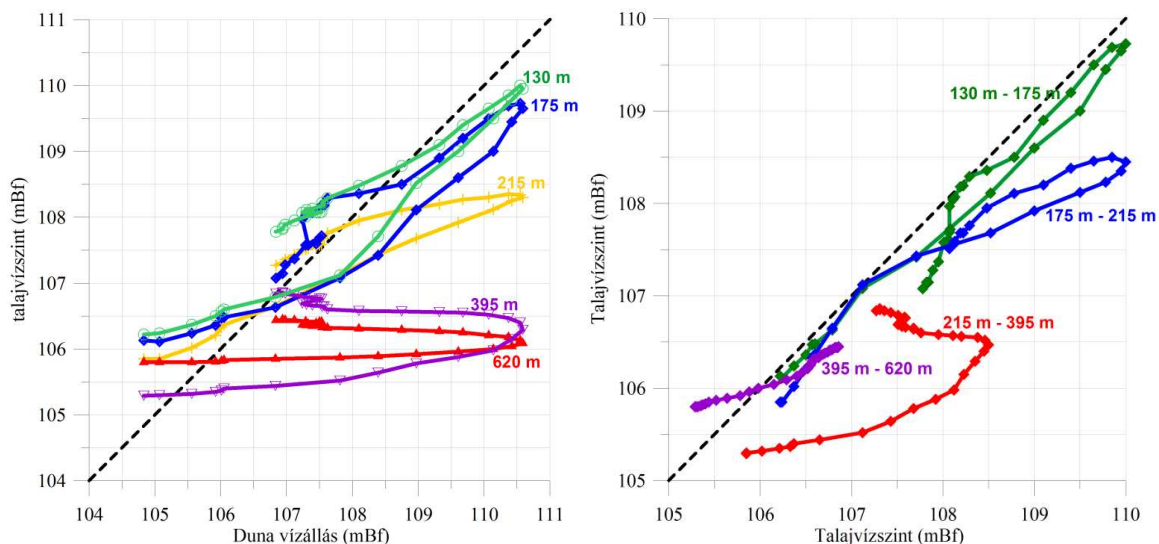


4.2/6. ábra: különböző árhullámokra bemutatott hurokgörbék

A Tisza tiszadobi szakaszán egy partmenti kútban a 6. sz. melléklet 6/7. ábráján érdekességként bemutatok egy hurokgörbét a 2000-es tavaszi árhullámra, hiszen kettős hurok alakult ki kettős árhullám levonulása miatt.

A hurokgörbe karakterisztikája egész más lehet különböző kutakra. Amelyik kútnál a korrelációs vizsgálat nagyfokú kapcsolatot mutatott ki a folyó vízállás és a talajvízszint között, annál a hurokgörbék meredeksége megegyezik a pontfelhőre illeszthető egyenes meredekségével. Itt nem számottevő a korrelációs kapcsolatban a változás a havi és napi adatokkal dolgozva (például a 8 vagy a 49 jelű kutak). Van a kutaknak egy olyan csoportja, amelyeknél a hurokgörbék meredeksége kisebb annak a képzeletbeli egyenesnek a meredekségétől, amit a pontfelhő sűrűsödési helyére illeszthetnénk. Ezen kutaknál nagyobb különbséget kapunk a korrelációs kapcsolatban a két időbeli felbontás esetén (például a 7 és 42 jelű kutak). Ennek a fizikai magyarázata az lehet, hogy a folyó árhulláma során rövid idő alatt az átlagos ingadozásnál sokkal nagyobb emelkedés következik be a folyó vízállásában, amelyet a talajvízszint emelkedése csak késleltetéssel követ. Végül harmadik csoportot képeznek azok a kutak, amelyeknél a korrelációs kapcsolat gyenge, a pontok szóródása alapján valójában szinte teljesen függetlennek látszik a két változó. Mégis az árhullámokra tapasztalható a talajvízszint válaszreakciója, akár jelentős is lehet a kút vízszintjében az emelkedés (például az 50 jelű kút). A második és harmadik csoportba nem feltétlenül a folyótól egyre nagyobb távolságra fekvő kutak tartoznak. Erre kitűnő példa a 7 jelű kút, amely mindössze 100 m távolságra fekszik a folyó partjától.

Ugyanakkor mégis fedezhetünk fel kapcsolatot a hurokgörbék meredeksége és a távolság között, amelyet a 4.2/7.a. ábra szemléltet, ahol egy szelvény mentén az egyre távolabb fekvő kutak hurokgörbéi láthatóak a 2006-os árhullámra.



4.2/7.a) ábra: ugyanazon árhullám alatt a folyóra merőleges szelvény mentén kialakuló hurokgörbesor; b) ábra: kutak vízszintje közötti hiszterézis

Távolodva a folyótól nyilvánvaló, hogy a folyó vízszintjéhez képest egyre nagyobb késleltetéssel kezd meg emelkedését a talajvíz szintje. Ahogyan az árhullám (nyomáshullám) végigvonul a talajvízadóban, úgy pontról pontra egyes kutak között is mérhetünk késleltetést akár a vízszint-emelkedésben, akár a vízszint-csökkenésben. Erre mutatok be példát a Duna menti

egy szelvényre eső kutak között a 2006-os tavaszi árhullámra a 4.2/7.b) ábrán. Távolodva csökken a meredeksége és ugyanakkor nő a szélessége a görbéknek. A két legközelebbi kútban bár ugyanaznap következik be a talajvízszint tetőzése, a vízszintcsökkenés nem ugyanolyan ütemben zajlik. A két legtávolabbi kút vízszintje között már nem alakul ki hiszterézis.

#### **Az eredmények összefoglalása:**

A mért adatok alapján megállapítható, hogy a folyó és talajvízszint közötti korrelációs kapcsolat szorossága egy logaritmikus függvény szerint csökken a folyótól mért távolsággal. A távolságon kívül azonban még számos tényező befolyásolhatja ezt a kapcsolatot. A talajvízadó egy vizsgált pontjában a folyó mindenkori vízállásához más talajvízszint párosul a vízállás emelkedő és csökkenő, vagy áradó és apadó ágán, a kettő közötti hiszterézis mértéke a késleltetéstől függ. A késleltetés azonban nem csak azt az időt jelenti, amellyel a vizsgált pontban később tetőzik a talajvízszint a folyó vízállásához képest, hanem a vízszintcsökkenés alatti időeltolódást is. A késleltetés mértékét meghatározza a távolság a folyótól, és a közegben a víz ill. nyomásterjedéssel szembeni ellenállás, amit a vízáradó fizikai paraméterei és a mederkapcsolat is befolyásol. Emellett ugyanazon pontban is tapasztaltam más-más késleltetést különböző árhullámokra, azaz ez szorosan összefügg az árhullám karakterisztikájával is. Jellemzően a kisebb árhullámok esetén nagyobb a késleltetés mértéke. Az időbeli késleltetés másrészt más és más lehet ugyanazon vízállás-emelkedés majd csökkenés során az emelkedő és csökkenő ágra. A hurokgörbe a folyótól különböző távolságban fekvő kutak vízszintje között is kialakulhat.

Másik jellemzője a hurokgörbéknek az emelkedő és csökkenő ágak meredeksége. A meredekség jellemzően csökken a folyótól mért távolsággal, valamint az emelkedő ág és a csökkenő ág meredeksége nem feltétlenül azonos. Ez azt jelzi, hogy a talajvízadó leürülési és feltöltési folyamata nem egyforma ütemben zajlik. Part menti kutakban a hurokgörbe felmenő ágának meredeksége egy bizonyos vízállás-emelkedés felett már függetlennek látszik az árhullám karakterisztikájától. Ez azt is jelenti, hogy az áradó ágon a folyó- és talajvízszint közötti lineáris kapcsolat meredekségét az árhullám tulajdonságai nem befolyásolják.

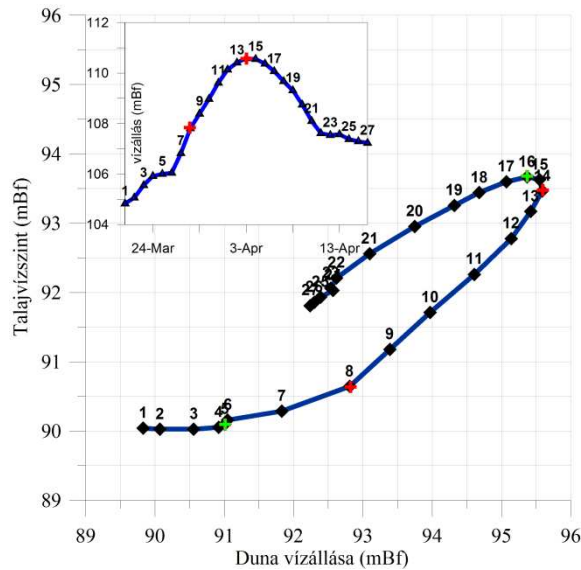
#### 4.2.2 A hurokgörbe vizsgálata numerikus számításokkal

Következő lépésben numerikus modellszámításokkal vizsgáltam a folyó - talajvízszint kapcsolatot, ezen belül is a hurokgörbék paramétereiktől való függését. Ehhez az előző alfejezetben (4.1 fejezet) bemutatott és alkalmazott sematikus modellt használtam, amelynek felépítését és paraméterezését az 5. sz. mellékletben ismertettem.

A sematikus modellel vizsgáltam a hurokgörbék jellegének változását a:

- különböző árhullámokkal,
- mederkapcsolat erősségével,
- vízáradó szivárgási tényezőjével.

Az eredmények könnyebb bemutatása, értelmezhetősége érdekében definiáltam a hurokgörbe alakját jellemző jellegzetes pontokat és szakaszokat. A 4.2/13. ábrán egy modellvariánssal kapott elméleti görbe látható a hozzá tartozó hidrográffal (folyó vízállás görbével).



4.2/8. ábra: a hurokgörbe jellegzetességei

A jellegzetes pontokat egyrészt a folyó vízállás görbéjének jellegzetességei adják, így az áradó ág inflexiós pontja, és a tetőzéshez tartozó vízállás. Ezekhez adódik az a pont, amelynél a talajvízszint is megkezdje az emelkedését, és végül az árvízi csúcsot követően a talajvízszint tetőzéséhez tartozó pont, azaz a hurokgörbe maximuma. A sorban a harmadik és negyedik pont között eltelt idő megadja a talajvízszint tetőzés késleltetésének mértékét, de önmagában nem jellemzi a hurok szélességét, mivel az áradó és apadó ág meredeksége eltérhet egymástól. Jól láthatóan ezek a pontok egyúttal jellemző szakaszokra is bontják a hurokgörbét, amelyek akár egyenesekkel is közelíthetők. A hurokgörbe áradó ágának meredeksége a vízszintestől a 45 fokig terjedhet. Alapvetően a távolság növekedésével az emelkedő ág meredeksége csökken. Ha az emelkedő ág meredeksége közel 45 fok, az azt jelenti, hogy az adott pontban a talajvízszint szinte ellenállás nélkül a folyóval megegyező mértékben emelkedik.

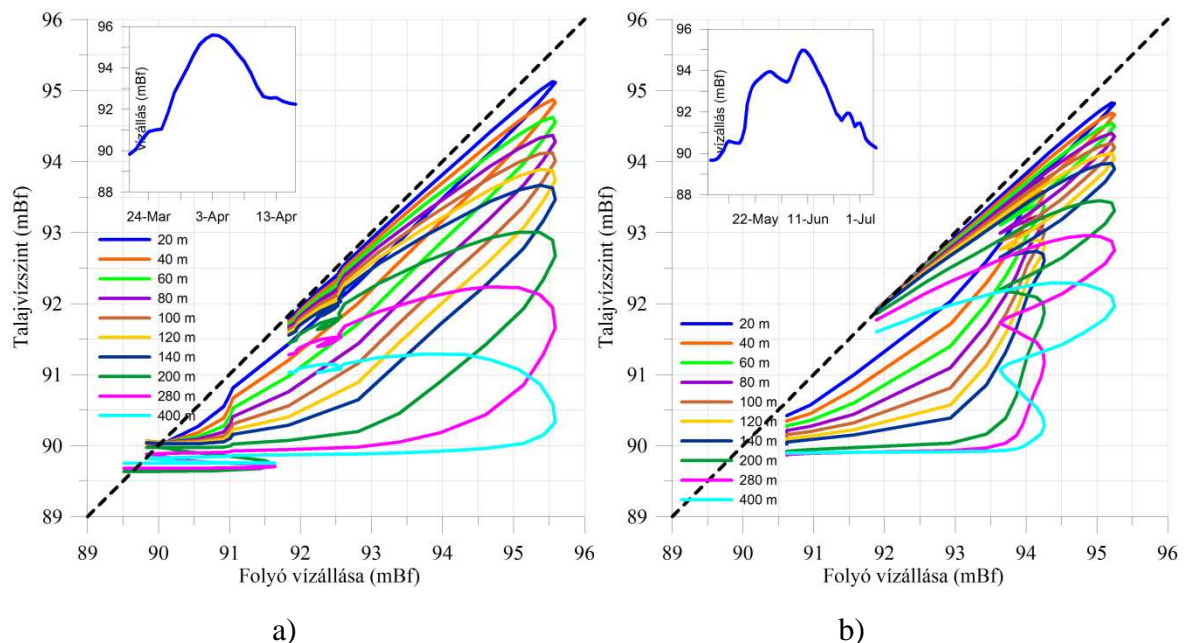
#### A hurokgörbék változása az árhullámok és a folyótól mért távolság hatására

Első lépésben vizsgáltam hogyan változik a különböző árhullámokkal a hurokgörbék képe a folyótól távolodva. A 2.1 fejezetben is alkalmazott 3-3 árhullámmal dolgoztam, amelyekből kettőt a 4.2/9. ábrán mutatok be (a többi eredmény a 6. sz. mellékletben (6/8. ábra) található).

Alapvetően megállapítható, hogy távolodva a folyótól egyre kisebb a hurokgörbék meredeksége, valamint jellemzően egyre szélesebbre nyílik szét a görbe két ága, azaz egyre nagyobb a késleltetés. Az áradó ágak meredeksége jellemzően nagyobb, mint az apadó ágé, de ez a különbség közeledve a folyóhoz egyre inkább eltűnik. A 4.2/9. b. ábrán kettős, míg a 6. sz. melléklet 6/8.d ábráján hármas árhullám látható, ami igen jellemző a Tiszára. Ezek esetében az a jelenség látható, hogy egy első árhullámot követő második hullám már ugyanabban a távolságban mennyivel nagyobb hatással van a talajvízszintre. Így míg a 400 m-re fekvő pontban (4.2/9. b) ábra) az első hullámra csak már a folyó vízállás apadásakor kezd el reagálni a talajvízszint, addig a második hullámra már a folyó emelkedő ágán is emelkedik a vízszint. Ily módon hasonló mértékű vízállás-emelkedésre, mint a 4.2/9. ábra a) részén ugyanabban a távolságokban nagyobb lesz a talajvízszint válaszreakciója. Ez annak az eredménye lehet, hogy árhullámok alatt a vízádonak egy feltöltődési és leürülési folyamata zajlik. A feltöltődés már



az első hullám során megkezdődik, és a második hullám előtt már nincs idő a teljes leürülésre, ami az árhullám előtti állapotra jellemző.

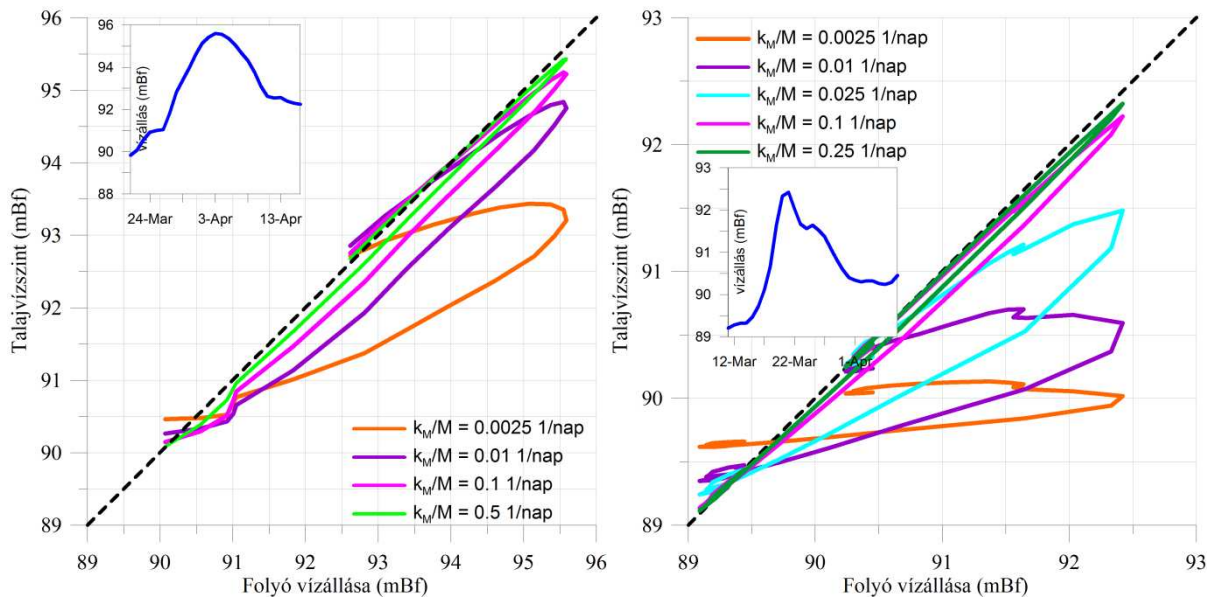


4.2/9. ábra: a számított hurokgörbék két különböző árhullámra

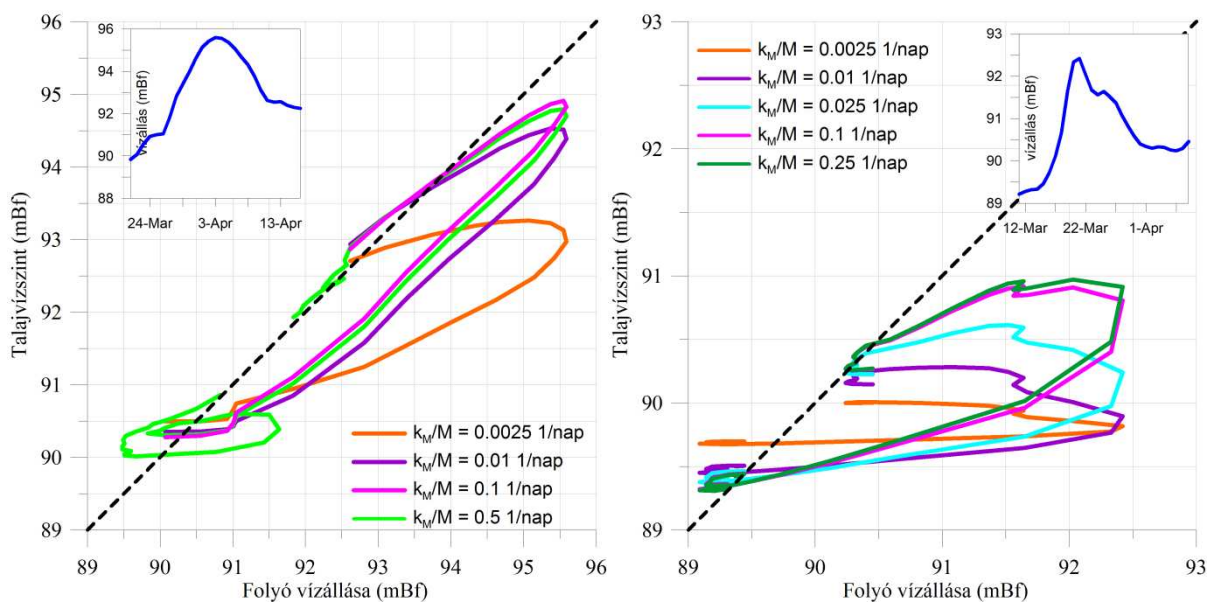
A 6. sz. melléklet 6/8. a) és b) ábra közötti különbség ugyanakkor, hogy ugyanazokban a távolságokban kisebb árhullám a hurkok kisebb meredekségét és nagyobb szélességét eredményezi. A b) ábrán szándékosan az árhullámot követő időszakot is megrajzoltam, így látható, hogy az árhullám végén a vízszintek metszik a 45 fokos egyenest, vagyis visszatér a folyó a megcsapoló állapotba, azaz magasabb a talajvízszint mint a folyó vízszintje. A c) esetben ez annyiban más, hogy itt a folyó vízállásában az emelkedés olyan kismértékű, hogy már az apadó ág inflexiós pontjánál megfordul a tápláló-megcsapoló jelleg. Végül a d) esetben a hármas árhullám során 200 m távolságig az első hullám emelkedő és csökkenő ága összemetsz egymással.

#### A meder-vezetőképesség hatása a hurokgörbe alakjára

A meder-vezetőképesség értéke bizonyosan befolyásolja a hurokgörbe alakját. Ennek vizsgálatára a sematikus modellel (5. sz. melléklet „B” paraméterezés) több árhullámra is több nagyságrend tartományban változtattam a meder-vezetőképességet. A 4.2/10-11. ábrákon példaként mutatok be két eredményt, két különböző árhullámra, két különböző távolságban. A meder-vezetőképesség értéke helyett a  $k_M/M$  (folyómeder szivárgási tényező/medervastagság) hányadost szerepeltettem az ábrákon, ami a 2. fejezetben bemutatott átszivárgási tényező.



4.2/10. ábra: hurokgörbék különböző meder átszivárgási tényezők esetén 40 m távolságban a folyótól



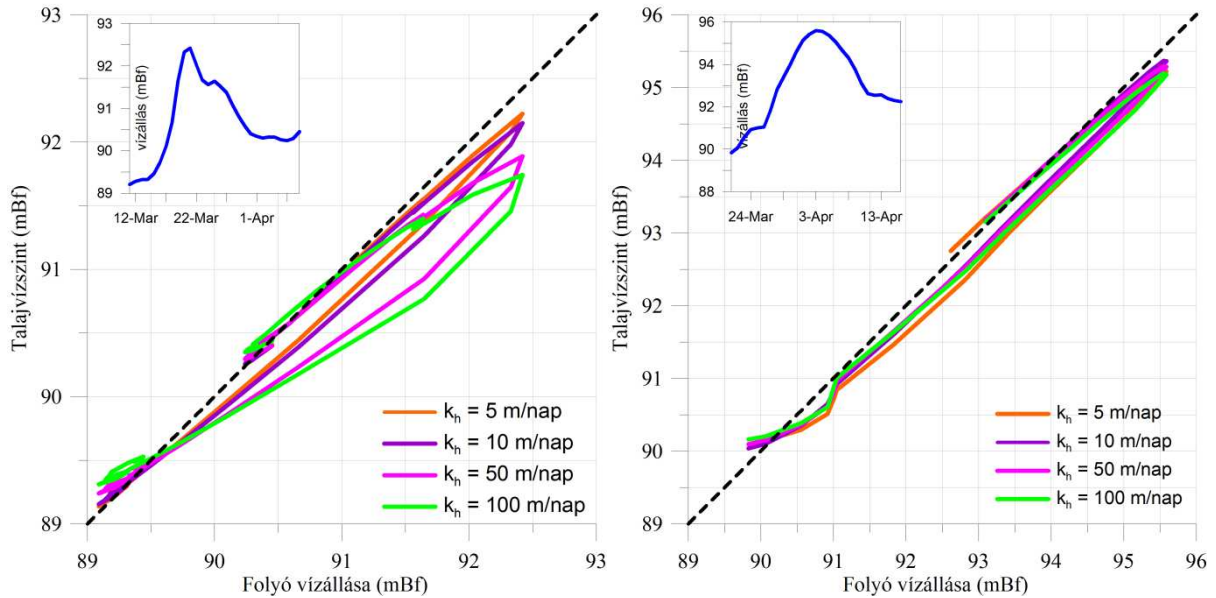
4.2/11. ábra: hurokgörbék különböző meder átszivárgási tényezők esetén 100 m távolságban a folyótól

A meder-vezetőképesség növelésével nő a hurokgörbe áradó és apadó ágának meredeksége, és csökken a hurok szélessége. A hurokgörbe meredeksége kevésbé érzékeny a paraméter értékére, szemben a hurok szélességével, de ez függ az árhullám nagyságától. A kisebb árhullám esetében (4.2/10. ábra jobb oldala) a meder átszivárgás két nagyságrenden belüli változtatásával gyakorlatilag a vízszintestől 45 fokig változhat a hurokgörbék meredeksége. A folyótól való távolság növelésével azonban pont a kisebb árhullámnál kevésbé differenciálódik a különböző áteresztőképességgel kapott görbesereg (4.2/11. ábra jobb oldala), jelezve hogy a folyótól távolodva egyre kevésbé befolyásoló paraméter a meder-vezetőképesség.

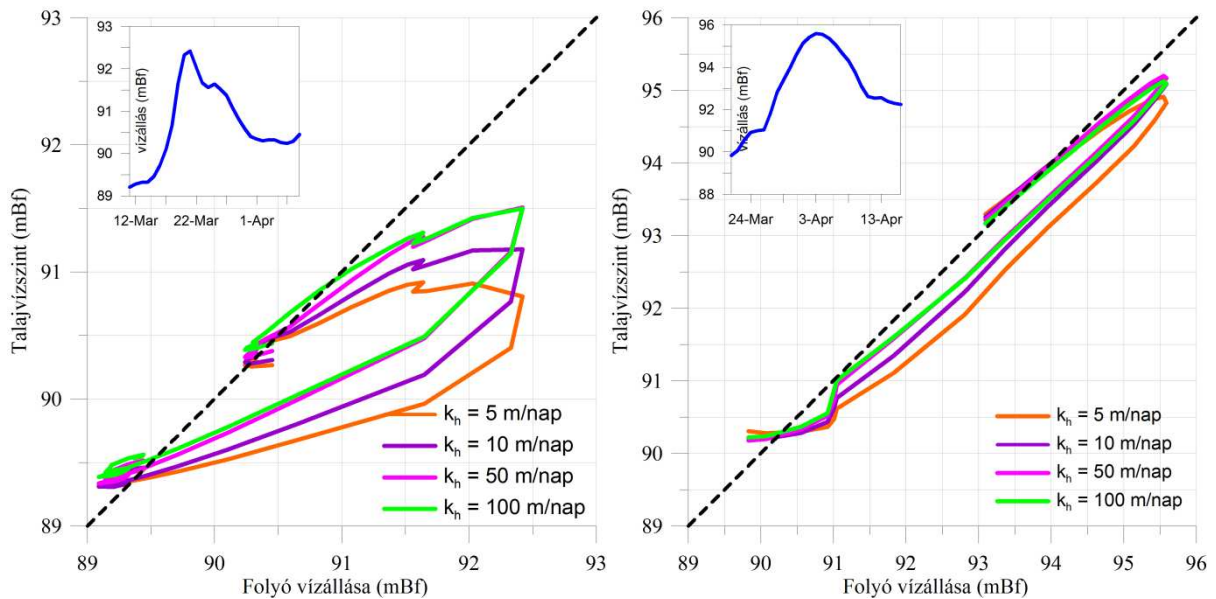


### A szivárgási tényező hatása a hurokgörbe alakjára

A szivárgási tényező a meder-vezetőképesség mellett nyilvánvalóan szintén befolyásolja a folyó árhullámai alatt a talajvízszint-változást. A vizsgálatokat a sematikus modell „C” paraméter-együttesével végeztem el (5.sz. melléklet).



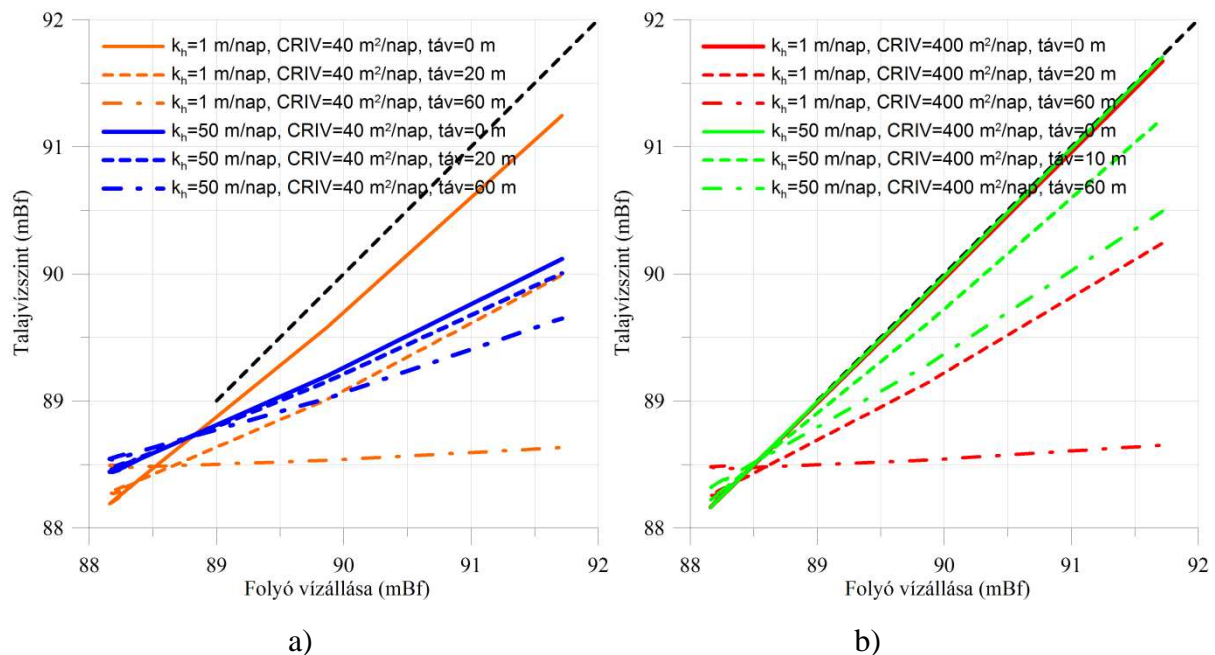
4.2/12. ábra: hurokgörbék különböző szivárgási tényezők esetén 40 m távolságban a folyótól



4.2/13. ábra: hurokgörbék különböző szivárgási tényezők esetén 100 m távolságban a folyótól

A folyóparton a hurokgörbe meredeksége csökken és szélessége nő a szivárgási tényező növelésével (4.2/12. ábra), amit azzal magyarázok, hogy minél nagyobb a vízadó átteresztőképessége annál gyorsabban „vezeti el” az átadódó vizet és a nyomást is, tehát annál kisebb potenciálkülönbség tud kialakulni a folyóhoz közel, azaz a hurokgörbe laposabb. A folyótól távolodva megfordul a változás jellege, és már a szivárgási tényező növelésével nő a meredekség, és csökken a szélesség (4.2/13. ábra), ami szintén annak tulajdonítható, hogy mennyire jó „vezető” a réteg. Kisebb szivárgási tényező esetében tehát a folyóparton nagyobb míg távo-

labb kisebb vízszint-emelkedést okoz az árhullám. Míg nagyobb szivárgási tényezőnél a folyótól távolodva kevésbé csökken a vízszint-emelkedés mértéke (4.2/14. ábra).



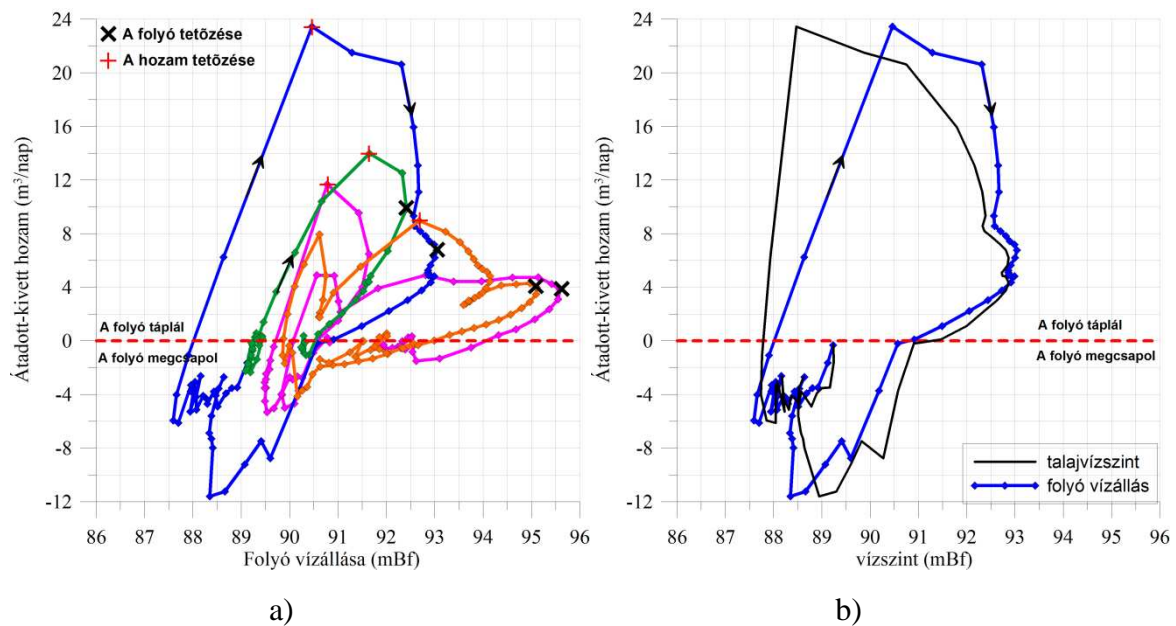
4.2/14. ábra: az áradó ágak meredeksége két különböző meder-vezetőképesség és szivárgási tényező esetén

A 4.2/14. ábrán csak az áradó ágakat ábrázoltam. Az a) ábrán a folyónál kisebb a vízszint-emelkedés (narancssárga egyenes), mint nagyobb meder-vezetőképesség mellett (b) ábra, piros egyenes), de a távolabbi két áradó ág (20 és 60 m) már szinte egyforma meredekségű (szaggatott és pontvonalak). A kisebb szivárgási tényező mellett a távolsággal sokkal jobban csökken a meredekség, mint a nagyobb szivárgási tényezők esetén. Tehát hiába gyengébb a meder vezetőképessége ha jó vízvezető a réteg ((a) ábra kék görbék és b) ábra piros görbék összehasonlítása 20 és 60 m távolságban).

Mind a szivárgási tényező mind a meder-vezetőképesség esetében igaz, hogy a kisebb árhullámnál jobban, markánsabban változnak a hurokgörbék a két paraméterrel, azaz kisebb vízállás-emelkedésnél érzékenyebb a hurokgörbe alakja a paraméterekre (pl. 4.2/12. ábra két grafikonjának összehasonlítása).

#### Hozam-vízállás hurokgörbe

A folyó és a különböző pontokban mért talajvízszint közötti hiszterézis jelleg kialakulása a késleltetés miatt teljesen nyilvánvaló. A folyók esetében a vízhozam görbében kialakuló árvízi hurok szintén jól ismert, ami a folyón levonuló árhullám alatt a folyó vízállása és vízhozama között mutatható ki. A modellszámításokkal az árhullám alatt számítottam a folyóból a vízadóba átadódó vízhozamot a folyó vízállása függvényében. A 4.2/15. ábrán ennek eredménye látható. A pozitív hozamoknál a folyó megcsapol, míg negatív hozamoknál a folyó táplál. A hiszterézis jelleg itt is látható, azaz a folyóból a vízadóba átadódó hozam is hamarabb tetőzik, mint a folyó vízállása.



4.2/15. ábra: kapcsolat a folyó vízállás (a) vagy a talajvízszint (b) és az átadott-kivett hozam között árhullámok alatt

Ami ennél is érdekesebb, hogy többszűcsű árhullám esetén (lásd a narancssárga és rózsaszín vonalakat az a) ábrán) a talajvízadónak átadott hozam a legnagyobb csúcsot megelőző kisebb csúcsnál tetőzik. Ekkor a további árhullám csúcsoknál a vízállás-hozam kapcsolat laposabb, azaz a vízállás ugyanolyan mértékű emelkedéséhez már kisebb hozam növekedés társul. Továbbá nemcsak a folyó vízállása és a hozam, hanem a folyó-vízadó határfelületen (0 m távolságban a folyótól) a talajvízszint és a hozam között is hiszterézis tapasztalható (4.2/14.b) ábra).

#### Az eredmények összefoglalása:

A numerikus számítások segítségével összefoglalva megállapítható, hogy meder-vezetőképesség növelésével nő a hurokgörbe áradó és apadó ágának meredeksége, és csökken a hurok szélessége. A meredekség kevésbé, a szélesség viszont érzékenyebben reagál a meder-vezetőképesség változtatására. Az érzékenység a folyótól távolodva (4.2/10-11. ábrák) és a szivárgási tényező csökkenésével (4.2/14 a) és b) ábrák) csökken. A hurokgörbe meredekségének és szélességének változása a szivárgási tényező növelésével nem egyértelmű. A szivárgási tényező növelésével csökken a meredekség, és nő a szélesség a folyóparton (4.2/12. ábra), míg a folyótól távolodva a változás megfordul (4.2/13. ábra). Ez a folyótól való távolságtól és a meder-vezetőképességtől is függ. Kisebb árhullámnál a vízadó vizsgált paramétereinek változtatására markánsabban változik a hurokgörbe jellege, mint nagy árhullámok esetében.

A folyó-talajvízszint, és talajvíz-talajvízszint mellett a folyóvízszint-hozam, valamint talajvízszint-hozam között is hiszterézis tapasztalható (4.2/15. ábra), ami miatt egy árhullám során a folyóból a vízadóba átadott hozam hamarabb tetőzik, mint a folyó vízállása, valamint a talajvízszint. Kettős-ill. hármas csűcsű árhullám esetében a vízszintekkel ellentétben a hozam nem a legnagyobb vízállás elérésekor lesz a legnagyobb.

### 4.3 Folyó-talajvízadó rendszer numerikus modellezése

#### *Problémafelvetés:*

Az eddigiekben bemutatott eredmények mért adatokra támaszkodtak, és az azokból levont következtetéseket kísértem meg alátámasztani a numerikus számítás eszközével. Ezek mellett a kutatási tevékenységem során több, valós területre építettem fel numerikus modellt, majd különböző célokkal modellszámításokat végeztem. Ezek során talákoztam olyan kérdésekkel, problémákkal, amelyeket rutinszerűen nem lehetett megoldani, illetve kaptam olyan nem várt eredményeket, amelyek elindították bennem a részletesebb vizsgálat igényét. Különösen a modellezési gyakorlatban megszokott, sőt bizonyos feladatoknál előírt permanens modellezés problémáira, korlátaira kezdtem el elsőként fókuszálni. A permanens modellek helyett a kezdetben kisebb, majd nagyobb időbeli felbontású tranzien modelleket alkalmazva azonban újabb nehézségekbe ütköztem, amelyek nincsenek részletesen kidolgozva a szakirodalomban. Így az időbeli felbontás megfelelése, és a modellkalibrálás bonyolultsága. A parti szűrésű vízbázisok védőidomának kijelölésével kapcsolatban is merültek fel olyan kérdések, amelyeket szerettem volna körüljárni, s amelyek körül szakmai fórumokon sokszor éles vita bontakozik ki.

Folyóparti területek numerikus modellezéséhez elsőként, mint bármilyen hidrodinamikai modellezési munka megkezdése előtt fel kell állítani egy modellkonceptiót [lásd Kovács B. 2004]. Ennek során a legfontosabb azt végiggondolni, hogy mi a modellezés célkitűzése, mit kívánunk vizsgálni, szimulálni a modellel. Ez alapján foghatunk hozzá a modell felépítésének, amelyen belül a következő fontos kérdések merülhetnek fel ezen speciális környezet esetében:

A/ permanens vagy tranzien modellre van szükség,

B/ tranzien modell esetén milyen időbeli felbontás szükséges,

C/ a folyó hol helyezkedjen el a modellezett területen belül, azaz lehet e peremfeltétel, és mekkora modellezett térrész szükséges, milyen távolságig (akár mélységig is) kell a folyótól a vízadó rendszert modellezni, és milyen vertikális felbontás szükséges,

/D/ a folyót mely rendelkezésre álló, beépített csomaggal szimuláljuk (esetleg egyik sem alkalmas)/.

A következőkben az A-B-C kérdéskörökhöz tartozó vizsgálataimat és eredményeit mutatom be.

#### 4.3.1 Permanens - vagy tranzien modellszámítás

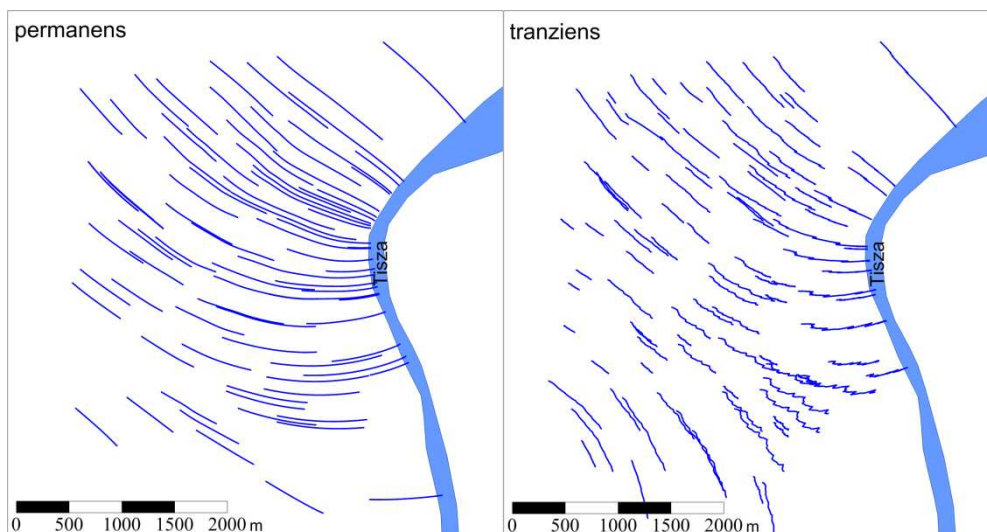
Az előző fejezetek eredményei azt mutatták, hogy a dinamikus változó áramlási rendszert még egy igen rövid árvízi periódus is erősen befolyásolja, ami alátámaszthatja a nagy időbeli felbontású tranzien áramlási szimuláció szükségességét. A folyónak a vízadóra gyakorolt hatása nyomásingadozások tekintetében sokkal nagyobb távolságban is még mérhető, mint a vízáramlási irányok tekintetében. Ezért még a folyótól távolabbi területek esetén is szükségessé válhat a folyó hatásának figyelembevétele, és a folyó vízállás fluktuációját nyomon követő tranzien modell felépítése.

Tranziens modell olyan esetekben mindenképpen indokolt, amikor cél éppen a folyó hatásának a vizsgálata a felszín alatti vízáramlási rendszerre, beleértve nemcsak a hidrodinamikai, hanem a transzport folyamatokat is. Így például amikor egy oldott csóva mozgását kívánjuk

előre jelezni. Ugyanakkor igaz, hogy a folyóparti területekre is kijelölhetők az átlagos víz-áramlási viszonyok, amelyek az év legnagyobb részében (jellemzően 70-90 %-ában) fennállnak. Egyes esetekben tehát elégséges lehet a jóval egyszerűbb, és kevesebb adatigényű permanens modell építése, jellemzően egy átlagos áramlási helyzetre kalibrálva a modellt. Így például egy víztermelő létesítmény depressziós hatásának vizsgálatakor a feladat szempontjából legtöbbször érdektelen, hogy ez a depressziós hatás kismértékben változhat időben egy közelebbi-távolabbi felszíni vízfolyás hatása miatt.

A másik fontos tényező a magyar jogszabályi háttér a partiszűrésű vízbázisok vonatkozásában. A „vízbázisok, a távlati vízbázisok, valamint az ivóvízellátást szolgáló vízilétesítmények védelméről szóló 123/1997. (VII.18)” Korm. rendelet értelmében ugyanis a védőidomot permanens áramlási helyzetre kötelező kijelölni.

A tranziens modell nagy adatigénye miatt az is előfordul, hogy nem is áll rendelkezésre elég adat egy tranziens modellszámításhoz, ami nem csak a modell felépítéséhez, hanem a megbízható kalibráláshoz is nélkülözhetetlen. Ilyen esetben megtehetjük, hogy az átlagos viszonyok permanens modelljét felhasználva a folyó magas vízállását feltételezve számítjuk az úgy kialakuló nyomásviszonyokat. Munkáim során emellett gyakran olyan lehetőségekkel is éltem, amikor a permanens és tranziens modell kombinálásával tudtam választ adni a megoldandó feladatokra. Ezek a felvetések arra vezettek, hogy megvizsgáljam milyen hatásai lehetnek a permanens modell alkalmazásának, miben térhetnek el a vele kapott eredmények egy tranziens számítással kapott eredményhez képest, és ebből esetleg következtessek az alkalmazási korlátokra.

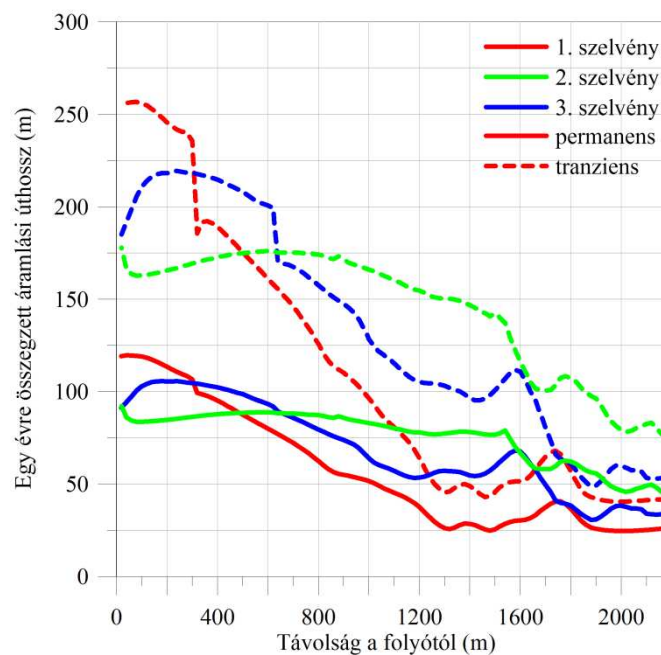


4.3/1. ábra: Részecske-követés eredménye 10 éves szimulációs időre permanens (balra) és tranziens (jobbra) esetben

A 4.3/1. ábrán szemléltetem a különbséget a permanens és a tranziens áramtérben kapott víz-részecske mozgás között. A modell a Tisza folyó mentén helyezkedik el (1. modell, felépítését lásd 7. sz. melléklet). Több különbség is felfedezhető: az árapályák eredő hossza, a víz-részecskék mozgása, és egyes árapályák eredő iránya is különbözik. A tranziens áramtérben jól kivehető az egyes vízrészecskék mozgásában a változó áramlási irányok hatása. A különbség számszerű jellemzésére vettem a modellezett térből 3 folyóra merőleges cellasor



mentén a sebességvektorok folyó irányába mutató komponenseit, majd számoltam minden egyes cellára az 1 éves szimulációs időre összegzett áramlási úthosszakat. Az árapálya hosszakat permanens és a tranziens esetben is bemutatom (4.3/2. ábra).



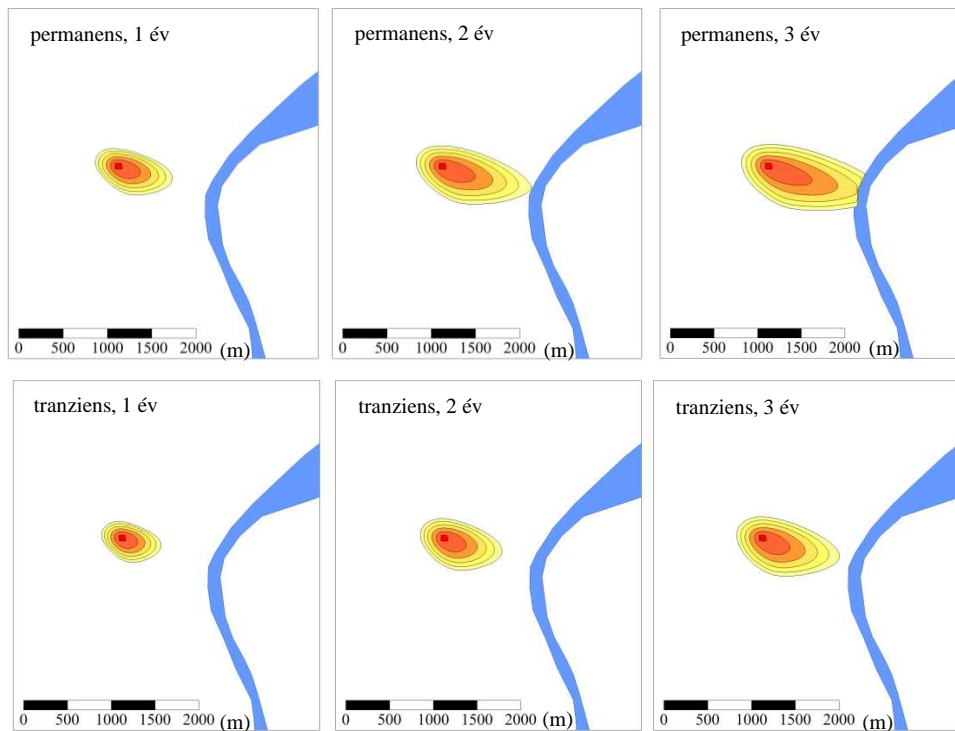
4.3/2. ábra: Az összegzett árapályák hossza a távolság függvényében

A tranziens modell esetén is a folyó felé mutató az összegzett áramlási irány, azonban a permanens és a tranziens esetben nem egyeznek a folyó irányú áramlási úthosszak. A különbség a folyó irányában haladva nő, ami alátámasztja azt a terepi megfigyelések alapján tett észrevételeket, hogy a permanens modellel a folyó felé haladva kapunk egyre kisebb reprezentativitási eredményeket. A másik nem meglepő kép, hogy egy 3D-s, inhomogén, anizotróp modellterületében nem azokat a szép, függvényszerű változásokat kapjuk, mint a 4.1 alfejezet elméleti sebesség vizsgálatainál (az áramlási sebesség változása a távolsággal jellegében megegyezik a fentebbi görbékkel, hiszen a pályahosszakat a sebességekből egy konstanssal való szorzással majd kumulálással kaptam).

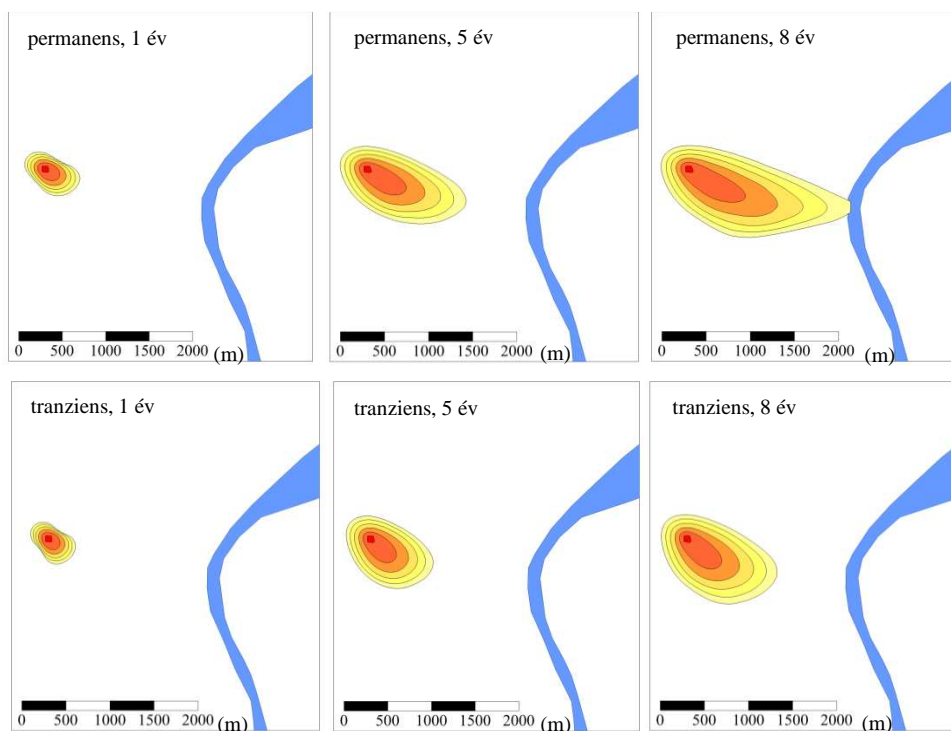
Ez alapján feltételeztem, hogy egy permanens hidrodinamikai modell, és egy azon alapuló transzportmodell nem, vagy csak korlátozottan alkalmas egyes jelenségek megfelelő pontosságú leírására. Hiszen ekkor feltételezzük az állandó irányú és gradiensű folyó felé történő vízáramlást, ami miatt például egy oldott szennyezőanyag-front gyorsabban, és jellegében a valóságostól eltérő módon haladhat.

A 4.3/3. ábrásorozaton ugyanazon modellterületben, de a folyótól két különböző távolságra fekvő forrásból kiinduló fiktív szennyezőcsóvák mozgását követhetjük nyomon permanens és tranziens szimuláció esetén.





a)



b)

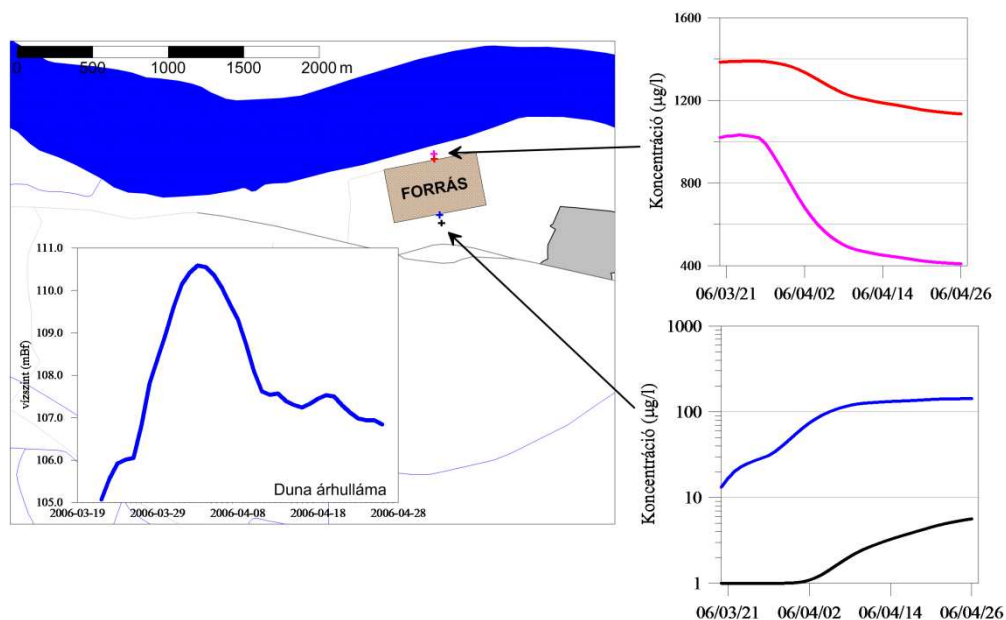
4.3/3. ábra: permanens és tranzien áramtérben (advekciónal) mozgó fiktív oldott szennyezőcsóvák kiterjedése 1, 2 és 3 év (a), ill. 1, 5 és 8 év (b) után

Az ábra a) sorozatán nagyjából a csóva fő terjedési iránya ugyan megegyezik a permanens és tranzien esetben, de sokkal gyorsabb a csóva folyó irányába terjedése a permanens esetben a tranzienhez képest. Míg az ábra b) részén, a folyótól kicsit távolabbi forrás esetén már a csó-

va terjedési irányában is látható különbség, a permanens modellel a csóva mozgásának irányában a keleti irány sokkal dominánsabb, mint a déli. A permanens és tranziens csóvák kiterjedésében a különbség az idő növekedésével, valamint közeledve a folyóhoz egyre jobban nő.

Egy folyóparton fekvő szennyező forrás esetén a folyó nagymértékű és tartós vízállás-emelkedései képesek lehetnek az oldott csóva olyan mértékű „visszafelé” mozgására, ami a forrástól felvízi irányban is kimutathatóvá, folyamatos monitoring tevékenységgel észlelhetővé teszi a szennyezés változását. Terepi észlelésekkel nehéz annak a kimutatása, hogy egy kérdéses távolságig a forrástól felvízi irányban „megjelenik” az oldott csóva, majd az árhullám levonulása után „eltűnik”. Ugyanis még nagy árvizek alatt sem jelentős a csóva elmozdulása, maximum méteres nagyságrendű. Ilyen sűrű és térben is megfelelően elhelyezett figyelmű hálózattal még a legjobban vizsgált, monitorozott terület sem rendelkezik. Időben is sűrű vízmintavétel szükséges. Az ilyen területeken azonban több nagyságrendnyi koncentráció-változásokat is mérnek a monitoring kutakban [K.Tóth et al. 2015]. Még ekkor is az oly sok befolyásoló tényező miatt nehéz kapcsolatot találni a folyó vízállás-változása és a szennyezőanyag koncentrációváltozása között. A helyzetet az is bonyolítja, hogy a vízszint emelkedésével a porózus közegből visszaoldódó szennyezés is okozhatja a koncentráció változását. Kiváló terepi mérési eljárásnak bizonyult a jelenség kimutatására a Gerjesztett Polarizáció módszere [Turai et al 2014].

A csóva „oda-vissza mozgására” kitűnő példa a Duna menti terület modelljében egy fiktív szennyezés viselkedése (2. modell, leírását lásd a 7.sz. mellékletben), hiszen a Dunát árvizes időszakokban igen tartós árhullámok jellemzik, és igen jó a folyó és a vízadó kapcsolata. Ennek eredményét olyan esetre mutatom be, amikor egy már hosszú ideje fennálló talajvíz szennyezettség található a forrásnál és környezetében (4.3/4. ábra).



4.3/4. ábra: egy állandó forrásterületről utánpótlódó szennyezőanyag koncentrációja a talajvízben a Duna árhulláma alatt alvízi és felvízi pontokban

Az alvízi oldalon a koncentrációk csökkennek a folyóparton megtalálható állandó szennyezés hígulása miatt, a csökkenés mértéke nagyobb közvetlenül a partélnél. A felvízi oldalon a kon-

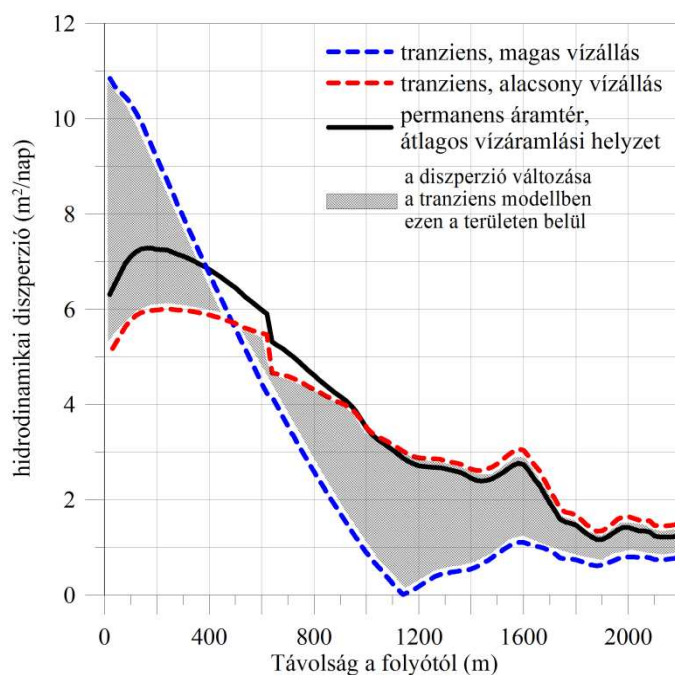
centrációk emelkedése tapasztalható, a távolabbi kútban is idővel a háttér-koncentrációból elindul a növekedés. Ez tehát jól mutatja, hogy a folyó árhulláma okozhatja a szennyező forrástól felvízi irányban található monitoring kutakban a szennyezőanyag-koncentrációk időbeli változását, egyes kutakban akár csak időszakos határérték-túllépéseket.

Egy szennyező forrásból utánpótlódó oldott csóva dinamikus mozgásáért nem csak, sőt nagyobb arányban nem is az advektív, azaz a vízzel együtt történő mozgás a felelős. A diszperzió folyamatának folyóhoz közel a szennyezés mozgásában nagy jelentősége van, hiszen a folyó felé haladva egyre jobban változó irányú és sebességű talajvízmozgás egyre nagyobb mértékű szóródást eredményez. A diszperzió egyrészt az oldott szennyezés koncentrációit csökkenti, ezáltal a folyó felé közeledve a szennyezés egyre nagyobb hígulását eredményezheti, másrészt az oldott csóva nagyobb területre történő szétszóródását okozza. A hidrodinamikai diszperziót leíró jellemző a diszperzivitás  $[L]$ , amelynek szorzata a szivárgás cellabeli sebességével  $[L/T]$  adja a hidrodinamikai diszperzió-állandót  $[L^2/T]$ .

Permanens modell esetében a szimulált idő alatt az áramlási sebesség időben állandó. Térben ugyanakkor változik, jellemzően a folyó felé haladva nő. Ezzel együtt a számolt transzport-egyenletekben a diszperziót leíró jellemző is időben állandó, térben azonban változik, értéke megegyezik a megadott cellabeli diszperzivitás és a számolt cellabeli szivárgási sebesség szorzatával. A felhasználó alkalmazhat cellánként különböző diszperzivitás értéket, ezt jellemzően akkor tesszük meg, ha inhomogén a rétegünk, mivel a diszperzivitás közegelemző paraméter. A sebességtér azonban a modellel számolt paraméter.

A 4.3/5. ábrán átlagos vízáramlási viszonyokra kalibrált, permanens modellel (1. modell, 7.sz. melléklet) kapott diszperzió - eloszlást mutatok be (folytonos vonallal). Ezzel szemben a szaggatott vonallakkal ábrázolt eredményeket úgy kaptam, ha tranziens szimulációból kiragadott két állapotra, egy alacsony vízállású és egy magas vízállású állapotra számoltam a hidrodinamikai diszperzió-állandót. Mindezt oly módon, hogy a diszperzivitás értéke térben állandó.

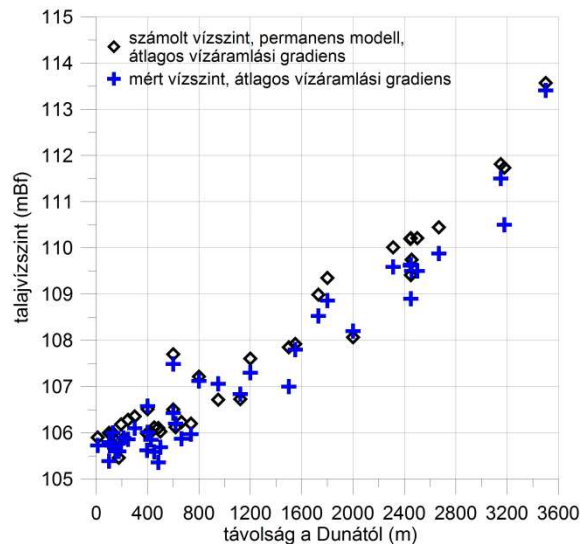
Érdekes eredmény, hogy a szennyezőanyag szóródását leíró diszperzió értékét az átlagos vízáramlási helyzetű permanens modell a folyóhoz közeledve alulbecsüli, míg távolodva viszont túlbecsüli. Ez utóbbi markánsan az árhullámok alatt jelentkezik. Ennek az oka a sebességvektor-tér jellegében keresendő, hiszen árhullám során lesz egy távolság, ahol a sebesség értéke elméletileg zérusra csökken, ebben az elméleti pontban nincs ami diszperziót okozzon. Ugyanakkor a partmenti zónában akár többszörösére is nőhet a különbség a permanens és tranziens modellel kapott diszperziós terek között, és ez a különbség időben ugyan változó mértékben, de folyamatosan fennáll.



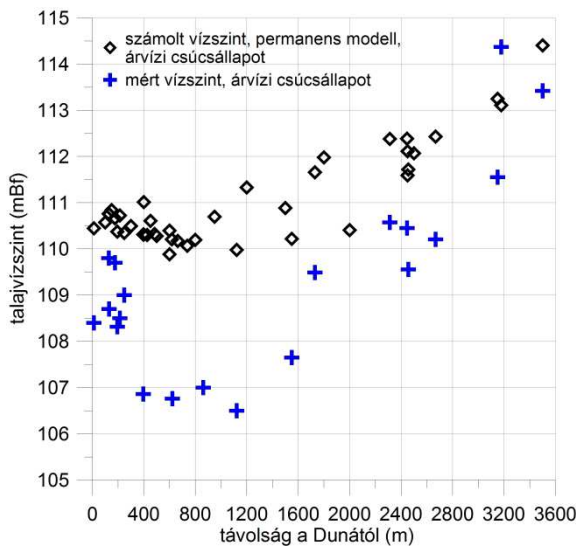
4.3/5. ábra: a diszperzió változása tranzien és permanens áramtérben

Összességében az oldott csóvák advektív „oda-vissza” (vagy bármely irányban) mozgatása, valamint az időben és térben változó diszperzió a valóságban együttesen eredményezheti a partmenti zónákban az ún. csóvadinamika jelenségét, amely a csóva terjedésében „megtorpanást”, „visszafelé” mozgást, és határérték alatti vagy feletti koncentrációk észlelését eredményezheti. Ezek a hatások a szennyezőcsóva körül bármely irányban elhelyezkedő monitoring kutakban a koncentrációk időbeli változását okozhatják. Könnyen belátható, hogy a folyamatosan változó irányú vízmozgás miatt bármely irányban észlelhetőek ideiglenesen például határérték-túllépések.

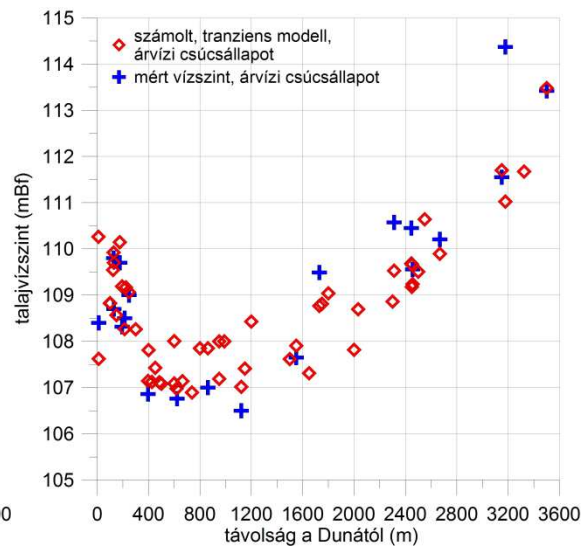
Amennyiben az áramtérben, a sebességvektor-térben eltérő jelleget kapunk a permanens és tranzien esetben, akkor a folyó hatástávolságaiban is eltérést tapasztalhatunk. Erre az előzőekben is alkalmazott modell (2. modell) esetében mutatom be példaként, ha egy átlagos vízáramlási viszonyokra felépített és kalibrált permanens modellt alkalmazva, milyen különbséget kaptam a modellterben az árvizes periódusra szerkesztett vízszint-távolság jellegben egy vizsgált árhullámra a permanens és tranzien szimuláció között.



a)



b)

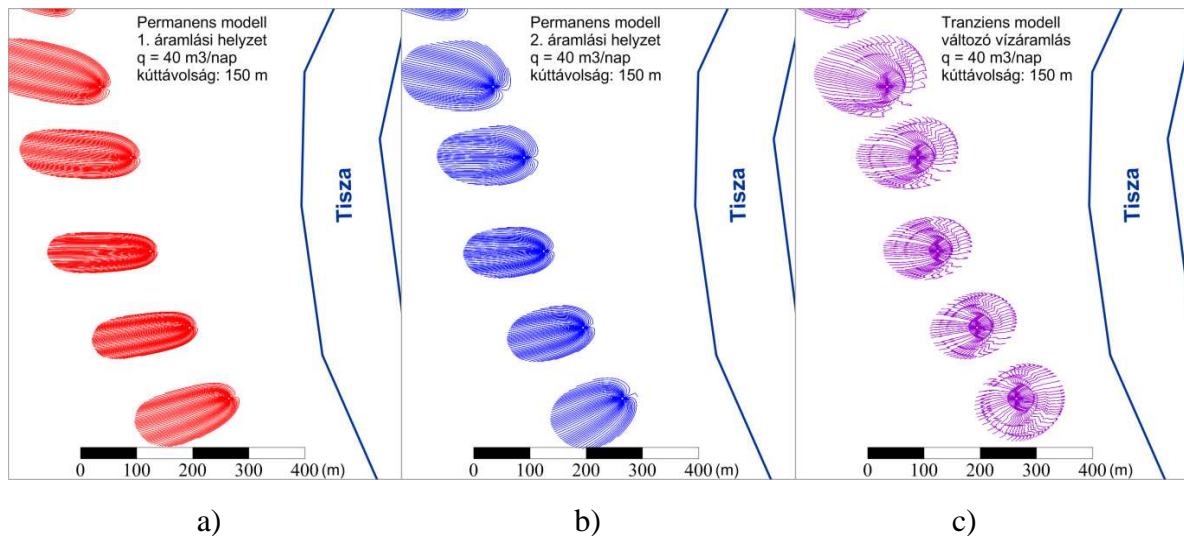


c)

4.3/6. ábra: átlagos áramlási helyzetre kalibrált (a) modellel szimulált folyó hatása egy árhullám során permanens (b) és tranzien (c) szimuláció esetén

A permanens modellel igen jó illeszkedéssel kapjuk vissza a „mért” adatokat, de ezek egy 10 éves periódus átlagos vízszint-értékei, ezáltal a permanens modell egy 10 évnyi átlag áramlási helyzetet reprezentál (4.3/6.a) ábra). Ugyanezzel a modellel végezve egy permanens szimulációt a Duna árvízi csúcs vízállását alkalmazva a folyó vízszintjének az átlagos vízszintérték (KÖV) helyett, és a számolt talajvízszint-eloszlást hasonlítva a ténylegesen mért vízszint adatokhoz, már merőben más képet kapunk. A permanens helyzetben a nagyvíz hosszú idejű, állandó fennállását tételezzük fel, és emiatt sokkal nagyobb távolhatást, és más jelleget kapunk a vízszintek változásában. A demonstrálás kedvéért mutattam be egy nagy árvizes helyzetre az eltéréseket, de érzékelhető, hogy hasonlóan kapunk különbségeket kisebb árhullámok, de alacsony vízállások esetében is. Ebből adódóan egy átlagos áramlási viszonyokra felépített és kalibrált modell nem alkalmas a folyó bármilyen vízállása esetén kialakuló talajvíz áramlási kép számítására.

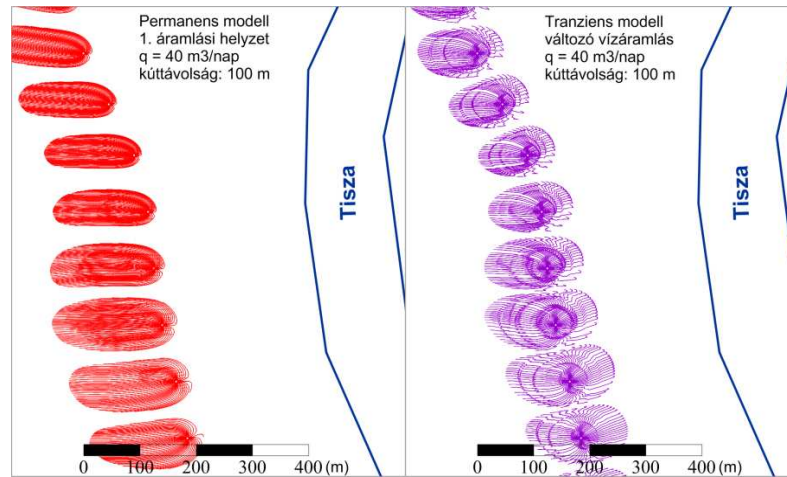
A permanens és tranziens modellezés eredménye közötti különbséget víztermelő létesítmények befogási zónájában szintén megvizsgáltam. Ez folyóparti területeken kutas kármentesítő rendszer tervezése, valamint partiszűrészű vízbázis védőidom kijelölése kapcsán vált érdekessé a kutatásaim során. Tranziens modelltérben (1. modell) a folyóhoz közeledve egyre jobban torzul egy vízkivétel befogási zónája ahhoz képest, amit a folyóval már nem befolyásolt területen a jellemző áramlási viszonyok mellett kapunk. A 4.3/7. ábrán az 1 éves befogási zónák közötti különbséget látjuk ugyanazon kútkiosztás, és ugyanolyan hozamok mellett. Még a két különböző folyó vízálláshoz tartozó permanens részecskepályák között is van különbség. A tranziens áramtérben ezekhez képest azonban a kutak körül sokkal jobban szétterülnek az áramvonalak, a folyamatosan változó vízáramlási irányok miatt a kút több irányból képes a vízrészecskék befogására.



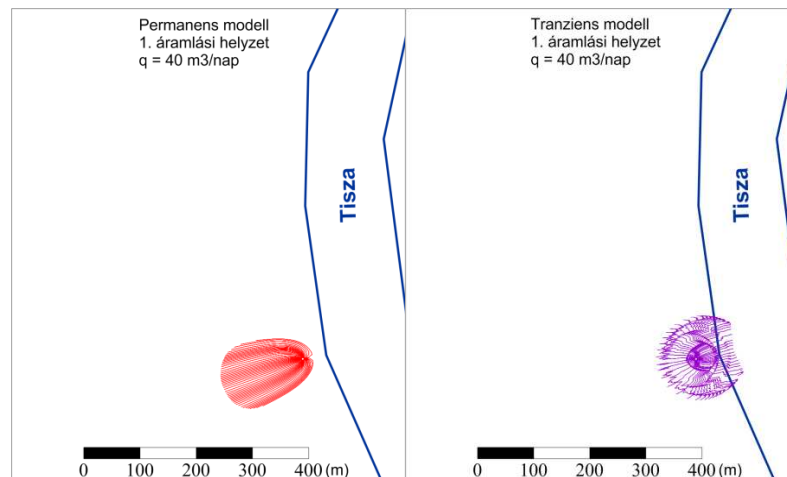
4.3/7. ábra: kútsor 1 éves befogási zónája folyóparton két különböző, de megcsapoló állapotú folyó vízállás permanens modellje (a,b) és tranziens (c) szimuláció esetén

Ebből adódóan egy sor kérdés merül fel tervezési, méretezési feladatokban. A permanens áramlási helyzetre meghatározott permanens befogási zónák esetén például vajon az az átlagos áramlási helyzet valóban jellemző-e, és mennyire lesz jellemző az elkövetkezendő 5-10-50 évben, amelyre a létesítményt tervezzük. Mások a szempontok egy ivóvíz kivétel célú víztermelésnél, és például egy hidraulikai gátként a szennyezés terjedést megakadályozó kútsor esetében. Adott felhasználási célú vízkivételnél a vízvédelem szempontjából nem mindegy, hogy honnan érkezik a víz. Védőidom kijelölésnél ennek jogi vonzatai is vannak. Mentésítő-, szennyezés terjedést gátló kútsor megtervezésénél a kutak egymástól való távolságának, és hozamának az optimalizálását is befolyásolja, hogy permanens vagy tranziens áramteret tételezünk fel. A 4.3/8. ábrán láthatóan a 4.3/7. ábrához képest csökkentve a kúttávolságot a permanens befogási zónák még nem érnek össze, míg a tranziens már ugyanakkora hozamnál egy szakaszon már összeérnek, ami biztosítja a kútsor hidraulikai gátként működését. A 4.3/9. ábra ugyanakkor azt szemlélteti, hogy a folyóhoz közelebb helyezve egy kút a permanens áramvonalak nem, a tranziens áramvonalak már eljutnak a folyóhoz jelezve, hogy a kút már a folyó felől is kaphat utánpótlást.





4.3/8. ábra: kisebb kúttávolságok esetén az 1 éves permanens (balra) és tranziens (jobbra) befogási zónák



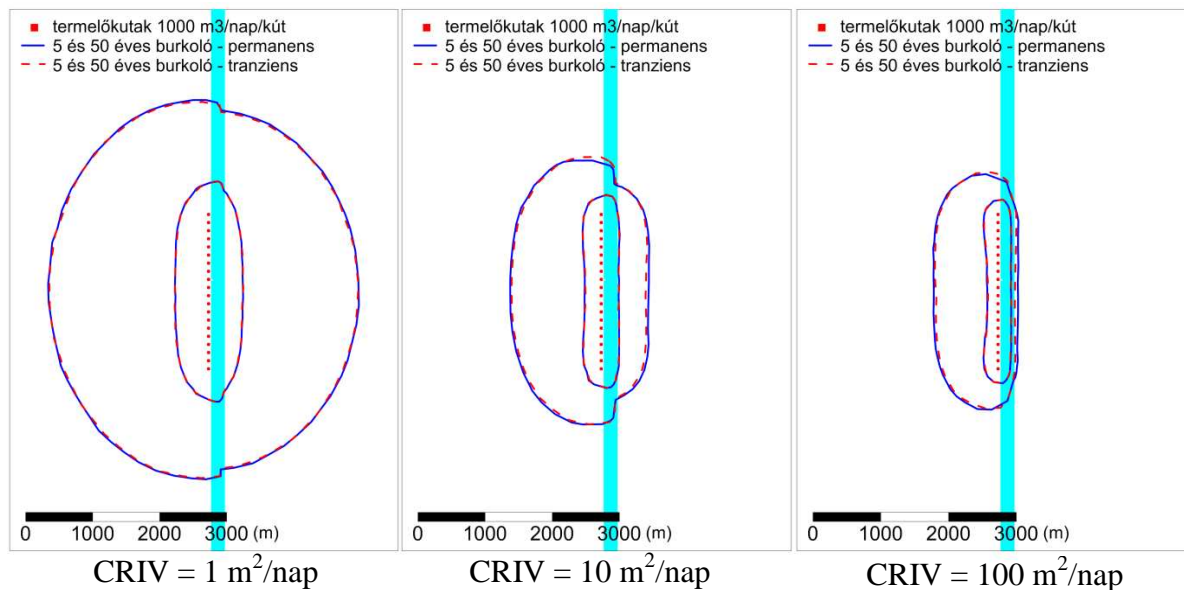
4.3/9. ábra: a folyóhoz közelebb helyezett kút esetén az 1 éves permanens (balra) és tranziens (jobbra) befogási zóna

Partiszűrészű vízbázis esetén, mint minden vízbázisra jogszabályilag előírtan permanens áramlási viszonyokra kötelező kijelölni a védőidomot. Az előbbi eredményeket látva azonban érdekesnek tartottam megvizsgálni, hogy van-e különbség, és mekkora különbség van egy permanens és egy tranziens védőidom között. Ez azért is csak elméleti kérdés maradhat, mert felvet egy alapvető tervezési kérdést: azaz hogy a folyó vízállásváltozását pontosan nem tudjuk meghatározni az elkövetkező 50 évre, arra csak valamilyen becsléssel élhetünk.

Elsőként a Tiszakeszi-Ároktő távlati vízbázis védőidomát vizsgáltam meg, de végül visszatértem egy elméleti modellhez és elméleti parti szűrészű vízbázishoz, mivel ezzel kizárhattam a bonyolult geometria hatását. Így végül egy olyan elméleti vízbázist modelleztem (3. modell, 7.sz.melléklet), ami a Tiszának az Ároktő melletti szakaszán (a tényleges vízbázistól délre) található. A vízáramlási viszonyok, gradiensek, a folyó vízszint-változása megegyezik a távlati vízbázisnál alkalmazottakkal, de a modellgeometria egyszerű. Az egyetlen homogén, izotróp modellréteg a vízáadó réteget szimulálja, amelyet a folyó részlegesen harántol.

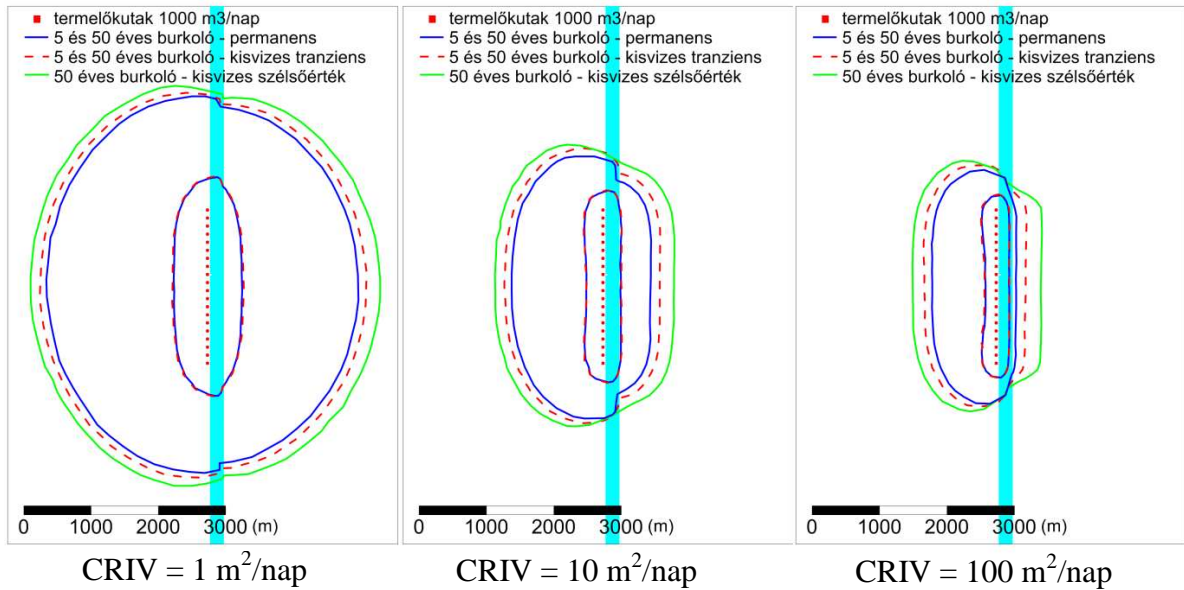
A permanens modellben a Tisza folyó KÖV szintjéhez tartozó átlagos talajvíz-áramlási gradiensű helyzetben számítottam az 5 és 50 éves elérési időhöz tartozó befogási zónákat.

Míg a tranziens modellben napi felbontással a folyó 2007 – 2008 közötti, egy hidrológiai évnek vízjárását tételeztem fel 50 éven keresztül, és így határoztam meg a befogásokat (a víz-áramlási helyzeteket és a folyó vízszint-változását a 7.sz. mellékletben mutatom be). A kapott befogási zónákat (horizontálisan) három különböző meder-vezetőképesség mellett a 4.3/10. ábráson mutatom be. A permanens és tranziens burkolók között csak nagyon minimális eltéréseket kaptam. Ezt azonban annak tulajdonítottam, hogy a tranziens modellben az 50 éven keresztül felvett vízjárás egy szélsőségektől mentes, a kis és nagyvizes állapotokat egyforma arányban tartalmazó, átlagos vízjárás. Feltételeztem, hogy másik hidrológiai év választásával nem fogok ennyire egyező eredményeket kapni.



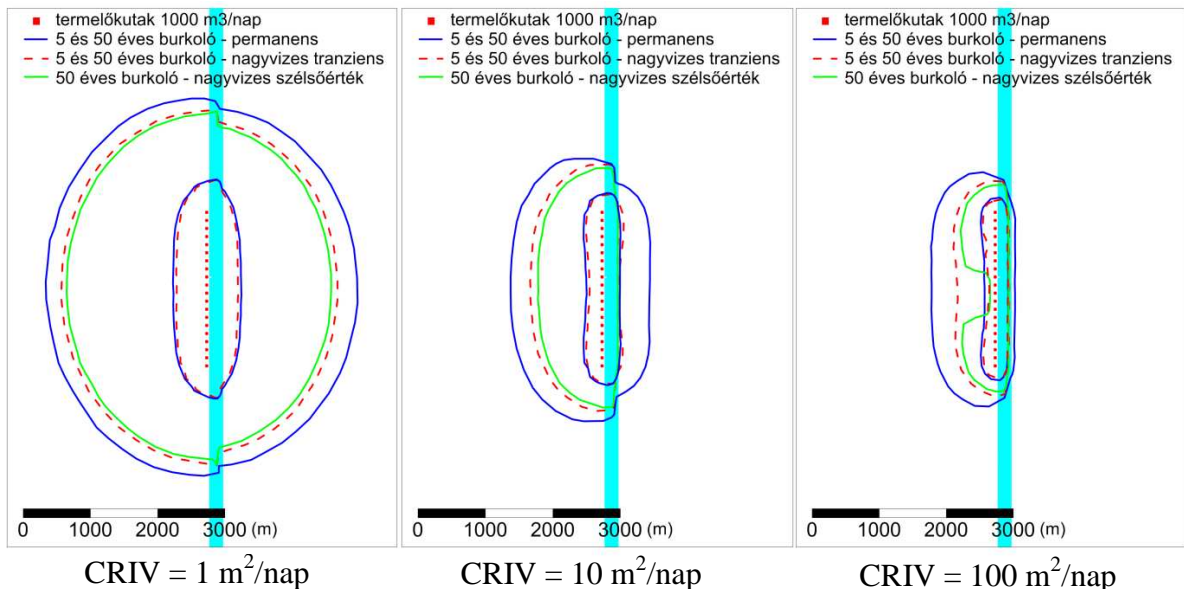
4.3/10. ábra: permanens és tranziens modellel kapott 5 és 50 éves elérési időhöz tartozó áramvonalak burkológörbéi

Ugyanakkor nyilvánvalóan nem tudhatjuk, hogy az elkövetkezendő 50 évben milyen vízjárás fogja jellemezni a folyót, ezért folytattam a vizsgálatsorozatot. A következő lépésben olyan tranziens szimulációkat végeztem, amelyekben a 2007-2008-as hidrológiai éven belül csak olyan folyó vízállások, és ehhez tartozó vízáramlási helyzetek váltakoznak az 50 év alatt, amelyekben a folyó megcsapol, az átlagostól kisebb a vízállása, és ehhez tartozóan az átlagostól nagyobb folyó irányú vízáramlási gradienseket kapunk a modellterben. Ebben az esetben már nagyobb kiterjedésű a tranziens áramtérben kapott 50 éves védőterület, mint a permanens modellben (4.3/11. ábra piros szaggatott vonal). A legnagyobb különbséget akkor kaptam értelemeszerűen, ha a szimulált hidrológiai év vízjárásának a minimumát (KV szintjét) tételeztem fel 50 éven keresztül (4.3/11. ábra zöld burkolók).



4.3/11. ábra: permanens és tranzien্স (a folyó vízállása az átlagostól kisebb) modellel kapott 5 és 50 éves elérési időhöz tartozó áramvonalak burkológörbéi

A következő lépésben ugyanezt ismétlem csak az ellenkező irányban, azaz az egy éven belüli vízállásokból csak az átlagostól magasabb vízszintek váltakoznak a tranzien্স modellben, amelyhez vagy tápláló áramlási helyzet tartozik, vagy megcsapoló, de az áramlási gradiensek kisebbek az átlagos vízáramlási helyzethez képest (4.3/12. ábra piros szaggatott vonal). Ennek szélső állapota, amikor az egy éves vízállás NV szintjét, és az ehhez tartozó vízáramlási helyzetet tételezem fel 50 éven keresztül (4.3/12. ábra zöld burkolók).

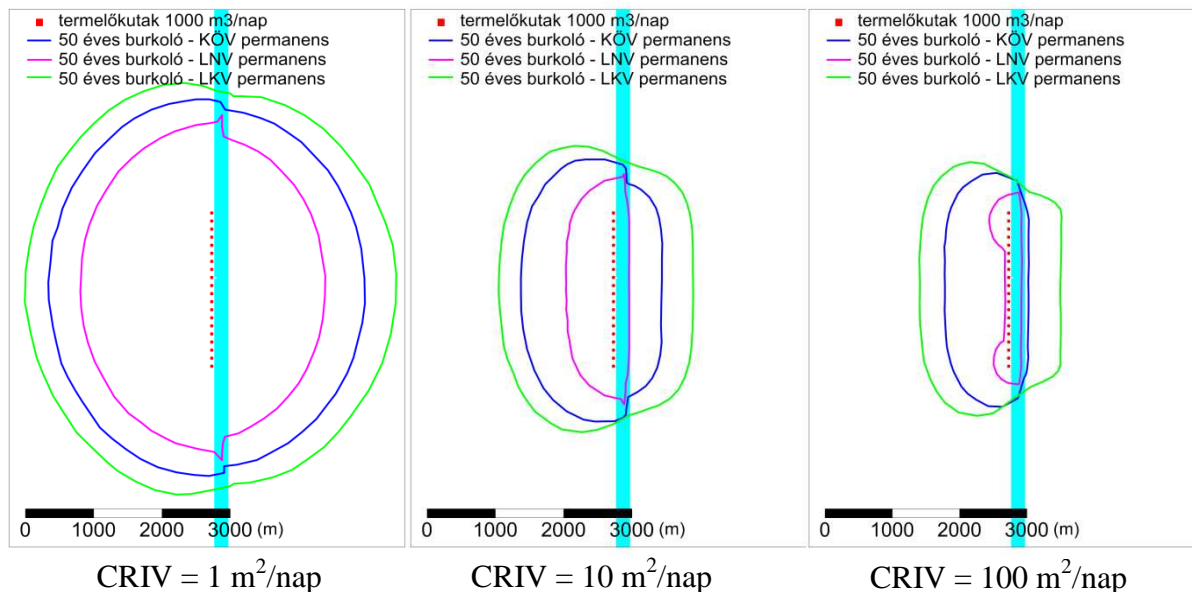


4.3/12. ábra: permanens és tranzien্স (a folyó vízállása az átlagostól nagyobb) modellel kapott 5 és 50 éves elérési időhöz tartozó áramvonalak burkológörbéi

Ebben az esetben kisebb kiterjedésű a tranzien্স áramtérben kapott 50 éves védőterület, mint a permanens modellben (4.3/12. ábra piros szaggatott vonal), és az eltérés a permanens és tranzien্স védőterületek között nagyobb mint az előző esetben. Észrevehetjük azt is, hogy a különbség a permanens és tranzien্স védőterületek kiterjedése között nő a meder-vezetőképesség növelésével, ami azért fontos, mert a parti szűrésű vízbázis kijelölésekor a folyó olyan szaka-

szát választják, ahol minél jobb a kommunikáció a folyó és a vízáadó között, a minél nagyobb arányú folyó felőli utánpótlás érdekében. A bemutatott elméleti esetekben a jogszabályilag is előírt 50 %-os folyó felőli utánpótlódás mértéke nem minden periódusban, csak átlagosan teljesül a legkisebb CRIV mellett. Egyébként a folyóból átadódó hozamok változnak a tranziens modellben, így az utánpótlódás mértékét egy tartományként lehet definiálni.

Végül ezeket az eredményeket látva a permanens modellel a folyó legkisebb és legnagyobb vízállásához (LKV és LNV) tartozó áramlási helyzet feltételezése mellett is lehatároltam az 50 éves védőterületet („B” zóna) (4.3/13. ábra). Legnagyobb valószínűséggel a két szélsőállapothoz tartozó burkolók közötti területről származhat a vízbázis utánpótlódása.



4.3/13. ábra: permanens, a folyó legkisebb és legnagyobb vízállásához tartozó áramlási helyzetet feltételező modellel kapott 50 éves elérési időhöz tartozó áramvonalak burkológörbéi

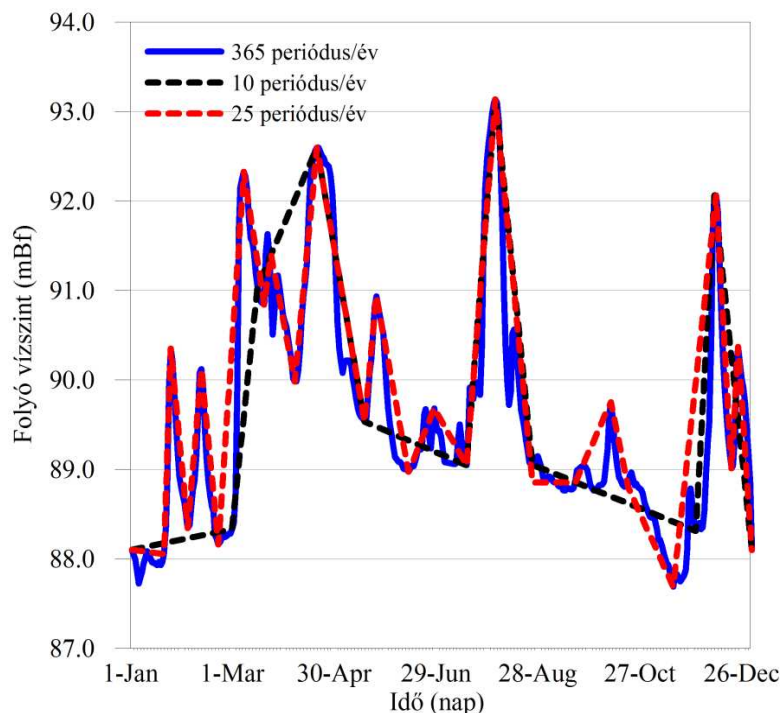
#### 4.3.2 Időbeli felbontás hatása

Tranziens modellezés esetében felmerül a kérdés, hogy milyen a megfelelő időbeli felbontás, azaz a szimulált időintervallumot milyen időlépcsőkre, periódusokra bontsuk. A megfelelőség itt két részből állhat: (1) a modellezendő feladat is megkívánhat egy minimális felbontást (ez az amit a modellkonceptió megalkotásánál már tudunk definiálni); (2) azonban ez a megkívánt felbontás nem biztos, hogy elég a talajvíz-áramlási folyamatok és ezáltal a talajvízben lezajló transzport folyamatok leírására, amivel már csak a modell jóságának, megbízhatóságának ellenőrzésénél és a kalibrálás során szembesülünk. Legideálisabb felbontás természetesen az a legnagyobb felbontás, amellyel a modell felépítéséhez, kalibrálásához használt adatrendszer rendelkezik. Leggyakrabban, és legjobb esetben napi adatokkal dolgozunk, azonban egy nagy terület nagy térbeli felbontású numerikus modelljénél hamar elérjük a szoftveres és hardveres technikai korlátokat.

A nem megfelelő időbeli felbontás hatására szemléletes példa az 1. modell esete (7.sz. melléklet), amelynél első lépésben a szimulált 50 éven belül évenként 10 periódust alkalmaztam a Tisza folyó vízállásához igazítva (4.3/14. ábra fekete szaggatott vonal). A feladat nemcsak a talajvízes rendszer hidrodinamikai folyamatainak, de egyúttal a transzport folyamatainak szimulálása is volt. Az előzetes transzportmodellezés eredményei éppen a Tisza felé közeledve

voltak egyre kisebb reprezentativitásúak, azaz túl gyorsan terjedt az oldott csóva a folyó irányában, amit a monitoring eredmények nem támasztottak alá. Ez arra utalt, hogy még a számítottnál is lassabb a szennyezőanyagok advektív transzportja. Feltételeztem, hogy a változó irányú és nagyságú áramlási sebességek folyó felé mutató irányú átlaga a valóságban kisebb, mint a kis időbeli felbontású modellel számított. Durvább időbeli felbontás esetén a tiszai árhullámoknak, amelyek a szennyezőcsóvát visszafelé mozgatják kisebb mértékű a hatása a terjedési folyamatokra, mint egy finomabb felbontás esetén. Ennek oka elsősorban a folyó modellbeli és valóságos vízjárása közötti különbségekben keresendő, azaz hogy durvább felbontás esetén a pár napos nagy vízállások összevonásra kerülnek a hosszabb ideig tartó kisvízű időszakokkal, ami a valóságnál sokkal hosszabb, tartós megcsapoló időszakokat eredményezhet.

Ahhoz, hogy megfigyeljem mekkora az időbeli felbontás mértéke miatti torzítás három különböző időbeli felbontású tranziens szimulációt is elvégeztem. Mindhárom esetben egy átlagos naptári évet (2008) vettem alapul, a Tisza vízállásváltozását ebben az évben a 4.3/14. ábra szemlélteti. Az első esetben az évet 10 periódusra bontottam fel. Az időbeli szakaszolást és a modellbe beadott vízszinteket is a 4.3/14. ábrán mutatom be. A második esetben a rendelkezésre álló mérési adatok által engedett legfinomabb, napi felbontást valósítottam meg, amikor is összesen 365 periódust alkalmaztam. Végül az eredményeket figyelembe véve 25 periódusra bontással is elvégeztem a vizsgálatot.

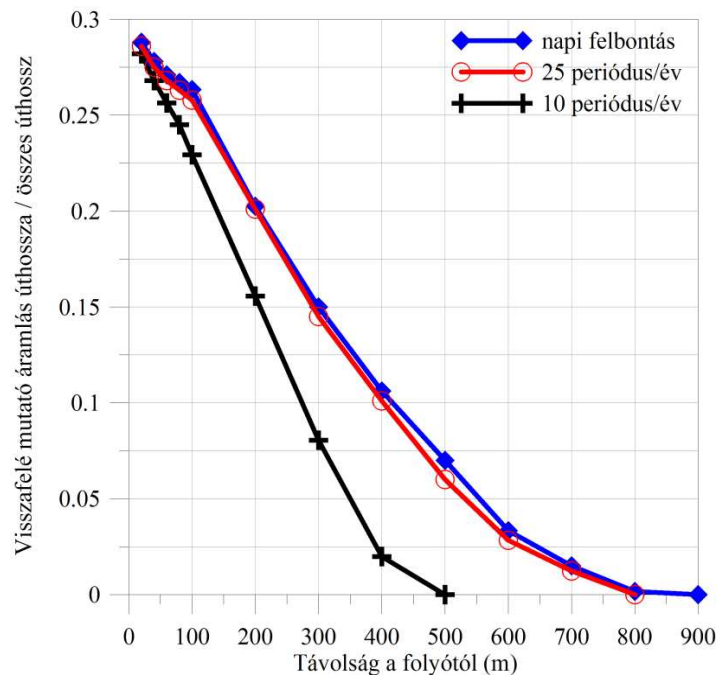


4.3/14. ábra: A folyó éves vízszintváltozása a különböző felbontású modellekben

Az időbeli felbontás hatásának számszerűsítésére képeztem a 10, 25 és a 365 periódusos modellel kapott cellánkénti sebességekből az összegzett teljes áramlási úthosszakot (a modellter minden egyes cellájára periódusonként számított folyó irányú sebesség abszolút értékét szorozzuk a periódus hosszával, majd ezeket összegezzük a teljes szimulációs időre). Hasonlóan képeztem csak a folyó tápláló helyzetére az áramlási úthosszakot. A kettőt arányosítottam,



amellyel megkaptam a szimulált egy évben hány százaléka a tápláló helyzetben a folyótól a vízadó felé mutató irányú árapálya hossza a teljes árapálya hosszhoz képest (4.3/15. ábra).



4.3/15. ábra: az időbeli felbontás hatása a vízrészecskék mozgására

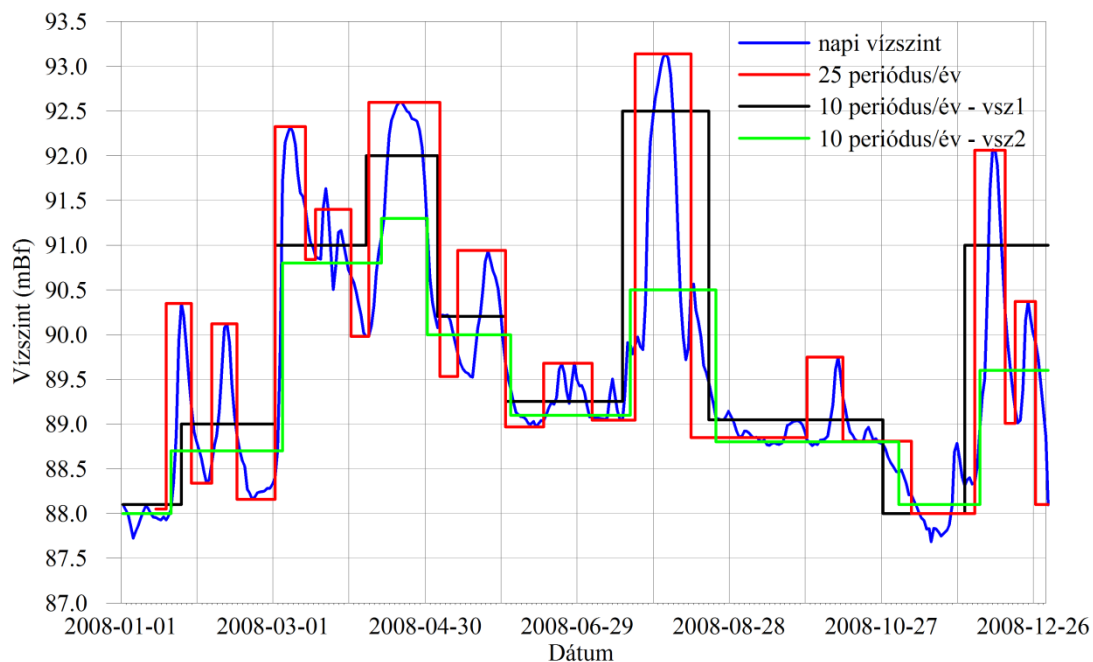
Az így képzett arányokat kiszámoltam a folyótól különböző távolságokban is, és ennek eredményét a 4.3/15. ábra formájában mutatom be. A felbontás hatása a folyótól távolodva egyre inkább érzékelhető. Míg az első 100 méteren még alig van különbség a napi és a 10 periódusú felbontás között, addig ez távolodva egyre nő, és 400 méteren már 75 %-al nagyobb a napi felbontásnál a folyótól a vízadó felé megtett úthossz aránya az összes úthosszhoz képest. Ebből következik az is, hogy 500 méteres távolságtól már kis felbontás esetén nincs hatása a folyónak az áramlási irányokra. Ez a különbség alátámasztotta azt a feltevésemet, hogy durvább időbeli felbontásnál a Tiszának az a hatása, hogy a talajvízben oldott szennyezőanyagot visszafelé mozgatja, ezáltal „szétkeni” a szennyezést, ami így jobban szóródik, hígul és nagyobb mértékben bomlik, kevésbé érvényesül a szimuláció során. Egyértelmű volt tehát, hogy finomítani kellett az időbeli felbontáson, aminél azonban tekintettel kellett lennem a technikai korlátokra is. Végül a szimulált évet 25 periódusra bontottam, amelynél az előbbieken bemutatott eltérést sikerült pár százalékra csökkenteni (4.3/15. ábra kék görbe). A tranziens modell időbeli felbontása tehát jelentős hatással van arra, hogy milyen pontosan tudjuk leképezni a folyó hatását a felszín alatti vízáramlási rendszer sebességterére.

#### 4.3.3 A folyó modelladaptációja

Az előbbi 4.3.1-2 alfejezetek továbbvezetnek abba az irányba, hogy a folyót, a folyó hatását a felszín alatti közeg numerikus modelljébe milyen rendelkezésre álló csomaggal célszerű szimulálni. A folyókat "folyó" csomaggal a legkézenfekvőbb beépíteni a modellekbe, és ezt is alkalmazzuk a leggyakrabban. A nagy időbeli felbontású tranziens modellek esetében azonban a folyó csomag nagy hátrányának találtam, hogy a folyó vízállása nem változhat a periódus kezdete és vége között, hanem állandó. Ezáltal bizonyos sűrűségű időbeli felbontások esetében nem alkalmas a folyó vízállás karakterisztikájának megfelelő lekövetésére. Szemlél-



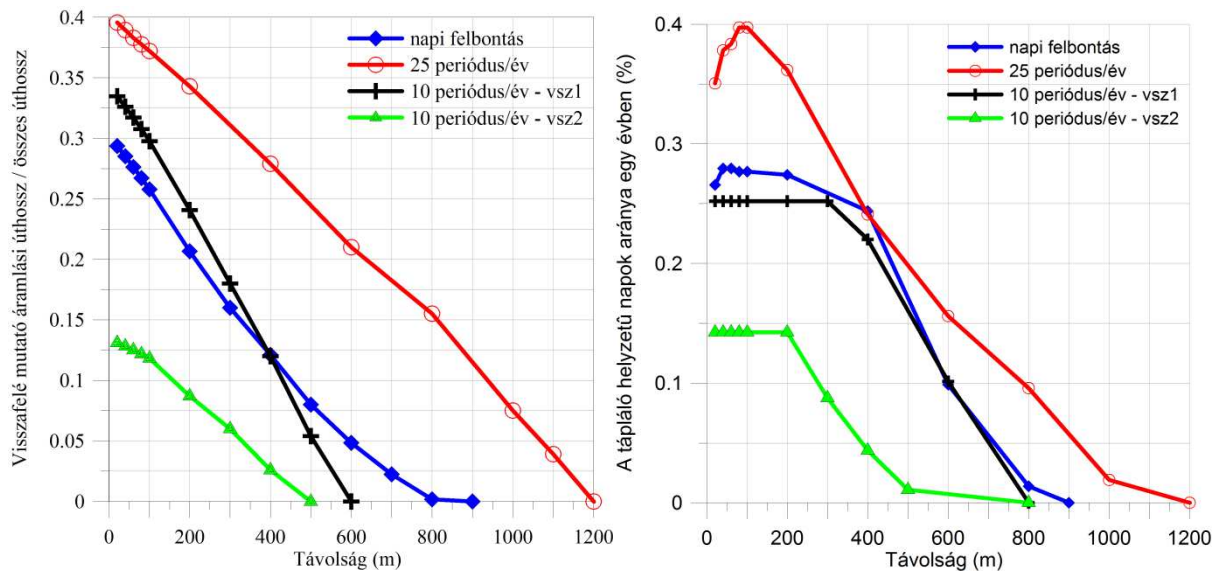
tetésként bemutatom az előző alfejezetben már alkalmazott Tisza folyó 2008-as évi vízszintjének lehetséges modelladaptációit ( 4.3/16. ábra).



4.3/16. ábra: a folyó vízszintjének különböző lehetséges időbeli tagolásai

Az előző alfejezetben az időbeli felbontás hatásának vizsgálatához a folyó csomag helyett „Time Variant Specified Head” csomaggal szimuláltam a folyót, amelynél a vízszint két érték között lineárisan változik a periódus alatt. A 4.3/16. ábrán ezzel szemben látható a folyó csomag lépcsős megoldása. A fekete és zöld vonalak ugyanúgy 10 periódusú tagolását jelentik a 365 napnak, mégis két különböző felbontást eredményeznek (más vízszintek és más periódushosszak). A piros vonallal jelölt megoldás időben finomabb, de a csúcs vízállásokat feltételezzük egy teljes periódus hosszában. Könnyen belátható, hogy a variációk száma, ahogyan a folyó vízszintjét tagolhatjuk egy adott időbeli felbontás mellett végtelen. Felmerül a kérdés, hogy mindegyik változat megfelelően szimulálja a folyó hatását?

A nem megfelelő felbontás hatása abban nyilvánul meg, hogy a felszín alatti vízmozgás dinamikáját torzítva adja vissza a modell, ahhoz képest kevésbé pontosan, mint amit ugyanolyan időbeli felbontással, de a folyó vízszintjét időben lineárisan változtatva érhetnénk el. Ebben az esetben is számítottam az előzőekben ismertetett árapálya hosszak arányát (4.3/17.a) ábra). Ezt továbbá kiegészítettem azzal, hogy kiszámoltam a négy különböző esetre a szimulált időtartam napjainak hány százalékában áll fenn a folyótól a vízáadó felé mutató megfordult áramlási helyzet (4.3/17.b) ábra). A folyó perióduson belüli legmagasabb vízállását alkalmazva a teljes periódusra (4.3/16. ábra piros vonal) túlbecsüljük az árhullámok hatását, ami meg is mutatkozik mind az árapálya arányokban, mind abban, hogy a folyóhoz közel arányaiban több napon keresztül fordul meg az áramlási iránya, és a folyótól távolodva nagyobb lesz az irány-hatástávolság (4.3/17. ábra).



4.3/17. ábra: A megfordult áramlási helyzetben megtett napok száma a folyótól mért távolsággal különböző felbontás alkalmazásával

A 10 periódusú felbontások esetében vagy alulbecsüljük a hatást (4.3/17 ábra zöld görbék), vagy egészen megközelítjük a napi felbontás eredményét, bár az árapályahossz arányt a folyóhoz közeledve kismértékben túl, míg távolodva alulbecsüljük (4.3/17. ábra fekete görbék). A folyó csomag alkalmazásakor elkerülhetjük a folyó hatásának „alul” vagy „felül” becslését azzal, ha minél finomabb időbeli felbontással dolgozunk, de ez önmagában nem biztos, hogy elég. Láttuk, finomítva a felbontást akár túl is becsülhetjük a folyó hatását, ha nem megfelelő vízszinteket alkalmazunk a folyó cellákban (a 25 periódus esete).

#### 4.3.4 A folyó modellbeli helyzete

A folyó helyzete a modell térben több oldalról is megközelíthető. Az egyik, hogy a folyó a modellezett területen belül horizontálisan hol helyezkedjen el. A gyakorlatban elterjedt a modellezett területet úgy igazítani, hogy a folyó annak szélére essen, és peremfeltételként szerepeljen. Ez nyilvánvalóan egyszerűen megtehető olyan esetben, amikor a folyó valós hidraulikai határt jelent a vizsgált vízadó rendszerben, vagy annak egy részében, valamint a folyó „másik” oldala a vizsgálat szempontjából érdektelen. Elvi hibát akkor vétünk, ha vertikálisan a modellezett térrésznek csak egy adott mélységéig, rétegéig jelenthet hidraulikai határt a folyó, de a mélyebb rétegekben is feltételezzük ezt a határt, és vagy vízzárónak vesszük fel a peremeket, vagy például a teljes vertikumban a folyó peremet alkalmazzuk. Ebben az esetben a mélyebb rétegekre a természetes vízáramlást biztosító peremfeltétel alkalmazása a helyes. Parti szűrésű vízbázisok esetében különösen óvatosan kell eljárni, hiszen lehetséges, hogy a vizsgált, és termelni kívánt vízadó réteget a folyómeder teljes mértékben harántolja (ez az eset ritka), azonban a kutak utánpótlása nemcsak a folyó felől és a termelt rétegből érkezik, hanem a mélyebb rétegből, és ezáltal a folyó átellenes oldaláról is. Ilyen esetben tehát óriási hiba a folyót a modell peremként alkalmazni, hiszen ezzel nem megfelelő védőidomot jelölhetünk ki.

Akár a modellezett terület peremén, akár bárhol a területen belül húzódik a folyó, következő kérdés, hogy mekkora modellezett térrész szükséges, horizontálisan milyen távolsáig kell a folyótól a vízáadó rendszert modellezni. Itt is lehet olyan koncepcionális szempont, hogy a célunknak milyen térbeli felbontás megfelelő, ami korlátozhatja a modell térbeli kiterjedését. Ugyanakkor lehet, hogy éppen a folyó felszín alatti vízre gyakorolt áramlási hatásainak vizsgálata a cél, vagy a cél szempontjából fontos ezen hatások figyelembevétele.

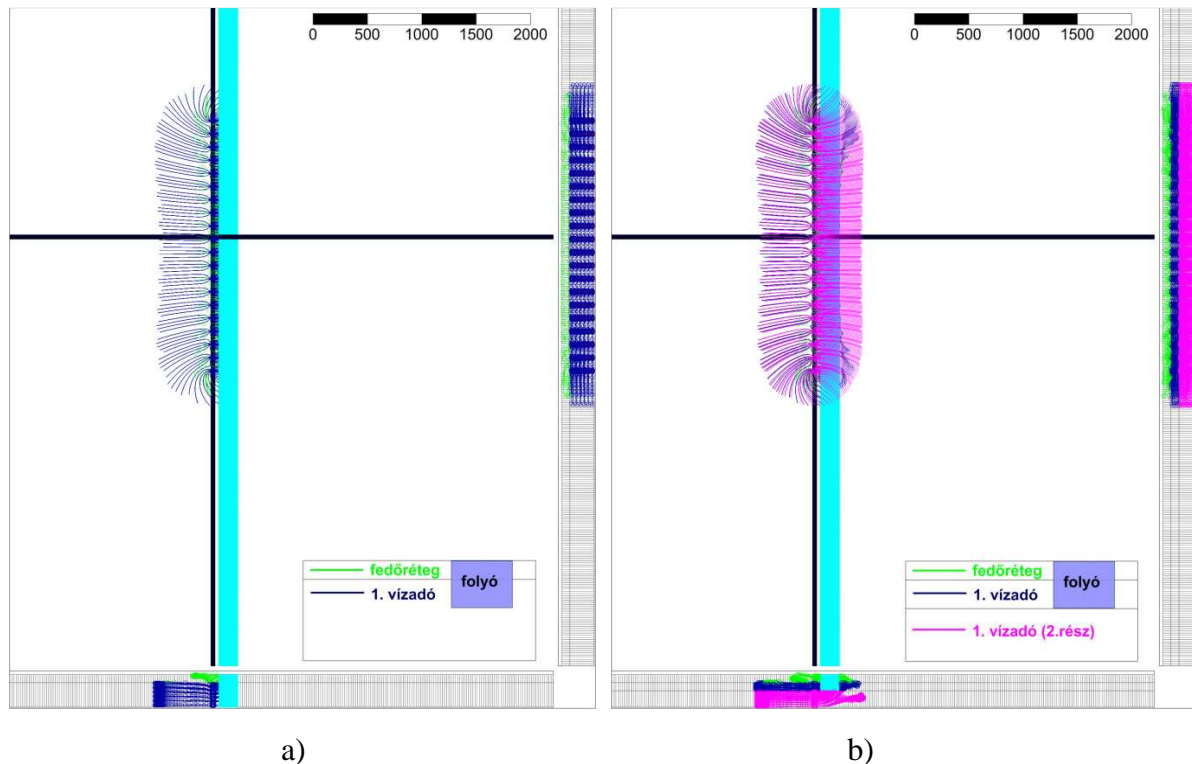
Folyóval befolyásolt rendszer numerikus modelljében a peremeket a következőképpen helyes felvenni:

1. A folyótól a modell szélén húzódó peremfeltétel a folyónak a gradiens – hatástávolságánál nagyobb távolságban húzódik.
2. Amennyiben a folyó gradiens- és irány-hatástávolsága közötti távolságban vesszük fel a modellhatárt, a peremfeltételnek biztosítania kell a folyó vízállás ingadozása hatására bekövetkező vízszintváltozásokat. Ebből fakadóan nem alkalmazhatunk állandó nyomású peremfeltételt.
3. Amennyiben a folyó irány-hatástávolságán belül vesszük fel a modellhatárt, akkor a modell nem biztos, hogy alkalmas lesz vízrészecske-követésre, és transzportfolyamatok megfelelő szimulálására.

Végül a harmadik hasonlóan sarkalatos kérdés azzal van összefüggésben, hogy milyen vertikális tagolása szükséges a modellnek abban az esetben, ha a folyómeder csak részlegesen harántol egy réteget. Teljes rétegharántolás esetén kézenfekvő, hogy vertikálisan általában a rétegrendhez igazított tagolás mellett a folyót szimuláló csomagot abban/azokban a rétegekben szerepeltetjük, amelyeket a folyómeder harántol. Megszokott gyakorlat, hogy részleges rétegharántolás esetében is alkalmazzuk a folyót szimuláló cellát a teljes rétegben, tehát nem bontjuk fel vertikálisan a réteget a feltételezett mederalj mélységében. Sosem szabad ugyanis megfélekedni arról, hogy ez nem jelenti azt, hogy ilyen esetben a kérdéses folyó cellában megszűnne a felszín alatti vízáramlás a modelltér bármely irányába. A folyót szimuláló cella csak a cella vízmérlegében, és ezáltal vízszintjében okozhat változást.

Szinte mindegyik üzemelő és távlati partiszűrűrésű vízbázisaink helyzete olyan, hogy a termelni kívánt talajvízáadó rétegbe a folyó medre csak belemetsz, nem vágja át teljesen. Ezért kezdtem el az iránt vizsgálni, hogy a vízbázis védőidomában lehet-e, és ha igen mekkora eltérés, ha vertikálisan nem bontjuk fel, vagy felbontjuk a vízáadó réteget a folyómeder aljánál. A 4. modell két változatával (elsőben a vízáadó réteg nincs felbontva, másikban kettéosztottam a réteget a meder aljánál, 7.sz. melléklet) vizsgáltam a 20 napos, 6 hónapos és 50 éves elérési időkhöz tartozó áramvonalak képét horizontálisan és vertikálisan. Az eredményeket a 8.sz. melléklet 8/1-8/2. ábráin láthatjuk. Vertikálisan látszik némi különbség, a fedőrétegbeli áram pályákon. A burkolók lehatárolásánál, azaz a védőidom meghatározásánál elhanyagolható eltéréseket kaptam, az 50 éves védőterület horizontális kiterjedésében egy cellasornyi a különbség, ami 10 métert jelent. A folyó által beadott hozamban is minimális a különbség a két eset között. A számításokat megismételtem további két meder-vezetőképesség mellett (egy nagyságrenddel kisebb és nagyobb) hasonló eredmények mellett.

Az eredmények tudatában ha a vízadó réteget egy réteggént modellezzük, a részecskekövetésnél figyelemmel kell lenni arra, hogy a réteget csak részlegesen harántoló folyó celláknál a folyóba érkező részecskék nem állhatnak meg, azoknak továbbmozgása szükséges. Más különben az a kép áll elő, amit a 4.3/18.a) ábrán látunk. Valójában jelentős utánpótlás érkezik a kutakba a folyó átellenes oldaláról is (4.3/18.b) ábra). Bár a vízmérlegben szám szerint ugyanazok a mennyiségek jelennek meg a két esetben (4.3/18.a) és b) ábra) azonban már a védőidom lehatárolásánál hibát vétünk.



4.3/18. ábra: partiszűrészű kútsor 5 éves elérési időhöz tartozó áramvonalai részleges mederharántolás esetén, ha egy réteggel szimuláljuk a vízadó réteget és a részecskekövetésnél a folyó cellánál megállítjuk a vízrészecskék mozgását (a), ill. ha a meder aljánál (a), ill. ha a meder aljánál felbontjuk a vízadó réteget

Ebben a konkrét számításban kicsit több, mint 60 %-át biztosítja a folyó kitermelt hozamnak, egészen jó meder-vezetőképességgel. Tehát jogszabályilag a vízbázis partiszűrészűnek minősül, a szükséges védelem azonban kiterjed a folyó átellenes oldalára is ugyanolyan mértékben. Ez pontosan a részleges harántolás tényének tulajdonítható. Nem zárom ki annak a lehetőségét, hogy más földtani viszonyok, inhomogenitások, más vízföldtani paraméterek és hozamelosztások esetén ne lehetne nagyobb különbség a kapott áramterekben az egyréteges, és a meder aljánál felbontott kétréteges eset között. Tehát a vertikális tagolásra gondosan ügyelni kell a partiszűrészű vízbázisok védőidomának tervezése során.

#### 4.3.5 A modell kalibrálása

A numerikus hidrodinamikai modellek kalibrációjának célja a modellek “reálissá” tétele, azaz hogy minél pontosabban visszaadják a valós hidrodinamikai folyamatokat. A modell pontosságának indikátoraként a számított és mért vízszint adatok illeszkedését alkalmazzuk [Szűcs-Tóth 2005]. Permanens szimuláció esetében egyszerű a dolgunk, hiszen a modellezett térrész-

re eső megfigyelő pontokban mért (egyidejű, vagy egy hosszú időszak átlagos) vízszinteket hasonlíthatjuk a modellel számított vízszintekhez. Tranziens esetben is alkalmazhatjuk a szimulált időszak különböző időpontjaiban mért vízszinteket kalibráció céljára. Amennyiben rendelkezésre áll folyamatos (rendszeres) vízszint-regisztrátum, a mért és számított idősorok illesztését is elvégezhetjük. Ezeket autokalibrációval [Szűcs et al. 2006, Szűcs et al. 2005], de a gyakrabban használt „trial end error” kalibrációval is megtehetjük.

Folyóval érintett rendszerben egy permanens modell egy időpontban mért vízszintekre kalibrálva csak pontosan az abban az időpontban fennálló vízáramlási viszonyok jellemzésére lesz alkalmas. Egy adott időszak átlagos vízszintjeire kalibrált permanens modell hasonlóan az átlagos vízáramlási viszonyokat adja vissza. Láthattuk például a 4.3.1 alfejezetben a 4.3/6. ábrán egy átlagos áramlási viszonyokat jól reprezentáló permanens modell milyen eredményt ad magas folyó vízállásos helyzetre. Másképpen fogalmazva ugyanazon területre számos, különböző paraméter-együttessel felruházott permanens modellt is készíthetünk, mert egy paraméter-együttessel, ugyanolyan hibával nem feltétlenül kapjuk vissza a folyó különböző vízállásához tartozó vízszint-eloszlásokat.

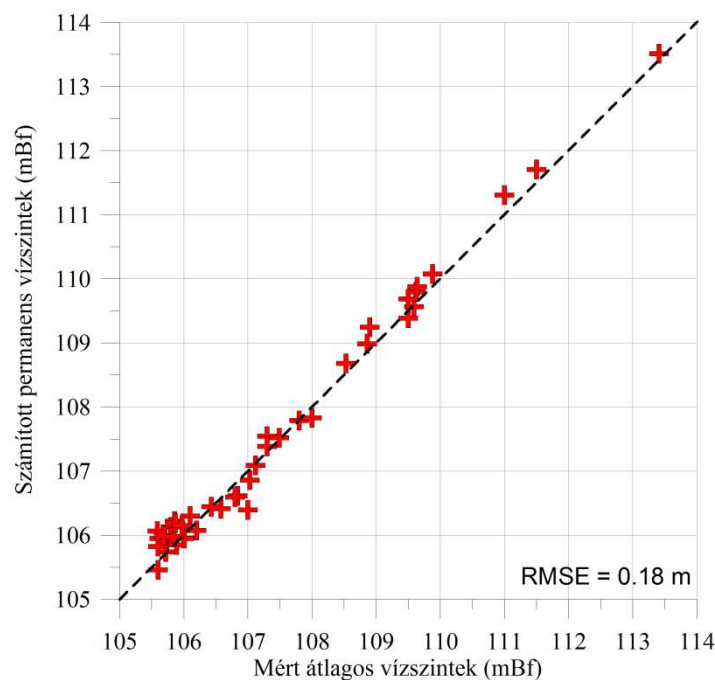
A folyót is tartalmazó modellek nehézsége, hogy a vízáadó képződmények szivárgási paramétereinek mellé a kalibráció során a folyómeder-vízáadó kapcsolatot jellemző meder-átszivárgási tényező is társul, mint változtatandó paraméter. Ennek értéke ugyanis éppen olyan kevésbé, vagy talán még kevésbé ismert jellemző, mint a rétegek szivárgási tényezője. Könnyen belátható, hogy hány modellvariánst, és modelfuttatást igényel, ha a permanens szimuláció során a szivárgási tényezők mellett a meder-áteresztő képességet, míg tranziens szimulációnál még ezeken túlmenően a tározási paramétereket (fajlagos vízleadás, és tározási tényező) is változtatni kívánjuk. Mindezt oly módon, hogy az egyetlen hiba, aminek a javulását figyelhetjük, a mért és számított vízszintek közötti különbség.

Mindezek vezettek ahhoz, hogy az ilyen modellek esetében újszerű megközelítéseket alkalmaznak a kalibrálás folyamatában. Ennek a lényege a többlépcsős kalibrálás, amelynek során többféle illesztést is elvégzünk, a rendelkezésre álló mérési adatokhoz illeszkedve, és a modell jószágáról különböző időszakokra (a folyó vízállásától függően) felépített és szimulált vízáramlási tér mért vízszintekhez illesztésével győződök meg. A különböző illesztések módjai sorban a következők: (1) az egyidejű mért- és számított vízszintek közötti eltérés, szóródás mértékének a minimalizálása, (2) a folyamatosan mért- és számított vízszint-idősorok közötti eltérés minimalizálása, (3) folyó árhulláma során mért- és számított maximális vízszint-emelkedések közötti eltérés minimalizálása, (4) a folyó árhullámai során a mért- és számított hurokgörbék közötti eltérések minimalizálása.

#### Egyidejű mért- és számított vízszintek illesztése

A mért és számított adatok illeszkedését bemutató szóródási diagram és a számolt RMSE (Root Mean Square Error) a leggyakrabban alkalmazott eszköz a modellkalibrálásban. Ezt alapvetően permanens modell esetében használják az egyes figyelpontokban mért vízszintek és azokra a pontokra a modelltérben számított vízszintek felhasználásával. A mért vízszintek esetében a legideálisabb mindenképpen több, különböző időpontú mérés átlagát venni, de sok esetben adathiány miatt a különböző figyelpontokra más-más időpontban mért vízszinteket is

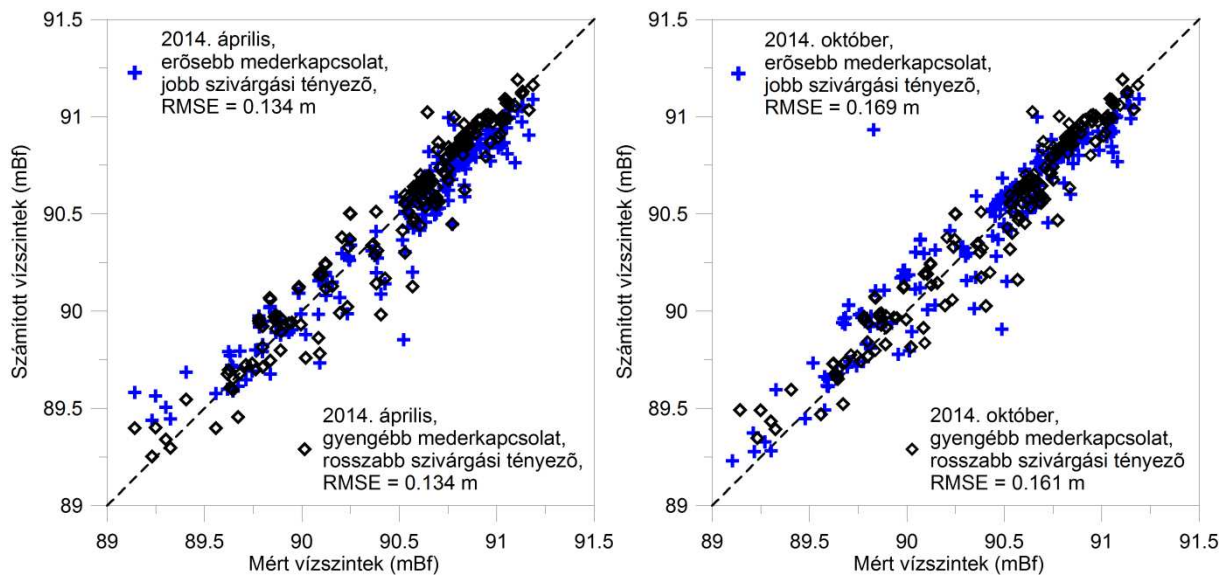
felhasználnak. Ez utóbbit azonban folyóval befolyásolt területen azért nem javasolható megtenni, mivel attól függően milyen időpontokból származnak a mérések, a modellezett tér különböző pontjaiban eltérő vízáramlási helyzetben mért adatokkal dolgozunk.



4.3/19. ábra: Átlagos vízszintekre felépített permanens modell kalibrálásának eredménye

A 4.3/19. ábrán arra látunk példát, amikor a Duna menti területre átlagos vízáramlási viszonyokra lett felépítve egy permanens modell, ahol a kalibráláshoz a térségben rendelkezésre álló több mint 40 figyelőkút 10 éves adatsorának átlagát használtam fel. A 2. modell leírását, valamint az így számított vízszint-eloszlást a 7. sz. mellékletben ismertetem. A terület nagysága és inhomogenitása mellett a kalibrálás során kapott hiba elfogadható mértékű. Ezzel a modellel az átlagos vízáramlási (folyó felé mutató) viszonyok fennállásának feltételezésével lehetett a további feladatokat elvégezni. Ez a típusú illesztés igen jól felhasználható tranzien modellel esetében is, amikor is a tranzien modellel szimulált időszakon belül kiválasztott időpont(ok)ra hasonlítjuk a modellterben számított és a vizsgált területen egyidejűleg mért vízszintadatokat egymáshoz.

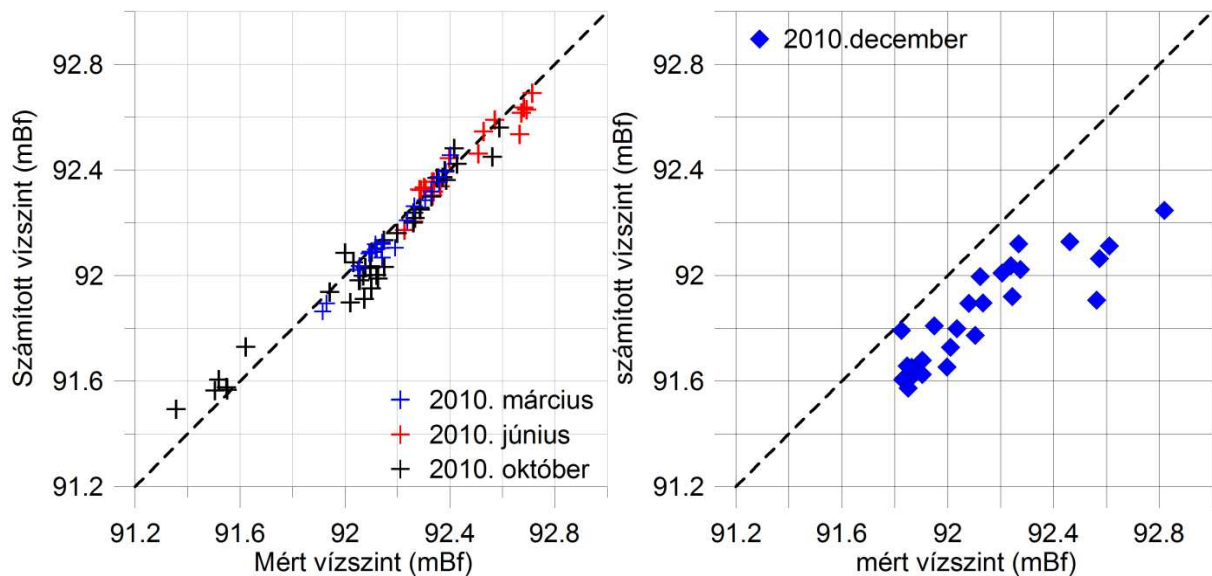




4.3/20. ábra: egy tranzien modellel két időpontban, kétféle meder-vezetőképességgel számított vízszintek viszonya mért vízszintekhez

A 4.3/20. ábrán azt kívántam szemléltetni, hogy szinte ugyanolyan hibával kaptam két különböző meder-vezetőképességgel (mederkapcsolattal) és szivárgási tényezővel mért- (egyidejű vízszintmérés) és számított adatok illeszkedését (1. modell). A kapott kalibrációs eredményhez tartozó potenciálszintek és a Tisza vízszintje a 8.sz. melléklet 8/3. ábráján látható. Egy hátránya kétségtelenül tehát az illesztésnek, ha csak egy időpontra végzem a kalibrálást, az egyformán elfogadható illesztést elérhetem több szivárgási tényező - meder-vezetőképesség párossal. A felépített, bekalibrált modell nem lesz alkalmas más időszak szimulálására.

Ugyanezzel a modellel a 2010. év vízszintjeinek illesztésekor tapasztaltakat mutatom be a 4.3/21. ábrán. Egy adott paraméterezéssel három időpontban elfogadható volt az illeszkedés, míg a negyedikre nem. Összevetve a Tisza vízállás-idősorával az egyidejű vízszint-mérések időpontjait, az első három időpont a nagyobb árhullámok lecsengését követi, míg a negyedik egy árhullám (ráadásul kettős) emelkedő ágához tartozik (8.sz. melléklet 8/4. ábra). Ebből azt a következtetést vontam le, hogy a modell a leürülési jelenségeket igen, míg a feltöltődési jelenségeket nem megfelelően írja le. A szivárgási paraméterek és a tározási tényező változtatására volt szükség ahhoz, hogy az év negyedik időpontjában is elfogadható illeszkedést kapjak.

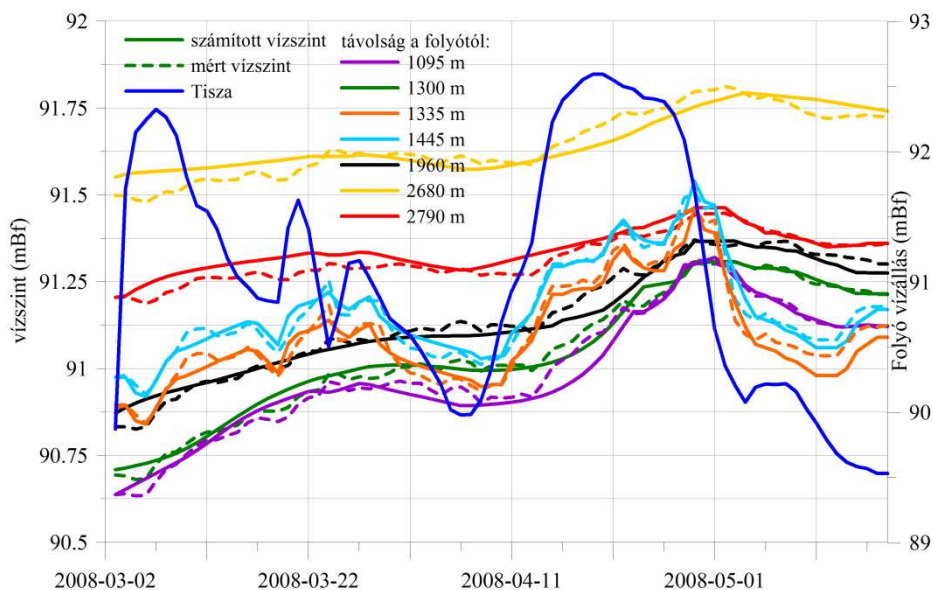


4.3/21. ábra: A 2010-es év különböző időpontjának kalibrálási eredményei

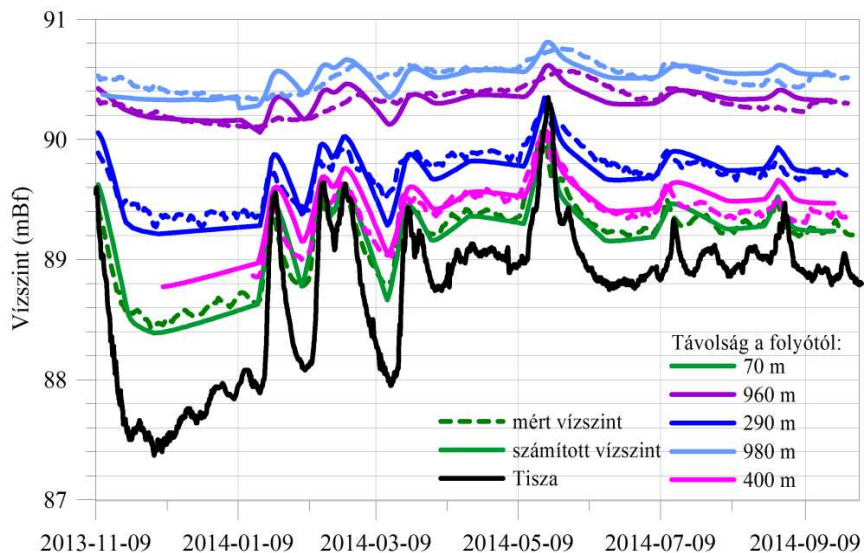
Megállapítottam tehát, hogy minél több ilyen egyidejű vízszintmérés történt a szimulált időszakon belül, illetve minél változékonyabb a folyó vízállása a vizsgált időszakon belül, annál megbízhatóbb a kalibrálás. A 1. modellt több, különböző időpontra is kalibráltam (8.sz. melléklet 8/5. ábra), és végül egy paraméter-együttessel volt alkalmas mind átlagos év, mind árvizes időszak (2016. március, 8. sz. melléklet 8/6. ábra), mind nagyvizes év vízáramlási viszonyainak elfogadható hibán belüli szimulálására.

#### Mért- és számított vízszint idősorok illesztése

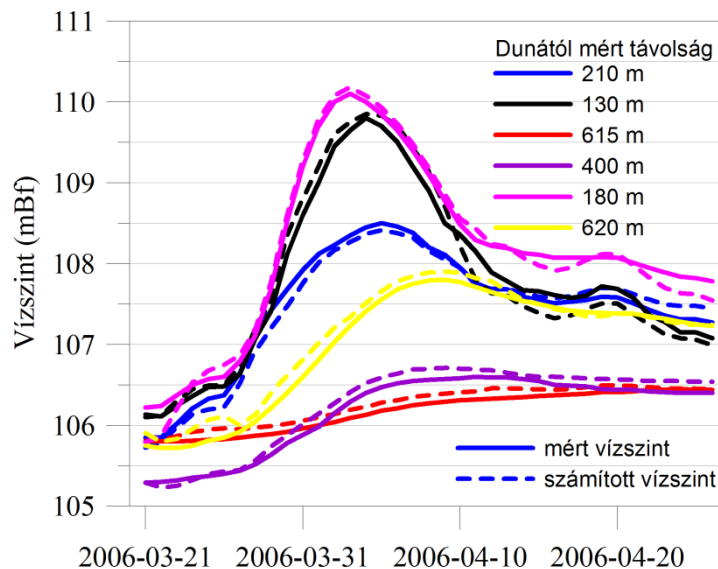
Amennyiben rendelkezésre áll(nak) folyamatos vízszintmérés(ek), a tranziens modellel szimulált vízszint-változást ráilleszthetjük a mért idősorra. Ezzel az előbbieken bemutatott hátrányok is kiküszöbölhetőek, bár a folyamatos regisztrálású megfigyelőpontok még igen jól feltárt területen is vagy ritkák, vagy területileg nem egyenletesen elosztva helyezkednek el.



4.3/22. ábra: számított és mért vízszint-változás (1. modell) [K.Tóth-Kovács 2015]



4.3/23. ábra: számított és mért vízszint-változás (1. modell)

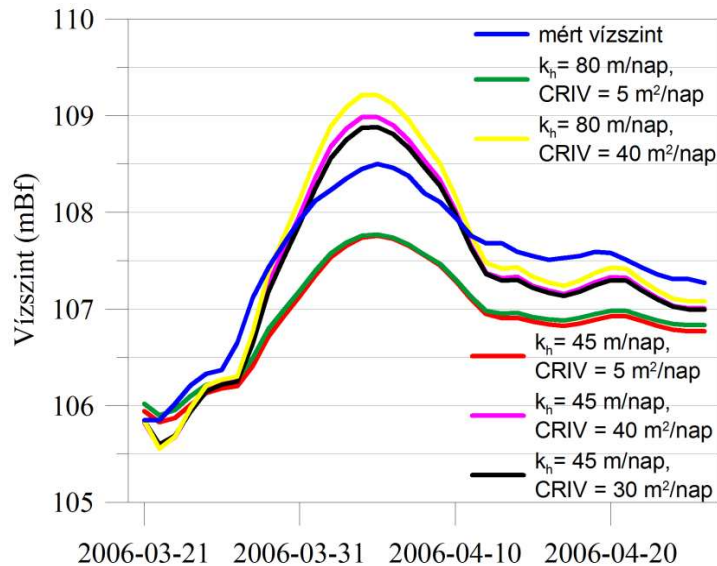


4.3/24. ábra: számított és mért vízszint-változás (2. modell)

A 4.3/22-24. ábrákon ilyen illesztési eredményeket mutatok be két különböző modellre. A harmadik esetben csak egy árhullám lett szimulálva a tranziens modellel. Ez a modell kifejezetten csak annak vizsgálatára lett felhasználva, hogy egy ilyen vagy ehhez hasonló árhullám során hogyan változnak napról napra a vízáramlási viszonyok, és a felszín alatti szennyezésterjedési folyamatok. Bár egy átlagos illesztési hiba (RMSE) ezekben az esetekben is számítható külön-külön minden egyes figyelőpontra, de egy pontban tökéletes illeszkedésű modell még nem biztos hogy elfogadható hibával írja le a teljes modellezett terület vízáramlási viszonyait.

Az illesztések során gyakran fordul elő, hogy nem egyformán érzékenyek a különböző paraméterek változtatására az egyes figyelőpontok számított vízszintjei. A 4.3/25. ábrán a 2. modellel szimulált 2006-os tavaszi árhullámra mutatok be a kalibráció alatt kapott számítási eredményeket. Ugyanarra a kútra az egyik esetben három különböző horizontális szivárgási tényezővel (rózsaszín-fekete-sárga görbék), míg a másik esetben két CRIV értékkel (zöld-

narancssárga görbék) kaptam hasonló vízszint-változást. Összességében a szivárgási tényezőre kis meder-vezetőképesség esetében egyáltalán nem, míg nagy CRIV esetében is csak kis mértékben volt érzékeny a vízszintváltozás. Míg a meder-vezetőképességben egy nagyságrendnyi változás eredményezett látványos vízszint-különbséget ebben a folyótól 210 m távolságban fekvő figyelőpontban.

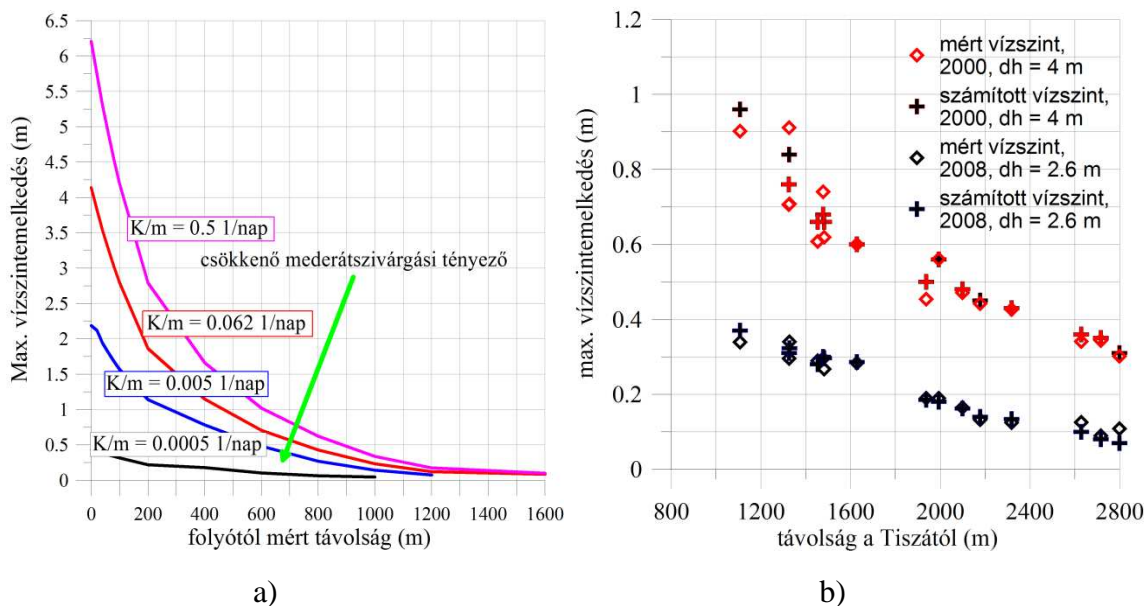


4.3/25. ábra: paraméter-érzékenység egy figyelőpont esetében (2. modell)

Egy pontban nem paraméterenként változik az érzékenység, hanem valójában paraméterpáronként, és folyóval befolyásolt vízádó rendszerben a meder-vezetőképesség befolyásolja azt is, hogy a szivárgási tényezőre mennyire lesz érzékeny a modell és más pontokban meg éppen fordítva. Emellett a megfigyelőpontok modellbeli elhelyezkedésétől, folyótól mért távolságától is függenek ezek a paraméterérzékenységek. Mindezek igen meg tudják nehezíteni a kalibráció folyamatát, vagyis hogy (1) bizonyos paraméter-tartományban érzéketlenek a számított vízszintek (2) ez az érzékenység pontról pontra változhat (3) előfordul, hogy nem egyértelmű a változás (különösen a szivárgási tényező változtatásánál fordulhat elő, hogy ellenkező a változtatás hatása mint amit várnánk).

#### Árhullám okozta mért- és számított legnagyobb vízszintemelkedések illesztése

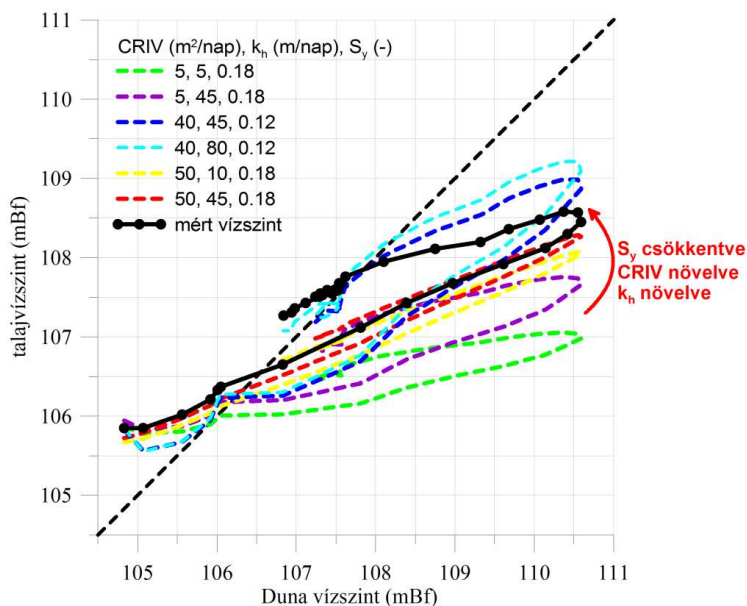
Az árhullám hatására bekövetkező vízszintemelkedések illesztése olyan esetekben is alkalmazható, amikor nem folyamatos a vízszint regisztrálás. Másrészt kitűnően alkalmas például a meder-vezetőképesség kalibrálásához, mivel a vízszint-emelkedés nagysága a távolsággal – egy bizonyos távolságon belül - érzékenyen reagál a meder-vezetőképességre. A 4.3/26.a) ábrán sematikus modellel kapott (5. sz. melléklet I. modell) olyan eredmény látható, hogy a maximális vízszint-emelkedés hogyan csökken a távolsággal négy különböző meder-vezetőképesség esetében. Az ábra b) részén az 1. modellel két különböző árhullámra mért és számított vízszint-emelkedések illesztése látható. A meder-vezetőképesség mellett a vízádó réteg szivárgási és tározási tényezőjének változtatásával lehetett az illesztést elvégezni, mivel itt a vizsgált terület és a megfigyelések is a folyótól nagyobb távolságban vannak, ahol már kevésbé volt érzékeny a modell a meder-vezetőképesség változtatására [K.Tóth-Kovács 2015].



4.3/26. ábra: a maximális vízszint-emelkedések különböző mederátzivárgási tényezőkkel (a), és illesztett (1. modell) maximális vízszint-emelkedések (b)

#### Árhullám okozta mért- és számított hurokgörbék illesztése

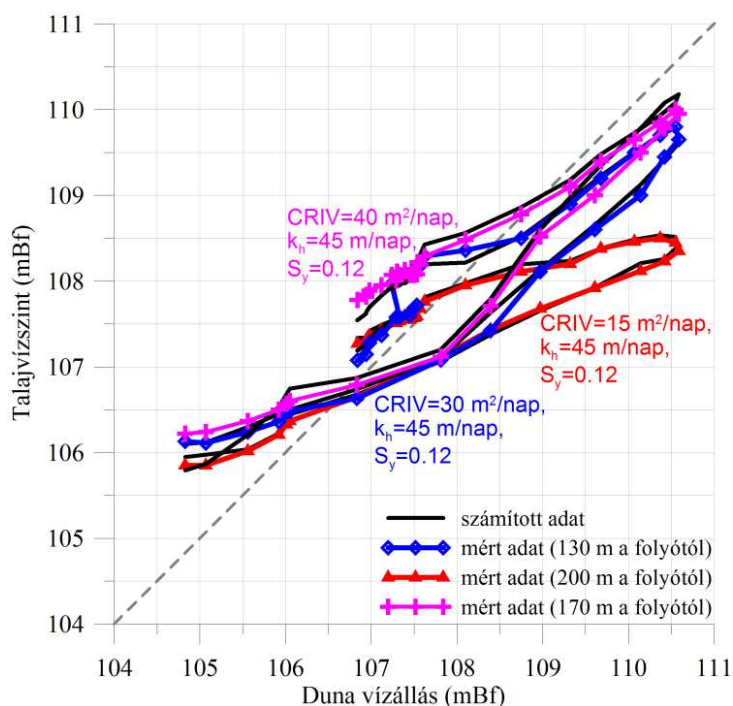
A 4.2 fejezetben részletesen vizsgáltam, hogy az árvízi hurokgörbék hogyan változnak a meder-vezetőképesség és a szivárgási tényező változtatására. Ezek az elméleti vizsgálataim oda vezettek, mivel láttam a hurokgörbék meredekségének és szélességének érzékenységét a paraméterekre, hogy megkísérleljem ezek alkalmazását a tranziens modellek kalibrálásában. Tettem ezt azért, mert sokszor nehézségem támadt a meder-vezetőképesség megfelelő értékének megválasztásában a modelltér egy-egy pontjában a hagyományos vízszint-idősoros illesztés során.



4.3/27. ábra: egy kút (Dunától 200 m-re fekvő) 2006-os árhullámra mért és a tranziens modellel számított hurokgörbéjének illesztési folyamata



A 4.3/27. ábrán a 2. modell (6.sz. melléklet) kalibrációs lépéseit mutatom be egy kútra. Egyértelmű az egyes paraméterek változtatásának hatása, így a meder-vezetőképesség és a szivárgási tényező növelésével nő a hurok két ágának a meredeksége, míg a fajlagos hozam növelésével ugyanakkor csökken a meredekség. A CRIV érték növelésével, ugyanazzal a fajlagos hozamértékkel egyúttal a hurok szélessége lecsökkent, ami arra utalt, hogy az erősödő meder-vezetőképesség hatására túl kicsi a késleltetés a vízadóban. A megfelelő meredekséget, de egyúttal megfelelő késleltetést kisebb fajlagos vízleadás ( $S_y$ ) és meder-vezetőképesség párossal lehetett elérni. A fajlagos vízleadásnak az a hatása, hogy minél nagyobb annál jobban gyengíti a folyó hatását, az árhullám emelkedő ágán annál kisebb lesz adott távolságban a vízszintemelkedés.



4.3/28. ábra: három kút 2006-os árhullámra mért és a tranziens modellel számított hurokgörbéjének végleges illesztése az elfogadott paraméterekkel

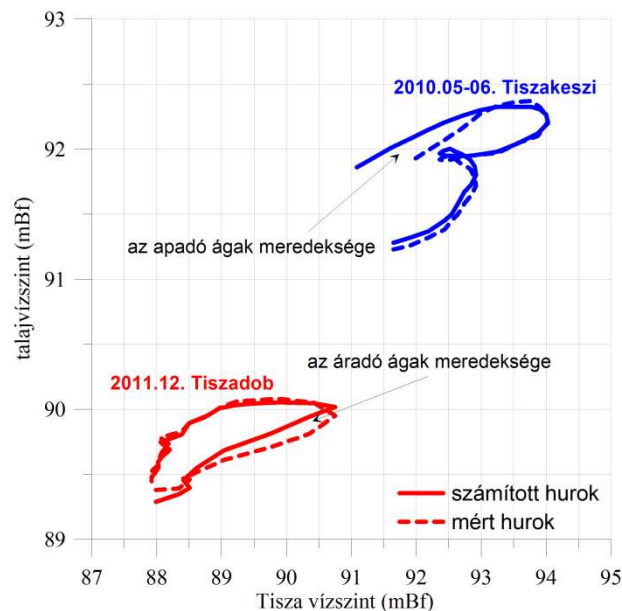
A 4.3/28. ábrán három kút végleges illesztését látjuk, ahol a három figyelőpont esetében nem ugyanazzal a CRIV értékkel kaptam a legjobb illeszkedést. A folyó teljes szakaszán nem egyetlen meder-vezetőképesség érték lett a kalibrálás végeredményeként alkalmazva, az értékek az  $5 - 40 \text{ m}^2/\text{nap}$  tartományban változtak a folyó mentén. Ez teljesen érthető, mivel a Duna menti modellezett terület a Dunának olyan hosszú szakaszát foglalja magában, hogy a mederkapcsolatban fellépő inhomogenitások nem meglepőek. Mégis bár a szivárgási tényezőben a terepi szivattyútesztekből és labormérésekből származó információk alapján eloszlástereket alkalmazni nem szokatlan, a meder-vezetőképesség esetében információ hiányában és a kalibráció bemutatott nehézségei miatt általában egy állandó értékkel dolgoznak.

Az árvízi hurokgörbék alkalmazása kalibrálás során tehát azért előnyös, mert parti kút segítségével a meder-vezetőképesség igen jól meghatározható, hiszen mind a hurok áradó és apadó ágának meredeksége, mind a hurok szélessége érzékenyen reagál a paraméterre. Egyszerűen látható a „jó” illetve „nem jó” illeszkedés, és a paraméterérzékenység hatása. Ha a folyótól



különböző távolságban (legkedvezőbb, ha egy szelvény mentén) több kútra is elkészíthető egy árhullám hurokgörbéje, együttesen pontosabban meghatározható a szivárgási tényező, a tározási paraméter és a meder-átszivárgási tényező annak felhasználásával, hogy hogyan csökken a távolsággal a meredekség.

Több esetben tapasztaltam, hogy egy-egy figyelőpontban az árhullámok során kialakuló hurokgörbénél egyetlen meder-vezetőképességgel vagy tározási paraméterrel nem tudtam az illesztést elfogadható hibával elvégezni. Vagy csak az áradó, vagy csak az apadó ágon volt tökéletes az illeszkedés, mindkettőn egyszerre nem. A 4.3/29. ábrán erre mutatok be két példát, mindkettőt Tisza menti területen kaptam (a piros hurokgörbét a tiszadobi (5.modell), a kéket a tiszakeszi (3.modell) szakaszon). Az első esetben az emelkedő ág meredeksége nagyobb volt, mint a mért, az apadó ágon ugyanakkor tökéletesen illeszkedő paraméterekkel, míg a második esetben az apadó ág meredeksége volt kicsi az áradó ágon tökéletesen illeszkedő paraméterekkel.



4.3/29. ábra: a hurokgörbék áradó és apadó ágának eltérő illeszkedése

A tiszadobi hurokgörbe esetében (amely a Tiszától 250 m-re található figyelőkútban alakult ki) a meder-vezetőképesség értékét az áradó ágon 75 %-ra kellett csökkentenem az apadó ágon alkalmazotthoz képest, míg a tiszakeszi görbe esetében (a folyótól 600 méterre) a tározási tényező értékét kellett az apadáskor lecsökkenteni 30 %-al az áradó ágon alkalmazotthoz képest.

#### **Az eredmények összefoglalása:**

Permanens és tranziens modellezések eredményeit összehasonlítva megállapítható, hogy a vízrészecskék által megtett terjedési útvonal, az árapályák eredő hossza, és eredő iránya is különbözik permanens és tranziens áramtérben. Ez a különbség a folyóhoz közeledve és a szimulációs idő növekedésével nő. Ebből következik, hogy permanens modellel a folyó hidraulikai távolhatásai túlbecsültek a valóságos helyzethez képest, valamint a vízkivételek befogási zónája nem reprezentálja, hogy a vízkivételi mű több irányból képes a vízrészecskék befogására. A felszín alatti vízben oldott szennyezőanyag csóva gyorsabban halad a folyó irá-

nyában, és a terjedés irányai is eltérhetnek a valóságoshoz képest. A permanens modell a szennyezőanyag szóródását leíró diszperziót árhullámok során a folyóhoz közeledve alul-, míg távolodva viszont túlbecsüli.

Partiszűrészű vízbázis tranziens védőidoma nem azonos a permanens védőidommal, alakjuk és kiterjedésük különbözik. A tranziens védőidom alakja, kiterjedése függ attól, hogy a folyó vízállása hogyan fog változni az elkövetkezendő 50 év alatt, amelyre a védőidomot kijelöljük. Amennyiben a vízáramlási helyzetet állandóan megcsapolónak tételezzük fel, és az áramlási gradiens nagyobb, mint az átlagos gradiens, akkor a tranziens védőidom kiterjedése nagyobbak adódik, mint permanens esetben. Míg ha az áramlási helyzet állandóan tápláló, vagy megcsapoló, de az áramlási gradiens kisebb, mint az átlagos áramlási helyzetben, a tranziens védőidom kiterjedése kisebb lesz. A különbség a permanens és tranziens védőidom között a szimulációs idő előrehaladtával, és a meder-vezetőképesség növelésével nő.

A tranziens modell időbeli felbontása, valamint folyó csomag esetén a periódusokban alkalmazott folyó vízszintek jelentősen befolyásolják a modellt az azt a képességét, hogy időben és térben milyen pontosan tudja szimulálni a felszín alatti vízmozgás dinamikáját, a folyó hatását alul-vagy túlbecsülhetjük.

A tranziens modell kalibrálása során az egyidejű mért- és számított vízszintek illesztési hibájának a minimalizálása nem elfogadható kalibrációs eszköz, ha a szimulált időszakon belül csak egy időpontra, vagy több, de hasonló vízáramlási helyzetű időpontokra végezzük el az illesztést. Az így kapott paraméterekkel a modell nem feltétlenül közelíti legkisebb hibával a mért vízszint-változást a teljes szimulált időszakra. A kalibrálást a folyó vízállás-változásához igazítva kell elvégezni, és szükséges olyan időszakot is szimulálni, amikor a folyó megcsapoló helyzete tápláló helyzetűre vált.

## **5. AZ EREDMÉNYEK GYAKORLATI ALKALMAZÁSA**

A doktori témán belül igyekeztem olyan kérdésekre keresni a választ, olyan problémákat felvetni, amelyek gyakorlatorientáltak. Emellett sok vizsgált kérdéskört a gyakorlatból hozott feladat generált. Közvetlen gyakorlati alkalmazási lehetőségei elsősorban azoknak az eredményeknek van, amelyek a 4.3 fejezeten belül születtek, a folyóparti területek numerikus modellezéséről.

Az eredményekből láttuk, hogy egy permanens hidrodinamikai modell, és egy azon alapuló transzportmodell nem, vagy csak korlátozottan alkalmas egyes jelenségek megfelelő pontosságú leírására. Hiszen ekkor feltételezzük az állandó irányú és gradiensű folyó felé történő vízáramlást. Mindezekből adódóan a **permanens modell alkalmazási korlátaira vonatkozóan az alábbi észrevételeket tettem:**

- Egy átlagos vízáramlási viszonyokra kalibrált permanens modellel a folyó hidraulikai távolhatásai túlbecsültek a valóságos helyzethez képest, ezért **egy paraméter-együttessel felruházott permanens modell nem alkalmas bármilyen folyó vízállás generálta vízáramlási viszonyok szimulálására.**
- Mentésítő-, szennyezésterjedést gátló kútsor megtervezésénél **a kutak egymástól való távolságának, és hozamának az optimalizálását befolyásolja, hogy permanens vagy**

**tranziens áramteret alkalmazunk.** Hiszen a kutak befogási zónái még különböző folyó vízálláshoz tartozó permanens áramtérben is különbözhetnek, de egészen más képet mutatnak tranziens áramtérben. **Permanens modellel szimulált vízkivétel befogási zónája nem reprezentálja,** hogy a folyamatosan változó vízáramlási irányok miatt **a vízkivételi mű több irányból képes a vízrészecskék befogására.** A folyóhoz közeledve a kutak folyóból érkező utánpótlása is eltér permanens és tranziens esetben.

- Egy átlagos vízáramlási viszonyokra kalibrált **permanens modellel a felszín alatti vízben oldott szennyezőanyag csóva terjedési üteme túlbecsült a folyó irányában. A terjedési irányok, a térbeli kiterjedés és a koncentrációk is eltérnek a valóságoshoz képest,** amelynek oka az egyirányú advektív transzport mellett a szennyezőanyag szóródását leíró diszperzió alulbecslése permanens modellel a folyóhoz közeledve.
- Mivel permanens modell **nem alkalmas az oldott szennyezőanyag csóva felszín alatti vízzel együtt történő különböző irányú mozgásának szimulálására,** ezért nem képes az ebből fakadó koncentrációváltozások (így pl. szennyező forrástól felvízi irányban fekvő megfigyelő pontokban a szennyezőanyag-koncentrációk időbeli változásának, vagy időszakos határérték-túllépéseknek) számítására sem.

**1. Mindezek alapján azt a javaslatot teszem, hogy a folyó irány-hatástávolságán belül a leggyakoribb modellezési feladatokban a folyó vízállás-változásához igazodó időbeli felbontású tranziens modell alkalmazandó.**

Megállapítottam, hogy partiszűrészű vízbázis tranziens védőidoma nem azonos a permanens védőidommal, alakjuk és térbeli kiterjedésük különbözik. Ez a különbség attól függött, hogy a permanens védőidom kijelöléséhez alkalmazott vízáramlási helyzethez képest milyen vízáramlási helyzetek milyen arányú fennállását tételeztem fel a szimulált 50 év alatt. Amikor a vízáramlási helyzetet állandóan megcsapolónak, és a lehető legnagyobb folyó felé mutató áramlási gradienssel szimuláltam, akkor adódott a legnagyobbnak a védőidom térbeli kiterjedése.

**2. Ezért a parti szűrészű vízbázis permanens védőidomának kijelölésére azt a javaslatot teszem, hogy legnagyobb biztonsággal akkor járunk el, ha a védőidomot a folyó LKV szintjéhez (vagy a biztonságosan tartható legkisebb „üzemi vízszinthez”) tartozó permanens vízáramlási helyzet feltételezésével jelöljük ki.**

A tranziens modellek kalibrációja során fellépő nehézségeket vizsgálva megállapítottam, hogy az egyidejű mért- és számított vízszintek illesztéséből - ha csak egy időpontra végzem a kalibrálást – egyforma hibát kaphatok több szivárgási tényező - meder - vezetőképesség párossal. Emellett az egy időpontra illesztésből kapott paraméterekkel a modell nem feltétlenül közelíti legkisebb hibával a mért vízszint-változást a teljes szimulált időszakra. A modell paraméterérzékenysége paraméterpáronként változik, ugyanis a meder-vezetőképesség befolyásolja, hogy a szivárgási tényezőre mennyire lesz érzékeny a modell és fordítva. Emellett a megfigyelőpontok modellbeli elhelyezkedésétől, folyótól mért távolságától is függ a paraméterérzékenység.

**3. Éppen ezért a tranziens modellek kalibrálására vonatkozóan azt a javaslatot teszem, hogy (1) több időpontra kell elvégezni az illesztést (ha egyidejű vízszintmérések áll-**

**nak rendelkezésre), vagy egy időszak folyamatos vízszintmérését kell felhasználni a kalibrálásához (2) úgy, hogy a felhasznált időpontok vagy időszak(ok) feltétlenül kell, hogy tartalmazzanak olyan időszakot is, amikor a folyó megcsapoló helyzete tápláló helyzetűre vált.**

4. **A folyó tápláló helyzetében további kalibrációs eszközök alkalmazása javasolható, úgy mint a következő mért és számított adatok illesztése: (1) az árhullám során kialakuló legnagyobb vízszintemelkedések változása a folyótól mért távolsággal, (2) a folyó- és talajvízszint közötti hiszterézis.**
5. **A mért- és számított árvízi hurokgörbék illesztésével végzett kalibráció alkalmas az esetek döntő többségében ismeretlen meder-vezetőképesség paraméterének becsülésére.** Ez annál pontosabban végezhető el (1) a folyóhoz minél közelebbi kútban (2) a folyóparttól minél több távolságban (3) minél több, különböző karakterisztikájú árhullámra is rendelkezésre állnak hurokgörbék.

A dolgozatban bemutatott folyó-talajvízszint közötti korrelációs számítási eredményeken túl a Duna menti területen további korrelációs számításokat is végeztem. Az összes figyelőkút vízszint-idősora és a folyó vízállás-idősora között, valamint minden egyes kútpár vízszintjei között is számítottam a korrelációs együttható értékét. Az eredményeket egy 2D-s korrelációs mátrixba rendeztem, amelyben az egyes cellák a folyó és egy talajvízes kút, vagy egy kútpár közötti korrelációs együtthatót tartalmazza. A mátrixot a 9.sz. mellékletben mutatom be. **A korrelációs mátrix** adataival további feldolgozások végezhetőek (a mai adatbáziskezelő programokkal a mátrix kitöltése, és a műveletek gyorsan elvégezhetőek), amely **a terület monitoring rendszerének optimalizálását segítheti:**

- Az eltérő hidrodinamikai jellegű területek lehatárolhatóak (9.sz.melléklet 9/1. ábra),
- a rendszer szempontjából kieső (eltérő viselkedésű) kutak gyorsan kiszűrhetőek, majd kereshető ennek oka (földtani, kúthiba, emberi tevékenység stb.),
- eldönthető melyik kútban érdemes folyamatos vízszint regisztrálás, egyes monitoring kutak kiválthatóak stb.

## 6. ÖSSZEFOGLALÁS

Doktori munkám során folyó és talajvíz kapcsolatát, folyónak a talajvíz-áramlásra gyakorolt hatásait vizsgáltam részletesen. A vizsgálatokhoz monitoring adatok feldolgozását és numerikus számításokat végeztem. Kutatásaimhoz a Duna és a Tisza folyó menti területekről nyertem az adatokat, és ezen területekre felépített numerikus modellekkel dolgoztam.

A vízszintadatok feldolgozásának eredményei, valamint a számított sebességterek alapján elkülönítettem a folyó hidraulikai hatásait és hatástávolságait. Vizsgáltam az áramlási sebességek idő- és térbeli változását, és függését a vízadó szivárgási tényezőjétől és a meder vezetőképségetől. A folyó periódikusan változó vízállása miatt egy bizonyos távolságon belül időben folyamatosan (dinamikusan) változik a talajvíz áramlási sebessége, ami mindkét paramétertől logaritmikusan függ.

A folyó és talajvízszint közötti napi kapcsolatban az állandóan emelkedő és csökkenő vízállásokat késleltetve követő talajvízszint miatt hiszterézisek alakulnak ki, amelyek alakja a vizsgált kutakra jellemző, és függ a vízadó és a meder fizikai tulajdonságaitól.

Az eredmények módosítják azt a korábbi képet, miszerint a folyóparti területeken az év nagy részében a talajvízáramlás egy állandó irányú és gradiensű áramlási helyzettel közelíthető. Ugyanis még a folyó megcsapoló helyzetében is a talajvízáramlás iránya és gradiense a hatástávolságokig állandóan változik. Az elvégzett számítások alapján bebizonyosodott, hogy a folyótól olyan távolságban, ahol az áramlás iránya folyamatosan változik, átlagos áramlási gradienst szimuláló permanens modell alkalmazásával romlik a modell reprezentativitása. Víztermelő létesítmények permanens modellel becsült befogási zónája, csóvaterjedések iránya és üteme eltér a valóságtól. A partiszűrűsű vízbázisok védőidoma esetében kimutattam, hogy annak alakja és kiterjedése függ attól, hogy a folyónak milyen vízállást és milyen vízállásváltozást tételezünk fel arra az időszakra, amelyre a védőidomot kijelöljük. A legnagyobb térbeli kiterjedést a folyó legalacsonyabb vízállásának állandó fennállása esetén kapjuk.

A tranziens numerikus modellek nehézségét nemcsak az adja, hogy jóval nagyobb adatigényűek, hanem időbeli felbontásuk és kalibrációjuk is bonyolult. Előbbi esetben a rendszer dinamikus vízszintváltozását meghatározó folyó vízállását kell a modell időlépcsőire szabni, ill. fordítva úgy, hogy a folyó hatásait térben és időben is minél pontosabban közelítsük. A modell kalibrációja során a szivárgási tényező, tározási paraméterek mellett az általában mérésekből nem ismert meder-vezetőképeség paramétere is változtatandó. Mindeközben a mért adatok sűrűsége térben és időben - amelyekkel meggyőződünk a modell jóságáról – nem elegendő. Ez nagyfokú bizonytalansághoz vezet a kalibrációban, amelyet csak többlépcsős eljárással lehet csökkenteni. Ez több, hagyományostól eltérő illesztés egyidejű végrehajtását jelent, több, a folyó különböző vízállású helyzetéhez tartozó időszakra, valamint árhullámra.

A doktori dolgozat a folyamatos monitoring tevékenység fontosságára is felhívja a figyelmet, hiszen a bemutatott kutatási eredmények mind azt bizonyítják, hogy folyóparti területeken bármilyen célú vizsgálatához (hidrogeológiai alapkutatás, hatásvizsgálat, tényfeltárás, kármentesítés, stb.) elengedhetetlen a rendszer időbeli változásának nyomon követése. A vizsgálataim bár konkrét kutatási területek alapján végeztem, az eredmények között számos olyan, álta-

lános érvényű összefüggés is van, amely átültethető bármely hasonló jellegű folyó-talajvíz kapcsolatra.

Az eredmények lehetséges alkalmazási területei a távlati parti szűrésű vízbázisok felülvizsgálati munkái, a folyóparti monitoring rendszerek optimalizálása, az iparterületek meglévő vagy potenciális felszín alatti szennyezésének feltárási, mentesítési, és monitoring tevékenységei. A dolgozat eredményei alapul szolgálhatnak egy olyan módszer későbbi részletes kidolgozásához, amellyel a folyó-talajvízszint és talajvízszint-talajvízszint közötti árvízi hiszterézis görbék felhasználásával lehetővé válik a mederkapcsolat erősségének számszerűsítése próbaszivattyúzás nélkül. A kutatások folytatását jelenti további folyópart menti területek bevonása a vizsgálatokba, bővítve az adatbázist, hasonlítva az új eredményeket az eddigi eredményekhez, valamint a mennyiségi hatások vizsgálatának kibővítése a minőségi hatások elemzésével.



## 7. SUMMARY

In my PhD thesis work river and groundwater interaction and the hydraulic effects of river flow on the connected aquifer were thoroughly examined. Monitoring data analysis and numerical calculations were performed in pilot sites along the Danube and Tisza rivers.

Based on the results of river and groundwater data analysis, and groundwater flow velocity calculations I separated the river's hydraulic effects and its distances. I studied the temporal and spatial variation of the flow velocities and its dependence on the aquifer's hydraulic conductivity and the riverbed's conductivity. Because of periodically changing river water level, groundwater flow velocity continuously (dynamically) changes in time within a certain distance from the river, and it depends on both parameters logarithmically.

The daily groundwater level is delayed compared to river water level, which has constantly rising and falling stages. It causes hysteresis (looping curves) in daily correlation between the two levels with shapes dependent on the physical properties of the aquifer and river.

The results modify the earlier idea that the groundwater flow can be simulated with a constant flow gradient and flow direction in most of the year at riverside areas, because even though in gaining stages of the river the groundwater flow direction and gradient constantly changing in a certain distance. Based on the numerical calculations it is proved that the accuracy of permanent numerical simulations deteriorate in that distance from the river where the groundwater flow direction is constantly changing. Particle pathlines, capture zones of wells, contaminant plume's movement (direction and velocity) is different from reality in permanent simulation. I have shown that the shape and areal extent of capture zones for bank-filtered water resources depend on the river water level changes we assume in the simulation time. The largest spatial extent of capture zones is obtained for the lowest river water level.

The difficulties of transient numerical modeling are not only the needed large datasets, but also its temporal resolution and calibration. The time periods of the model must be fitted to the river stages in a way that the hydraulic effects of the river is simulated more precisely in time and space. During the model calibration, in addition to the hydraulic conductivity and specific yield of aquifer, the generally unknown hydraulic conductance of riverbed must also be changed. Meanwhile, the density of the measured data in space and time - which we used for calibration - is not enough. This leads to a high degree of uncertainty in calibration, which can be reduced only with multi-step process. This means the simultaneous execution of multiple, non-traditional fitting procedures, using different stage periods and floods of the river.

The thesis work highlights the importance of continuous monitoring activity, since the research results presented as evidence that for investigations with all purposes is essential to track the system's changes in time. My research work were carried out based on pilot sites, but there are several general outcomes between the results, which can be applied in any similar river-groundwater interaction.

Potential applications of the results are audit of bank-filtered water resources, optimizing groundwater monitoring systems, exploration, remediation and monitoring activities of existing or potential pollution of groundwater at industrial sites. The results provide a basis

for a later detailed development of new method by which flood hysteresis between the river and groundwater levels can be used for the calculation of riverbed hydraulic conductance without pumping tests. Continuation of the research is the involvement of other riverside areas, expanding the database, comparing the new results to the previous ones, as well as expansion of the quantitative impact assessment with qualitative analysis.

## 8. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Köszönettel tartozom témavezetőmnek **Dr. Szűcs Péternek**, aki a kutatói pályára állított, lelkesített és támogatást biztosított munkám során.

Köszönet illeti társ-témavezetőmet, **Dr. Kovács Balázst**, akitől kutatási témámat kaptam, aki szakmai téren hasznos tanácsokkal látott el, és ha kellett, akkor hagyott, hogy menjek a saját fejem után. A több éves közös munkánk során az örök elégedetlenkedése, és kritikái révén tudtam szakmailag fejlődni.

Szeretném megköszönni a **Környezetgazdálkodási Intézet valamennyi munkatársának** a PhD munkám során nyújtott segítségét, a tanácsaik, a lelki támogatásuk mind hozzájárult a dolgozat elkészüléséhez. Külön köszönöm **Fekete Zsombor** kollégámnak, hogy bármikor fordulhattam hozzá kérdésekkel, apró-cseprő bajaimmal, és ő mindig segítőkészen meghallgatott, tanácsokat adott, és akivel sok együtt töltött terepi bejárás, és közös munka van a hátunk mögött.

Hálás vagyok **Dr. Szabó Imrének**, aki elindított a szakmai pályán, szakmai alázatra és tiszteletre nevelt, és mindvégig bizalmat szavazott nekem.

Az összes „**Kútfő**” projektben résztvevő **Intézetén kívüli kollégának** is szeretném megköszönni, hogy adatszolgáltatással, terepi bejárásokkal, tanácsokkal, ötletekkel segítették a munkámat.

Köszönettel tartozom **Finta Bélának**, aki szakmai tapasztalatával, a gyakorlati problémákkal és kérdésfeltevéseivel, valamint terepi adatokkal vitathatatlanul hozzájárult ahhoz, hogy a dolgozat eredményei gyakorlati értéket is képviseljenek.

Köszönet illeti a két opponenst, **Dr. Simon Szilviát** és **Dr. Szanyi Jánost**, akik már a dolgozat és a tézisek legelső változatát is tüzetesen átnézték, kritikáik és megjegyzéseik segítségével a disszertáció végső változata tartalmilag és formailag is sokat javulhatott.

Nem tudom eléggé megköszönni a **Családomnak**, hogy az elmúlt években támogattak, bíztattak, segítettek. Ők mindvégig hittek bennem és viselték a dolgozat elkészítésével járó terheket. Nélkülük nem jöhetett volna létre ez a munka.

## 9. Felhasznált irodalom

- Barlow P.M., Moench A.F., 1998, Analytical Solutions and Computer Programs for Hydraulic Interaction of Stream-Aquifer Systems. USGS Open-File Report 98-415 -A., p. 98.
- Barlow P.M., De-Simone L.A., Moench A.F., 2000, Aquifer response to stream-stage and recharge variations. II. Convolutions method and applications. *Journal of Hydrology* 230, pp. 211-229.
- Bezdán M., 2011, Az aszály, a belvíz és a talajvíz összefüggései a Tisza alföldi vízgyűjtőjén. *Hidrológiai Közöny* 91. évf., 4. szám, pp. 57-59.
- Bezdán M., 2011, A szabályozott Tisza vízjárása tulajdonságai a Tiszafüred alatti folyószakaszokon. Doktori értekezés, Szeged, p. 117.
- Bochever F. M., 1966, Evaluation of well-field yield in alluvial aquifers: The impact of a partially penetrating stream, In *Proceedings of VODGEO (Hydrogeology) Moscow*, no. 13., pp. 84-115. (in Russian)
- Bouwer H., Maddock T., 1997, Making sense of the interaction between groundwater and streamflow: lessons for watermasters and adjudicators. *Rivers* 6, no.1., pp. 19–31.
- Bruen M. P., Osman Y. Z., 2004, Sensitivity of stream–aquifer seepage to spatial variability of the saturated hydraulic conductivity of the aquifer. *Journal of Hydrology* 293, pp. 289–302
- Brunke M., Gonser T., 1997, The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater Biology* 37, pp. 1–33.
- Brunner P., Cook P.G., Simmons C.T., 2009 (a), Hydrogeologic controls on disconnection between surface water and groundwater. *Water Resources Research* 45 (W01422), p. 13.
- Brunner P., Simmons C.T., Cook P.G., 2009 (b), Spatial and temporal aspects of the transition from connection to disconnection between rivers, lakes and groundwater. *Journal of Hydrology* 376, pp. 159-169.
- Chambers L.C., Bahr J.M., 1992, Tracer test evaluation of drainage ditch capture zone. *Ground Water* 30, no. 5., pp. 667-677.
- Chen, X., Chen, X., 2003, Stream water infiltration, bank storage, and storage zone changes due to stream-stage fluctuations. *Journal of Hydrology* 280, pp. 246-264.
- Constantz J., Cox M.H., Su G.W., 2003, Comparison of heat and bromide as ground water tracers near streams. *Ground Water* 41, no. 5., pp. 647 – 656.
- Constantz J., 2008, Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources Research* 44, p. 20.
- Cooper, H.H., Rorabaugh M.J., 1963, Groundwater movements and bank storage due to flood stages in surface stream. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 1536-J, pp. 343-366.
- Csoma R., Gálos M., 2009, A Duna vízjárásának hatása a talajvíz-viszonyokra az Infopark-Budapest térségében. *Hidrológiai Közöny* 89 évf. 4. szám, pp. 1-8.
- Csoma R., Emszt Gy., Gálos M., 2012, A Duna árhullámainak hatása a talajvízszint-változásra egy folyóra mérőleges szelvényben. *Mérnökgeológia - Kőzetmechanika Kiskönyvtár* 7. Műegyetemi Kiadó
- Cunningham A.B., Sinclair P.J., 1979, Application and analysis of a coupled surface and groundwater model. *Journal of Hydrology* 43, pp. 129-148.
- Deák J., Hertelendi E., Süveges M., Barkóczy Zs., 1992, Partiszűrészű kutak vizének eredete trícium koncentrációjuk és oxigén izotóparányai felhasználásával. *Hidrológiai Közöny* 72 évf. 4.szám, pp. 204–210.
- Derx J., Blaschke A.P., Blöschl G., 2010, Three dimensional flow patterns at the river-aquifer interface—a case study at the Danube. *Advances in Water Resources* 33. pp. 13.
- Diersch H.J.G., 2014, FEFLOW – Finite element modeling of flow, mass and heat transport in porous and fractured media. Springer Berlin Heidelberg, XXXV, p. 996.
- Domenico P.A., Schwartz F.W., 1998, Physical and chemical hydrogeology. p.528.
- ÉDUVIZIG, 2007, Jelentős vízgazdálkodási kérdések, Vízgyűjtőgazdálkodási terv: 1-2-2 Általér tervezési alegység és a Duna (Gönyű-Szob közötti) víztest., Győr, p. 24.

- Fejes I., 2014, A talaj-, és talajvízrendszer komplex környezeti szempontú értékelése városi területen, Szeged példáján, Doktori értekezés, Szeged, p. 123.
- Fenske J. P., Leake S. A., Prudic D. E., 1996, Documentation of a Computer Program (RES1) to Simulate Leakage from Reservoirs using the Modular Finite-difference Ground-water Flow Model (MODFLOW). U. S. Geological Survey, Open-File Report 96-364., pp. 55.
- Ferris, J.F., Knowles D.B., Brown R.H., Stallman R.W., 1962, Theory of aquifer tests. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 1536-E, pp. 126-131.
- Ferris J.G., 1963, Cyclic water-level fluctuations as a basis for determining aquifer transmissibility. *in* Methods of determining permeability, transmissibility and drawdown. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1536-1, pp. 305-318.
- Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979, Groundwater. Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, p. 604.
- Gill M.A., 1985, Bank storage characteristics of a finite aquifer due to sudden rise and fall of river level. *Journal of Hydrology* 76, pp. 133-142.
- Glover R.E., Balmer G.G., 1954, River depletion resulting from pumping a well near a river. *Transactions American Geophysical Union* 35, no. 3., pp. 468-470.
- Gordon N. B., McMahon T. A., Finlayson B. L., Gippel C. J., Nathan R. J., 2004, *Stream Hydrology: An Introduction for Ecologists*. 2nd ed. John Wiley & Sons, p. 429.
- Govindaraju, R.S., Koelliker J.K., 1994, Applicability of linearized Boussinesq equation for modeling bank storage under uncertain aquifer parameters. *Journal of Hydrology* 157, pp. 349-366.
- Grafton R. Q., Hussey K., 2011, *Water resources, Planning and Management*, Cambridge University Press ISBN 978-0-521-76258-8 p. 767.
- Grigoryev V. M., 1957, The effect of streambed siltation on well-field yield in alluvial aquifers. *Water Supply and Sanitation (Moscow)* 6, pp. 110-118. (in Russian)
- Guo W, 1996, Transient groundwater flow between reservoirs and water-table aquifers. *Journal of Hydrology* 195, pp. 370-384.
- Hall F.R., Moench A.F., 1972, Application of the convolution equation to stream-aquifer relationships. *Water Resources Research* 8, no. 2, pp. 487-493.
- Hantush M.S., 1961a, Discussion of paper by P.P. Rowe, 'An equation for estimating transmissibility and coefficient of storage from river-level fluctuations'. *Journal of Geophysical Research* 66, no. 4, pp. 1310-1311.
- Hantush M.S., 1961b, Discussion of 'Intercepting drainage wells in artesian aquifers,' by D.F. Peterson. *American Society of Civil Engineers, Journal of the Irrigation and Drainage Division* 87, no. IR4, pp. 79-81.
- Hantush M.S., 1965, Wells near streams with semi-pervious beds. *Journal of Geophysical Research* 70, no. 12, pp. 2829-2838.
- Harbaugh A.W., Banta E.R., Hill M.C., McDonald M.G., 2000, MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model—User guide to modularization concepts and the ground-water flow process. U.S. Geological Survey Open-File Report 00-92, p. 121.
- Harbaugh A.W., 2005, MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model—the Ground-Water Flow Process. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16, p. 253.
- Higgins, D.T., 1980, Unsteady drawdown in 2-D water table aquifer. *American Society of Civil Engineers, Journal of the Irrigation and Drainage Division* 106, no. IR3, pp. 237-251.
- Hiscock K.M., Grischek T., 2002, Attenuation of groundwater pollution by bank filtration. *Journal of Hydrology* 266, pp. 139-144.
- Huber E., Huggenberger P., Epting J., Schindler W.Y., 2013, Zeitliche und räumliche Skalen der Fluss-Grundwasser-Interaktion: Ein multidimensionaler hydrogeologischer Untersuchungsansatz. *Grundwasser – Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 14.
- Jenkins, C.T., 1968, Techniques for computing rate and volume of stream depletion by the wells. *Ground Water* 6, no. 2., pp. 37-46.

- Jobson H.E., Harbaugh A.W., 1999, Modifications to the diffusion analogy surface-water flow model (DAFLOW) for coupling to the modular finite-difference ground-water flow model (MODFLOW). USGS Open-file report 99-217. Reston, VA: US Geological Survey, p. 113.
- Johnson A. N., Boer B.R., Woessner W.W., Stanford J.A., Poole G.C., Thomas S.A., O'Daniel S.J., 2005, Evaluation of an inexpensive small-diameter temperature logger for documenting ground water-river interactions. *Ground Water Monitoring and Remediation* 25, pp. 68 – 74.
- Jones J.P., Sudicky E.A., McLaren R.G., 2008, Application of a fully-integrated surface– subsurface flow model at the watershed-scale: a case study. *Water Resources Research* 44, pp. 1-13.
- Juhász J., 1987, *Hidrogeológia*. Akadémiai Kiadó, p. 971.
- Kabala Z.J., Thorne B., 1997, Hydraulics of one- and two-dimensional flow fields in aquifers. *Hydrological Sciences* 42, no. 1, pp. 1-14.
- Kaiser M., Krolopp E., Scharek P., 1998, Adatok a Duna-hordalékkúp és teraszok kapcsolatához Győr környékén. *Földtani Közlöny* 128/2-3, p. 519-530.
- Kármán K., Deák J., 2012, A Szigetköz rétegvíz-áramlási rendszerének vizsgálata trícium modellezés alapján. XIX. Konferencia a felszín alatti vizekről, Absztrakt kötet. 20.
- Kármán K., Maloszewski P., Deák J., Fórizs I., Szabó Cs., 2013, Transit Time Determination in Riverbank Filtrated System by Oxygen Isotopic Data Using the Lumped Parameter Model. *Hydrological Sciences Journal*.
- Keery J, Binley A, Crook N, Smith J.W.N., 2007, Temporal and spatial variability of groundwater – surface water fluxes: development and application of an analytical method using temperature time series. *Journal of Hydrology* 336, pp. 1–16.
- Kele S., 2009, Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések, Doktori értekezés, Budapest, p. 177.
- Kercsmár Zs. (szerk.), Budai T., Csillag G., Selmecezi I., Sztanó O., 2015, Magyarország felszíni képződményeinek földtana. Magyarázó Magyarország földtani térképéhez (1:500 000)., Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, p. 62.
- Kim D.J., Ann M.J., 2001, Analytical solutions of water table variation in a horizontal unconfined aquifer: Constant recharge and bounded by parallel streams. *Hydrological Processes* 15, pp. 2691-2699.
- K. Tóth A., Kovács B., Fekete Zs., Tóth M., Madarász T., 2015, Az almásfüzitői vörösiszap-tározók komplex geotechnikai, vízföldtani vizsgálata, Kutatási zárójelentés, TÁMOP-4.2.2/A-11/1-KONV-2012-0049 jelű „KÚTFŐ” projekt, Miskolci Egyetem
- K. Tóth A., Kovács B., 2015, Calibration process for groundwater flow model of a river influenced shallow aquifer, *Central European Geology*, Vol. 58/1–2, pp. 186–198.
- K. Tóth A., Szűcs P., 2014, Analysing the flood effect on relationship between the river Danube and a shallow aquifer, *microCAD 2014*, University of Miskolc, Paper 11., ISBN:978-963-358-051-6.
- K. Tóth A., Madarász T., 2014, Felszín alatti vizekkel kapcsolatos kutatások a Miskolci Egyetemen: A Kútfő projekt, *Mérnök Újság XXI:(2)* pp. 17-19.
- K. Tóth A., Kovács B., Fekete Zs., 2013, The effect of riverbed colmatation (conductivity) for the transient flow pattern characteristics in a shallow aquifer. IX. Kárpát-medencei környezettudományi konferencia: Konferencia kiadvány. Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar, pp. 414-419.
- Kollet S.J., Maxwell R.M., 2006, Integrated surface-groundwater flow modeling: a freesurface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. *Advances in Water Resources* 29, pp. 945–958.
- Kontur Á., 1988, Szabadalmi leírás — Eljárás és berendezés folyó- vagy állóvízmedre alatti porózus anyagban uralkodó folyadéknyomás meghatározására (Országos Találmányi Hivatal, lajstromszám: 187530)
- Kontúr Á., 1993, Parti szűrősű vízbeszerzés a Fővárosi Vízműveknél. *Hidrológiai Közlöny*, 73. évf. 3. szám.
- Kovács B., 2004, Hidrodinamikai és transzportmodellezés Processing MODFLOW környezetben I., egyetemi tankönyv, p. 160.
- Kovács B., K.Tóth A., Szanyi J., 2012, Transient modeling of surface and subsurface water interaction at a riverbank aquifer. 39th International Association of Hydrogeologists Congress, Kanada, Congress Program and Abstract, p. 308.



- Lapham W.W., 1989, Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2337, p. 35.
- Lautz L.K., 2010, Impacts of nonideal field conditions on vertical water velocity estimates from streambed temperature time series. *Water Resources Research* 46, pp. 1-14.
- Leake S.A., Prudic D. E., 1991, Documentation of a Computer Program to Simulate Aquifersystem Compaction using the Modular Finite-difference Ground-water Flow model. U.S. Geological Survey., p. 75.
- Lee D. R., 1977, Device for Measuring Seepage Flux in Lakes and Estuaries. *Limnology and Oceanography* 22(1), pp. 140-147.
- Lee T.M., 1996, Hydrogeologic controls on the groundwater interactions with an acidic lake in karst terrain, Lake Barco, Florida. *Water Resources Research* 32, no. 4, pp. 831-844.
- Léczfalvy S., 2004, Felszín alatti vizeink 1-2. Elte Eötvös Kiadó, p. 819.
- Marino M.A., 1973, Water-table fluctuation in semipervious stream unconfined aquifer systems. *Journal of Hydrology* 19, pp. 43-52.
- Marton L., 2009, Alkalmazott hidrogeológia, Elte Eötvös Kiadó, p. 626.
- McBride M.S., Pfannkuch H.O., 1975, Distribution of seepage within lakebeds. *Journal of Research of the US Geological Survey* 3, no.5., pp. 505-512.
- McDonald, M.G., and Harbaugh, A.W., 1988, A modular, three-dimensional, finite-difference ground-water flow model: U.S. Geological Survey Techniques of Water- Resources Investigations, Book 6, Chap. A1, p. 586.
- Meigs L.C., Bahr J.M., 1995, Three-dimensional groundwater flow near narrow surface water bodies. *Water Resources Research* 31, no. 12. pp. 3299-3307.
- Merritt M.L., Konikow L.F., 2000, Documentation of a computer program to simulate lake-aquifer interaction using the MODFLOW ground-water flow model and the MOC3D solute-transport model. U.S. Geological Survey Water-resources Investigations Report 00-4167, p. 131.
- Miles J.C., Rushton K.R., 1983, A coupled surface water and groundwater catchment model, *Journal of Hydrology* 62, pp. 159-177.
- Minkin E. L., 1973, Groundwater-Surface Water Interactions and Their Role in Solutions of Problems of Applied Hydrogeology. Moscow, Stroyizdat Press (in Russian).
- Moench A.R, Kisiel C.C., 1970, Application of the convolution relation to estimating recharge from an ephemeral stream. *Water Resources Research* 6, no. 4, pp. 1087-1094.
- Moench A.F., Sauer V.B., Jennings M.E., 1974, Modification of routed streamflow by channel loss and base flow. *Water Resources Research* 10, no. 5., pp. 963-968.
- Moench A.F., Barlow P.M., 2000, Aquifer response to stream-stage and recharge variations. I. Analytical step response functions. *Journal of Hydrology* 230, pp. 192-210.
- Molnár B., Hajdú K., 2003, A földtani felépítés, a csapadék, a tiszai vízállás és a talajvízállás közötti összefüggések Szeged-Gyálarét környékén. *Hidrologiai Közlöny* 2003. évf., 5-6. szám
- Moore I.E., Jenkins C.T., 1966, An evaluation of the effect of groundwater pumpage on the infiltration rate of a semipervious streambed. *Water Resources Research* 2, no. 4., pp. 691-696.
- Neuman S.P, 1981, Delayed drainage in a stream-aquifer system. *Journal of the Irrigation and Drainage Division* 107, no. IR 4, pp. 407-410.
- Orghidan T., 1959, Ein neuer Lebensraum des unterirdischen Wassers: Der hyporheische Biotop. *Archiv für Hydrobiologie* 55, pp. 392-414.
- Osman Y.Z., Bruen M.P., 2002, Modelling stream-aquifer seepage in an alluvial aquifer: an improved losing-stream package for MODFLOW. *Journal of Hydrology* 264, pp. 69-86.
- Ostfeld A., Muzaffar E., Lansey K.E., 1999, Analytical ground-water flow solutions for channel-aquifer interaction. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 125, no.4., pp. 196-202.
- Panday S., Huyakorn P.S., 2004, A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. *Advances in Water Resources* 27, pp. 361-382.

- Peterson D.M., Wilson J.L., 1988, Variably saturated flow between streams and aquifers. Technical Completion Report 233, New Mexico Water Resources Research Institute, Socorro, p. 281.
- Pinder G.F., Bredehoeft J.D., Cooper H.H. Jr., 1969, Determination of aquifer diffusivity from aquifer response to fluctuations in river stage. *Water Resources Research* 5, no. 4, pp. 850-855.
- Prudic D., 1989, Documentation of a computer program to simulate stream-aquifer relations using a modular, finite-difference, ground-water flow model. USGS Open-File Report 88-729, p.120.
- Putarich Dr. Ivánszky Veronika, 2006, Hidrológia. VERZAL, Újvidék, p. 299.
- Ray C., Schubert J., Melin G., Linsky B.R., 2003, Riverbank filtration, improving source-water quality. Kluwer Academic Publishers, London, p. 15.
- Ray C., 2011, Riverbank Filtration Concepts and Applicability to Desert Environments. Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Water Security in Desert Countries, NATO SPS Series C: Environmental Security, Springer, p. 5.
- Rowe P.P., 1960, An equation for estimating transmissibility and coefficient of storage from river-level fluctuations. *Journal of Geophysical Research* 65, no. 10, pp. 3419-3424.
- Rónai A., 1985, *Geologica Hungarica. Az Alföld negyedidőszaki földtana.* Magyar Állami Földtani Intézet, Műszaki Könyvkiadó, Budapest. p. 446.
- Rónai A., 1987, *Az Alföld földtani atlasza – Hajdúnánás.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Rózsa A., 2000, Beszivárgási vizsgálatok a Szentendrei-Duna medrében. *Hidrológiai Közlöny* 2000. évf., 2. szám.
- Rushton K.R., Tomlinson L.M., 1979, Possible mechanisms for leakage between aquifers and rivers. *Journal of Hydrology* 40, pp. 49–65.
- Sahuquillo A., 1986, Quantitative characterization of the interaction between groundwater and surface water. *International Association of Hydrological Sciences, Publication* 156, pp. 3-16.
- Schmidt C., Bayer-Raich M., Schirmer M., 2006, Characterization of spatial heterogeneity of groundwater-stream water interactions using multiple depth streambed temperature measurements at the reach scale. *Hydrology and Earth System Sciences* 10, pp. 849 – 859.
- Schmidt C., Musolff A., Trauth N., Vieweg M., Fleckenstein J. H., 2012, Transient analysis of fluctuations of electrical conductivity as tracer in the stream bed. *Hydrology and Earth System Sciences* 16, pp. 3689–3697.
- Schornberg C., Schmidt C., Kalbus E., Fleckenstein J.H., 2010, Simulating the effects of geologic heterogeneity and transient boundary conditions on streambed temperatures—implications for temperature-based waterflux calculations. *Advances in Water Resources* 33, pp. 1309-1319.
- Schubert J., 2006, Significance of Hydrologic Aspects on RBF, Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Riverbank Filtration Hydrology. NATO ASI Series IV: Earth and Environmental Sciences 60, p. 21.
- Serrano S. E., Workman S.R., 1998, Modeling transient stream/aquifer interaction with the non-linear Boussinesq equation and its analytical solution. *Journal of Hydrology* 206, pp. 245-255.
- Serrano S.E., 2003, Modelling groundwater flow under transient nonlinear free surface. *Journal of Hydrologic Engineering* 8(3), pp. 123-132.
- Singh K.P., 1968, Some factors affecting baseflow. *Water Resources Research* 4, no. 5, pp. 985–999.
- Singh S.K., 2004, Aquifer response to sinusoidal or arbitrary stage of semipervious stream. *Journal of Hydraulic Engineering* 130(11), pp. 1108-1118.
- Shestakov V. M., 1965, *Theoretical Foundations of Evaluation of Afflux and Drainage.* Moscow, USSR: Moscow State University Press (in Russian)
- Sophocleous M.A., Townsend M.A., Vogler L.D., McClain T.J., Marks E.T., Coble G.R., 1988, Experimental studies in stream-aquifer interaction along the Arkansas River in central Kansas - Field testing and analysis. *Journal of Hydrology* 98, pp. 249-273.
- Sophocleous M.A., Koussis A., Martin J.L., Perkins S.P., 1995, Evaluation of simplified stream-aquifer depletion models for water rights administration. *Ground Water* 33, no. 4., pp. 579-588.

- Sophocleous M., 2002, Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal* 10, pp. 52-67.
- Spalding C.P., Khaleel R., 1991, An evaluation of analytical solutions to estimate drawdowns and stream depletions by wells. *Water Resources Research* 27, no. 4., pp. 597–609.
- Spanoudaki K., Nanou-G. A., Paschalinos Y., Memos C.D., Stamou A.I., 2010, Analytical solutions to the stream-aquifer interaction problem: A critical review. *Global NEST Journal* 12, no. 2., pp. 126-139.
- Stallman R.W., 1962, Channel methods line sink or line source (constant head, nonsteady state, no recharge). *in* Ferris, J.G., Knowles, D.B., Brown, R.H., Stallman, R.W., *Theory of aquifer tests*. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1536-E, pp. 126-131.
- Stephens D.B., 1996, *Vadose zone hydrology*. CRC Press–Lewis Publishers, p. 347.
- Streltsova T.D., 1975, Unsteady unconfined flow into a surface reservoir. *Journal of Hydrology* 27, pp. 95-110.
- Swain E.D., Wexler E.J., 1993, A coupled surface-water and ground-water flow model for simulation of stream-aquifer interaction. USGS Open-file report 92-138., pp. 92–138.
- Swain E.D., Howie B., Dixon J., 1996, Description and field analysis of a coupled groundwater/ surface-water flow model (MODFLOW/ BRANCH) with modifications for structures and wetlands in southern Dade County, Florida. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 96-4118, p. 67.
- Szűcs P., Tóth A., Zákányi B., Madarász T., 2006, Inverziós módszerek a hidrogeológiában. *MAGYAR GEO-FIZIKA* 47:(4) pp. 169-172.
- Szűcs P., Tóth A., A new geostatistical concept in hydrogeological calibration. *microCAD 2005 International Scientific Conference*. Miskolc, Miskolci Egyetem Innovációs és Technológia Transzfer Centrum, pp. 65-70. ISBN:963-661-646-9.
- Szűcs P., Civan F., Tóth A., 2005, Application of Geostatistics in Calibration of Groundwater Modeling. *Managing Matured Fields and Wells, Progress in Oilfield Chemistry* 6., 306 p. Budapest: Akadémiai Kiadó, pp. 195-209.
- Theis C.V., 1941, The effect of a well on the flow of a nearby stream. *Transactions American Geophysical Union* 22, no. 3., pp. 734–738.
- Todd D.K., 1980, *Groundwater Hydrogeology*. Wiley, New York, p. 535.
- Tóth A., Szűcs P., 2006, Parametric vs nonparametric statistics in case of environmental data analysis. *microCAD 2006, Environmental Protection – Waste Management, International Scientific Conference*, Miskolc, pp. 135-140.
- Tóth A., 2005a, Spatial characterization of contaminant plumes. *5th International Conference of PhD Students: University of Miskolc*, pp. 211-216. ISBN:963 661 678 7.
- Tóth A., 2005b, Using statistical tools for environmental decision making at contaminated sites. *microCAD 2005: University of Miskolc*, pp. 77-82. ISBN:963 661 646 9.
- Toth J., 1962, A theory of groundwater motion in small drainage basins in Central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research* 67, pp. 4375–4388.
- Toth J., 1963, A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 68, pp. 4795–4812.
- Toth J., 1970, A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. *Journal of Hydrology* 10, pp. 164–176.
- Townley L.R., 1995, The response of aquifers to periodic forcing. *Advances in Water Resources* 18, no.3., pp. 125-146.
- Turai E., Kolencsikné Tóth A., Kovács B., Madarász T., Szűcs P., 2014, A talajszennyezési csóvák kimutatásának új módszere az IP adatok TAU-transzformációjának alkalmazásával: New method for detection of soil contamination tails using TAU-transformation of IP data. *X. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia*, Kolozsvár, Románia, Ábel Kiadó, pp. 101-105.
- Van de Giesen N.C., Parlange J.-Y., Steenhuis T.S., 1994, Transient flow to open drains comparison of linearized solutions with and without the Dupuit assumption. *Water Resources Research* 30, no. 11, pp. 3033-3039.

VanderKwaak J.E., Loague K., 2001, Hydrologic-response simulations for the R-5 catchment with a comprehensive physics-based model. *Water Resources Research* 37, no.4., pp. 999–1013.

Varga B., 2014, Felszíni és felszín alatti vizek kölcsönhatása Tiszadob térségében. Szakdolgozat, Miskolc, p. 55.

Vasilyev S.V., Verigin N. N., Razumov G. A., Sherzhukov B. S., 1975, Losses from Surface Water Reservoirs, Moscow, Kolos Press (in Russian).

Vasiliev O. F., 1987, System modelling of the interaction between surface and ground waters in problems. *Hydrological Sciences Journal* 32(3), pp. 297-311.

Venetis C., 1970, Finite aquifers characteristic responses and applications. *Journal of Hydrology* 12, pp. 53-62.

Viczián I., 2009, Az ember környezetformáló tevékenységének történeti változásai a Komárom-Esztergomi-síkság és a Nyugati-Gerecse területén. Doktori értekezés, Pécs, p.

Vízrajzi Évkönyv 1993–2006 Kötetei. Budapest.

Vogt T., Hoehn E., Schneider P., Freund A., Schirmer M., Cirpka O.A., 2010a, Fluctuations of electrical conductivity as a natural tracer for bank filtration in a losing stream. *Advances in Water Resources* 33, pp. 1296-1308.

Vogt T., Schneider P., Hahn-Woernle L., Cirpka O.A., 2010b, Estimation of seepage rates in a losing stream by means of fiber-optic high-resolution vertical temperature profiling. *Journal of Hydrology* 380, pp. 154–164.

Völgyesi I., 1992, Folyók mederellenállásának meghatározása próbaszivattyúzással. MHT vándorgyűlés, Szeged, pp. 227-237.

Völgyesi I., 2005, Mennyit termelhetünk a felszín alatti vízkészletekből?. *Hidrológiai Közlöny*, 5. szám pp. 20–24.

Winter T.C., Harvey J.W., Franke O.L., Alley W.M., 1998, Ground water and surface water, a single resource. *US Geological Survey Circular* 1139, p. 79.

Woessner W.W., 2000, Stream and fluvial plain groundwater interactions: rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water* 38, no. 3., pp. 423–429

Workman S.R., Serrano S.E., and Liberty K., 1997, Development and application of an analytical model of stream/aquifer interaction. *Journal of Hydrology* 200, pp. 149-163.

Yamagata K., Butts M. B., Grooss J., Clausen T. H., 2012, OpenMI coupling of FEFLOW and MIKE SHE. *Engineers Australia* 52, HWRS, pp. 52-59.

Zaslavsky D., 1964, Saturated and unsaturated flow in unstable porous medium. *Soil Science* 98, no.5., pp. 317–321.

Zhang W.Z., 1992, Transient groundwater flow in an aquifer-aquitard system in response to water level changes in rivers or canals. *Journal of Hydrology* 133, pp. 233-257.

Zlotnik V. A., Kalinin M., Usenko V. Cherepansky M., 1985, Forecasting Groundwater Use Influence on the Hydrogeological Environment. Minsk, USSR, Nauka i Technika Press (in Russian).

Zlotnik V.A., Huang H., 1999, Effect of Shallow Penetration and Streambed Sediments on Aquifer Response to Stream Stage Fluctuations (Analytical Model). *Ground Water* 37, no.4., pp. 599–605.

Zuber A., 1970, Method for determining leakage velocities through the bottom of reservoirs. *Isotope hydrology, IAEA. Proceedings of a symposium Vienna*, pp. 761-771.

123/1997 (VII. 18.) Korm. rendelet a vízbázisok, a távlati vízbázisok, valamint az ivóvízellátást szolgáló vízellátási létesítmények védelméről

Internetes források:

[1] [www.hydroinfo.hu](http://www.hydroinfo.hu)

[2] [www.vizadat.hu](http://www.vizadat.hu)

[3] [www.vizugy.hu](http://www.vizugy.hu)

[4] [www.mfgi.hu](http://www.mfgi.hu)

## **FÜGGELÉK**

## 1.SZ. MELLÉKLET

### A felszín alatti vízáramlás differenciálegyenleteinek áttekintése

A felszín alatti vízáramlási egyenleteket a Darcy-törvény és a folytonossági egyenlet kombinálásából vezethetjük le.

#### Használt jelölések:

b - vízáradó vastagsága [L]

b' - vízzel telített rétegvastagság [L]

M – kolmatált zóna vastagsága [L]

h - hidraulikus emelkedési magasság [L]

h<sub>0</sub> - kezdeti potenciometrikus szint [L],

h<sub>folyó</sub> - folyó vízszintje [L],

q - fajlagos vízhozam [L/T]

v<sub>D</sub> - Darcy-féle sebesség [L/T]

v - áramlási sebesség [L/T]

k – permeabilitás [L<sup>2</sup>]

K - szivárgási tényező [L/T]

K<sub>M</sub> [L/T] és M [L] a szivárgási tényezője és vastagsága a kolmatált zónának.

S - tárolási tényező [-]

S<sub>s</sub> - fajlagos tárolási tényező [1/L]

S<sub>y</sub> - fajlagos vízleadás [-]

T – transzmisszivitás [L<sup>2</sup>/T]

ρ - víz sűrűsége [M/ L<sup>3</sup>]

n – hézagterfogat [-]

I – hidraulikus gradiens [-]

l – hossz [L]

t – idő [T]

W - beszivárgási vagy evapotranszpirációs intenzitás [L/T]

x y z - koordináta irányok [L]

$$\nabla^2 \text{ Laplace operátor: } = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$



Összefüggések:

$$S = b \cdot S_s$$

$$T = b \cdot K$$

## A FOLYTONOSSÁGI EGYENLET

A folytonosság feltétele a hidromechanikában azt jelenti, hogy a folyadéktér bármelyik pontjának környezetében elhatárolt térfogatba belépő folyadék tömegének és az onnét kilépő folyadéktömegnek azonosnak kell lennie [Marton 2009]. Ennek egyenlete [Domenico-Schwartz 1998]:

$$-\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z}\right) = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial(\rho \cdot n)}{\partial t} \quad 1.1$$

Az egyenlet bal oldala azt a víztérfogatot fejezi ki, amely egységnyi keresztmetszeten egységnyi idő alatt áramlik ki, a jobb oldala a folyadék térfogatának időegység alatti megváltozását jelenti [Marton 2009].

## A DARCY-TÖRVÉNY

A Darcy-törvény legegyszerűbb alakja a következőképpen írható fel:

$$v_D = K \cdot I \quad 1.2$$

Ennél általánosabb alakja:

$$q = -K \cdot \text{grad}h = -K \cdot \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad 1.3$$

A mínusz jel azt jelenti, hogy az áramlás a csökkenő vízszint felé történik. Homogén, izotróp közegre, horizontális áramlásra gyakorlatilag visszakapjuk az első formulát.

A Darcy-féle sebességből a tényleges áramlási sebességet a következőképpen kapjuk:

$$v = -\left(\frac{K}{n_0}\right) \cdot \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad 1.4$$

## ÁLTALÁNOS SZIVÁRGÁSI EGYENLETEK

### 1. NYOMÁS ALATTI RENDSZER

#### a. inhomogén, anizotróp közeg

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad 1.5$$

#### b. homogén, anizotróp közeg

$$K_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad 1.6$$

vagy

$$K \cdot \nabla^2 h = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad 1.7$$

c. homogén, izotróp közeg (diffúziós egyenlet)

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 1.8$$

vagy

$$\nabla^2 h = \frac{S_s}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 1.9$$

Abban az esetben, ha a kőzetet homogénnek és izotrópnek tekintjük (vagyis  $K=K_x=K_y=K_z$ ), és a nyomás alatti réteg vastagsága állandó, akkor a fenti egyenlet az alábbiak szerint egyszerűsödhet:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 1.10$$

vagy

$$\nabla^2 h = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 1.11$$

A diffúziós egyenlet felírható a beszivárgás figyelembevételével is, a következő formában [Townley 1995]:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} + \frac{W}{T} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 1.12$$

d. horizontális áramlás, homogén, izotróp közegben állandó vastagsággal

Ha az áramlás horizontális,  $\frac{\partial h}{\partial z} = 0$ , azaz vertikálisan a hidraulikus emelkedési magasság nem változik, akkor

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 1.13$$

e. permanens áramlás, homogén, izotróp közegben

Permanens vízmozgás azt jelenti, hogy a vízhozam, a potenciometrikus szint, és a tárolt folyadék mennyiség nem változik időben. Így az egyenlet jobb oldala nullává válik, és az áramlási egyenlet a jól ismert Laplace-egyenletévé egyszerűsödik:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad 1.14$$

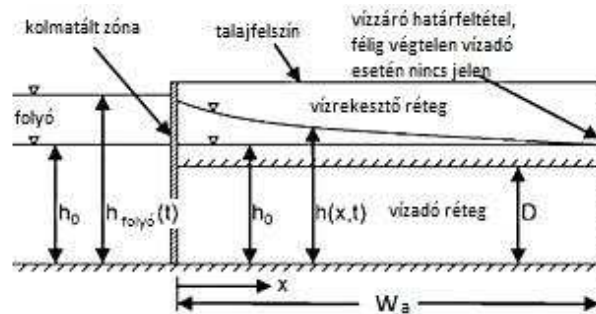
vagy

$$\nabla^2 h = 0 \quad 1.15$$

f. a folyó, mint határfeltétel

A leggyakrabban alkalmazott analitikus megoldások **nyomás alatti vízádot teljesen harántoló folyóval tételeznek fel, egydimenziós, horizontális talajvízáramlással**. Ekkor a kapcsolat számszerűsítésére a diffúziós egyenletből (1.10) indulnak ki. A megoldásokban

feltételezett kapcsolatot sematikusan az 1/1. ábrán mutatom be. Horizontális, félig végtelen vagy véges szélességű, homogén, izotróp vízadó csatlakozik egyik határán egy teljesen harántoló típusú folyóhoz kolmatált zóna megléte mellett, vagy megléte nélkül. A vízadónak állandó a vastagsága és vízzáró a fekjüje.



1/1. ábra: Folyó-nyomás alatti vízadó kölcsönhatás sematikus ábrája [forrás: Spanoudaki et al. 2010]

A vízáramlás egydimenziós horizontális irányú az  $x$  irányban, így leírható a diffúziós egyenlettel:

$$\frac{\partial^2 h(x, t)}{\partial x^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h(x, t)}{\partial t} \quad 1.16$$

1. határfeltétel:

$$h(x, 0) = h_0 \quad 1.17$$

2. határfeltétel, kolmatált zóna nélkül:

$$h(0, t) = h_{\text{folyó}}(t) \quad 1.18$$

vagy kolmatált zónával:

$$\frac{\partial h(0, t)}{\partial x} = \frac{1}{a} [h(0, t) - h_{\text{folyó}}(t)] \quad 1.19$$

3 határfeltétel, félig végtelen vízadóra:

$$\lim_{x \rightarrow \infty} h(x, t) = h_0 \quad 1.20$$

vagy véges kiterjedésű vízadóra:

$$\frac{\partial h(W_a, t)}{\partial x} = 0 \quad 1.21$$

ahol  $a$  - a retardációs együttható [L], amelyet Hantush (1965) vezetett be:

$$a = \frac{K_M \cdot M}{K} \quad 1.22$$

A retardációs együttható a meder okozta áramlással szembeni ellenállást írja le. Ez az ellenállás úgy értelmezhető, mint olyan szélessége a vízadónak (tárolás nélkül), ami egy ugyanakkora vízszint-esést eredményezne, mint amit a kolmatált folyómeder okoz.

## 2. NYÍLTÜKRŰ RENDSZER

### a. inhomogén, anizotróp közeg

Nyíltükrű vízáradó vizsgálata esetében az általános szivárgási egyenletnek más típusú alakja lesz, hiszen az esetleges vízszint (h) változások során változik a telített zóna vastagsága. Ebben az esetben az általános szivárgási egyenlet alakja a következő [Marton 2009]:

$$S_y \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z h \frac{\partial h}{\partial z} \right) \quad 1.23$$

### b. homogén, izotróp közeg

Abban az esetben, ha a nyíltükrű rendszert homogénnek és izotrópnek tekintjük (vagyis  $K=K_x=K_y=K_z$ ), akkor a fenti kifejezés a következő alakot veszi fel:

$$\frac{S_y}{K} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( h \frac{\partial h}{\partial z} \right) \quad 1.24$$

### c. a Dupuit feltétel nyíltükrű áramlásra

Amennyiben az áramlás vertikális komponense elhanyagolhatóan kicsi, a Dupuit-féle feltételezés használható az egyenlet megoldásának egyszerűsítésére. Ezek a feltételezések az alábbiak [Domenico-Schwartz 1998]:

1. az áramlás horizontális bármely vertikális profil mentén
2. a Darcy sebesség állandó, így  $q_x$  állandó a  $z_f$  irány mentén (lásd 1/2. ábra), és  $z_f$  x függvénye.
3. a Darcy sebesség kifejezhető úgy, mint:

$$q = -K \frac{\partial h}{\partial x} \quad 1.25$$

a

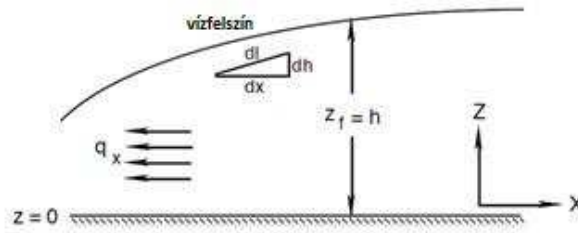
$$q = -K \frac{\partial h}{\partial l} \quad 1.26$$

helyett, ami megengedhető kis vízszintesésekre.

4. a talajvíz hidrosztatikus nyomású.
5. a vízáradó réteg fekéje vízszintes, a nyomómagasságot a fekütől lehet számítani, így  $h = b'$ , és ekkor:

$$Q = -Kh \frac{dh}{dx} \quad 1.27$$

ahol h a potenciometrikus szint és a telített rétegvastagság is egyben.



1/2. ábra: A nyílttükrű áramlás Dupuit feltételei

d. Homogén, izotróp közeg, Dupuit feltételek mellett

A nemlineáris, kétdimenziós egyenlet:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( h \frac{\partial h}{\partial y} \right) = \frac{S_y}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 1.28$$

, ami a Boussinesq-egyenlet.

Azzal a feltétellel, hogy a nyomómagasság változásának mértéke kicsi a nyomómagassághoz képest, a linearizált egyenlet a következő:

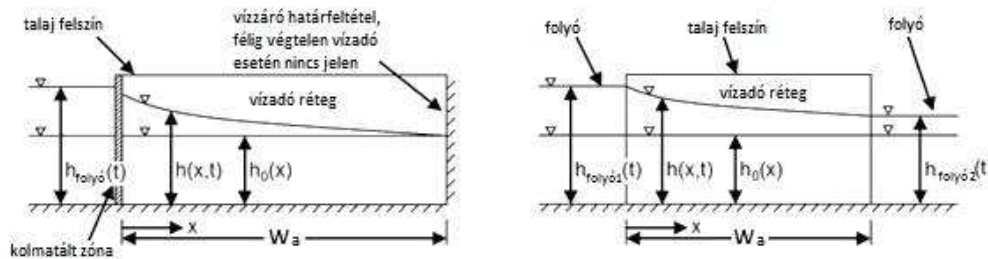
$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S_y}{b \cdot K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 1.29$$

e. Homogén, izotróp közeg felszíni beszivárgással

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{W}{K} = \frac{S_y}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad 1.30$$

f. A folyó, mint határfeltétel

Nyílttükrű vízádo esetében egyik megközelítés 1D-s horizontális áramlást feltételezése a homogén, izotróp vízádoban. A vízádo lehet félig végtelen vagy véges szélességű, egyik szélén peremként egy teljesen harántoló folyóval, amely vagy rendelkezik kolmatált zónával, vagy nem. A vízádo másik szélén vagy egy vízzáró határfeltétel vagy szintén folyó típusú perem szerepel. Sematikus ábrázolásuk az 1/3. ábrán látható.



1/3. ábra: Folyó-nyílttükrű vízádo kölcsönhatás sematikus ábrái [forrás: Spanoudaki et al. 2010]

Ezekre az esetekre az egydimenziós Boussinesq-egyenletet kapjuk:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( h(x, t) \frac{\partial h(x, t)}{\partial x} \right) + \frac{W(x, t)}{K} = \frac{S_y}{K} \frac{\partial h(x, t)}{\partial t} \quad 1.31$$

Serrano-Workman (1998) például a dekompozíció módszerét használták a nemlineáris Boussinesq-egyenlet analitikai megoldására az 1/3b. ábra esetére. A többi szakirodalomban a következő linearizált formák egyikét oldották meg [Spanoudaki et al. 2010]:

$$\frac{\partial^2 h(x, t)}{\partial x^2} + \frac{W(x, t)}{\bar{T}} = \frac{S_y}{\bar{T}} \frac{\partial h(x, t)}{\partial t} \quad 1.32$$

$$\frac{\partial^2 h^2(x, t)}{\partial x^2} + \frac{2W(x, t)}{K} = \frac{S_y}{\bar{T}} \frac{\partial h^2(x, t)}{\partial t} \quad 1.33$$

ahol  $\bar{T}$  jelenti a transzmisszivitás átlagértékét.



## 2.SZ. MELLÉKLET

### A véges differenciák módszerének alapegyenlete

A véges differenciák módszerének alapegyenletét egy cellára felírható vízmérlegből vezethetjük le.

#### Használt jelölések:

$h_i$  ( $i=0, \dots, 4$ ) - hidraulikus emelkedési magasság a vizsgált ( $i=0$ ) és a szomszédos elemekben [L]

$t$  - idő [T]

$x, y$  - helyi koordináta irányok [L]

$\Delta x, \Delta y$  - elem méretei [L]

$T_{i0}$  - a vizsgált és a szomszédos elem transzmisszivitásai alapján számított mértékadó transzmisszivitás [ $L^2/T$ ]

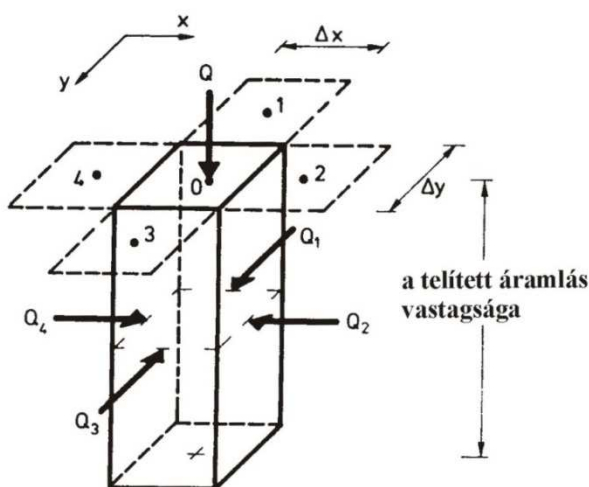
$S$  - tárolási tényező [-]

$Q_i$  - a szomszédos elemek felől a vizsgált elem felé szivárgó hozam [ $L^3/T$ ]

Egy véges differencia elem vízmérlege a Darcy-törvényt felhasználva a következőképpen írható fel [Kovács,2004]:

$$\Delta x \cdot T_{10} \frac{h_1(t_i) - h_0(t_i)}{\Delta y} + \Delta y \cdot T_{20} \frac{h_2(t_i) - h_0(t_i)}{\Delta x} + \Delta x \cdot T_{30} \frac{h_3(t_i) - h_0(t_i)}{\Delta y} + \Delta y \cdot T_{40} \frac{h_4(t_i) - h_0(t_i)}{\Delta x} = \frac{(h_0(t + \Delta t) - h_0(t)) \cdot S \cdot \Delta x \Delta y}{\Delta t}$$

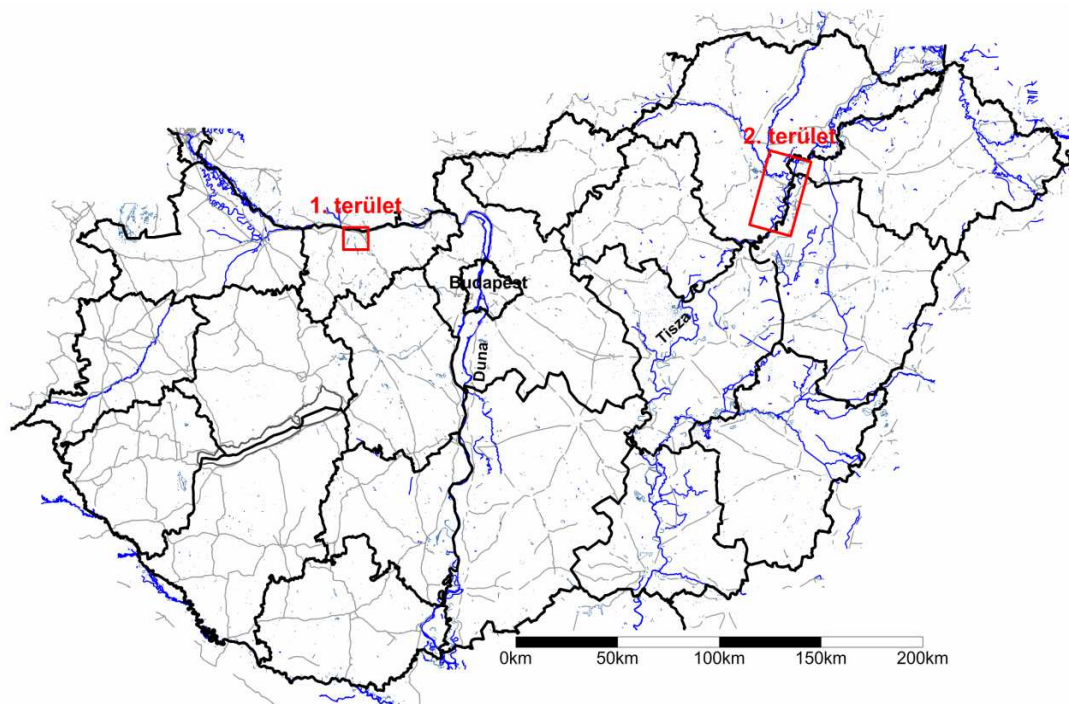
Ahol jobb oldalon a vizsgált elem vízhozamának megváltozása, bal oldalon a vízhozam megváltozása miatti nyomásszint változás látható. A vizsgált elem a 2/1. ábrán látható.



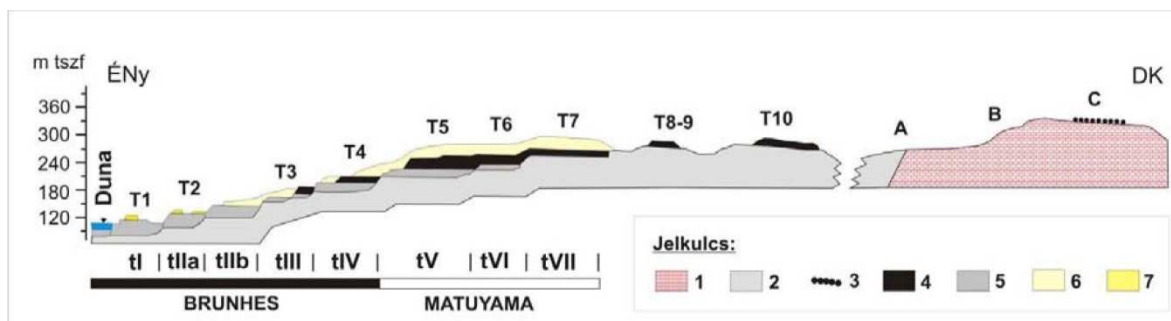
2/1. 1. ábra: A véges differencia módszer vizsgált eleme [Kovács 2004]

### 3.SZ. MELLÉKLET

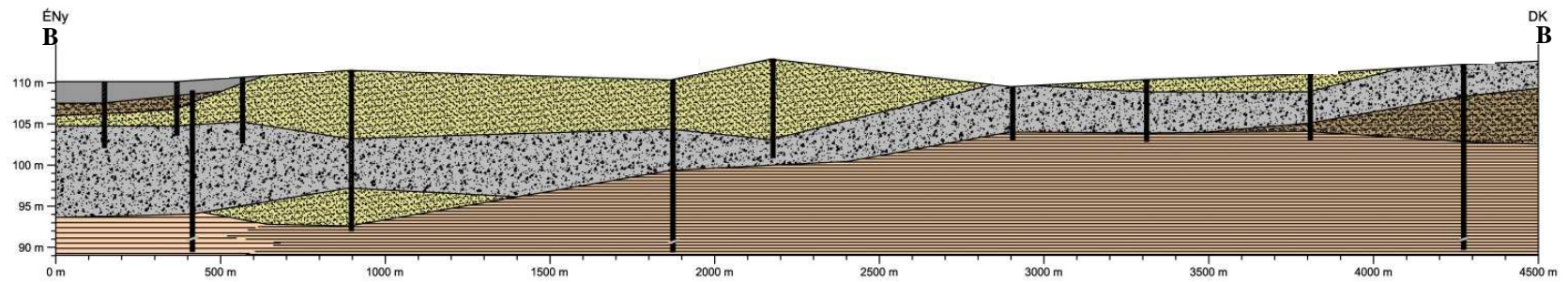
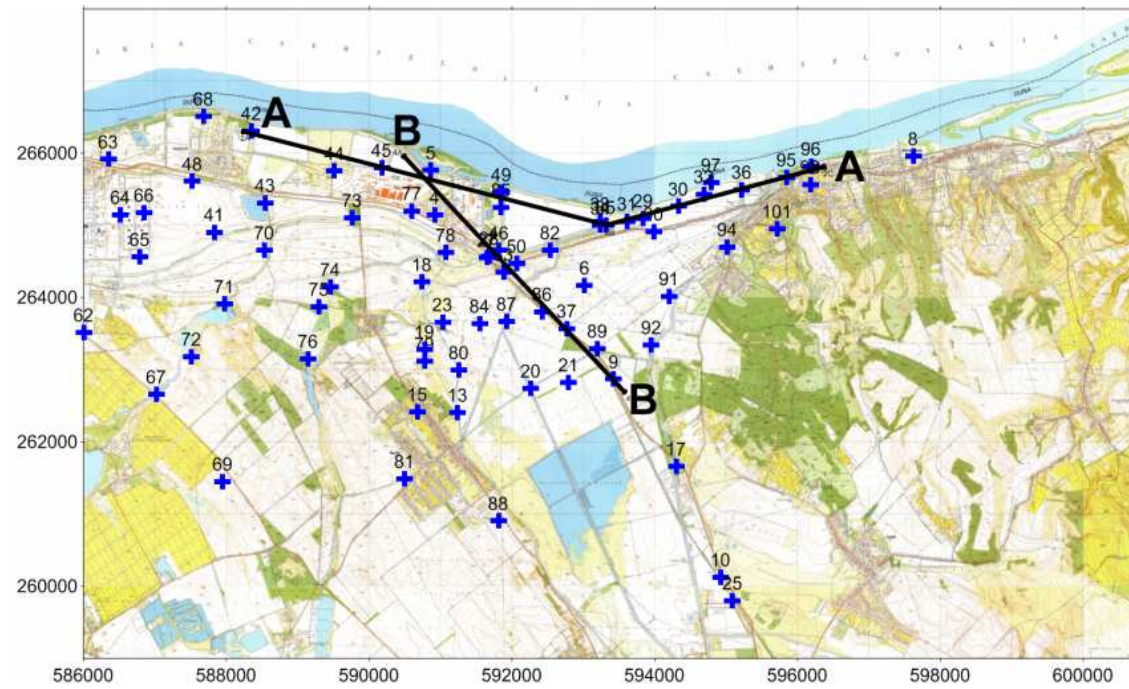
#### A vizsgált területek



3/1. ábra: A vizsgált területek elhelyezkedése

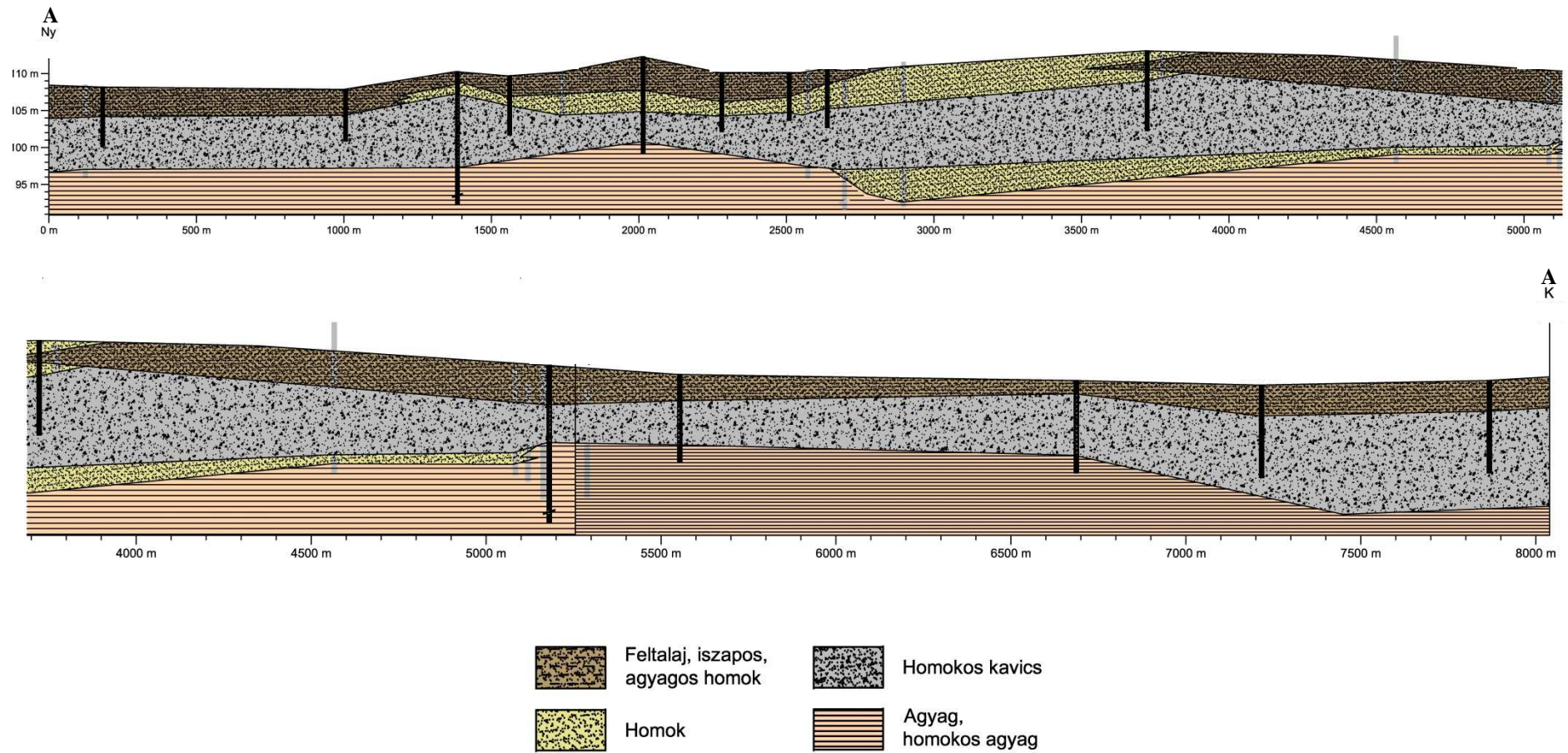


3/2. ábra: Geomorfológiai szintek és a földtani képződmények vázlata Neszmély és Dunaszentmiklós szelvényében [Kele 2009] 1. triász mészkő, 2. felső-miocén (pannóniai) homok és agyag, 3. oligocén-miocén szárazföldi kavics, 4. édesvízi mészkő (felső miocén-kvarter), 5. kvarter alluivális homok és kavics, 6. lösz és lejtőüledék, 7. eolikus homok

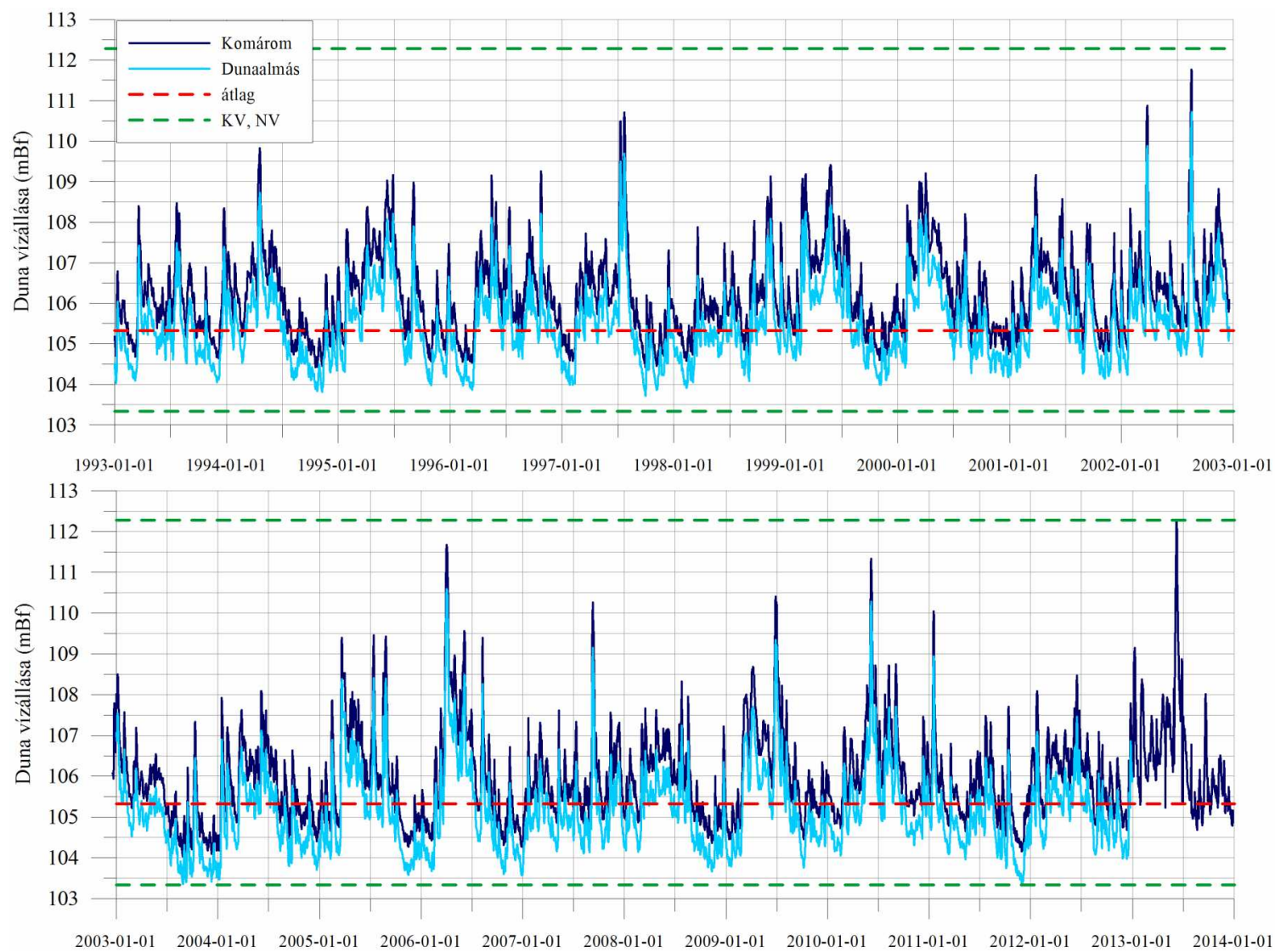


3/3. ábra: A vizsgált területre eső sekélyföldtani szelvények [K.Tóth et al. 2015]

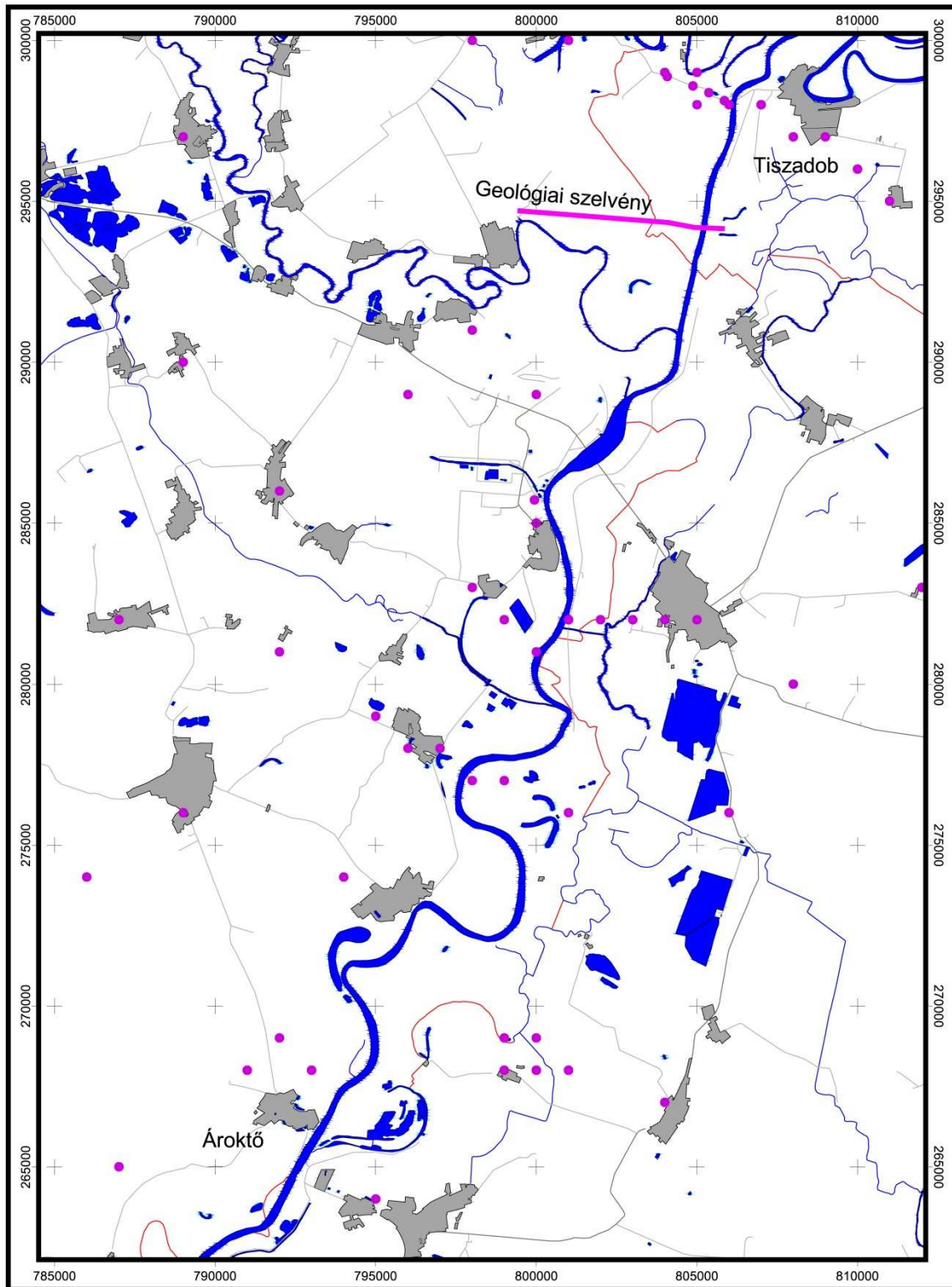




3/3. ábra folyt.: A vizsgált területre eső sekélyföldtani szelvények [K.Tóth et al. 2015]

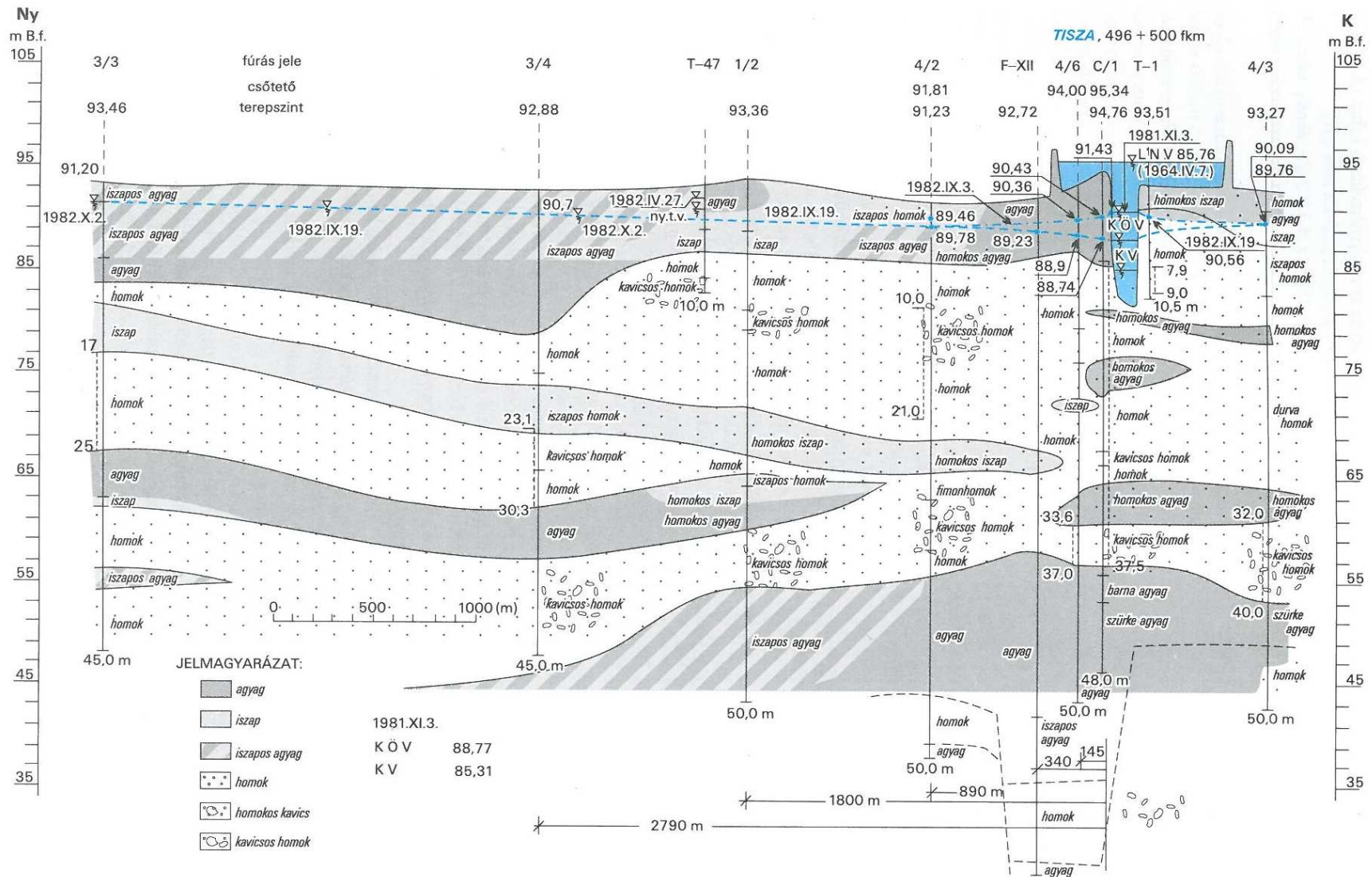


3/4. ábra: A Duna vízállása a komáromi és dunaalmási vízmércéken a jellemző vízállásokkal az 1993-2013 közötti időszakban

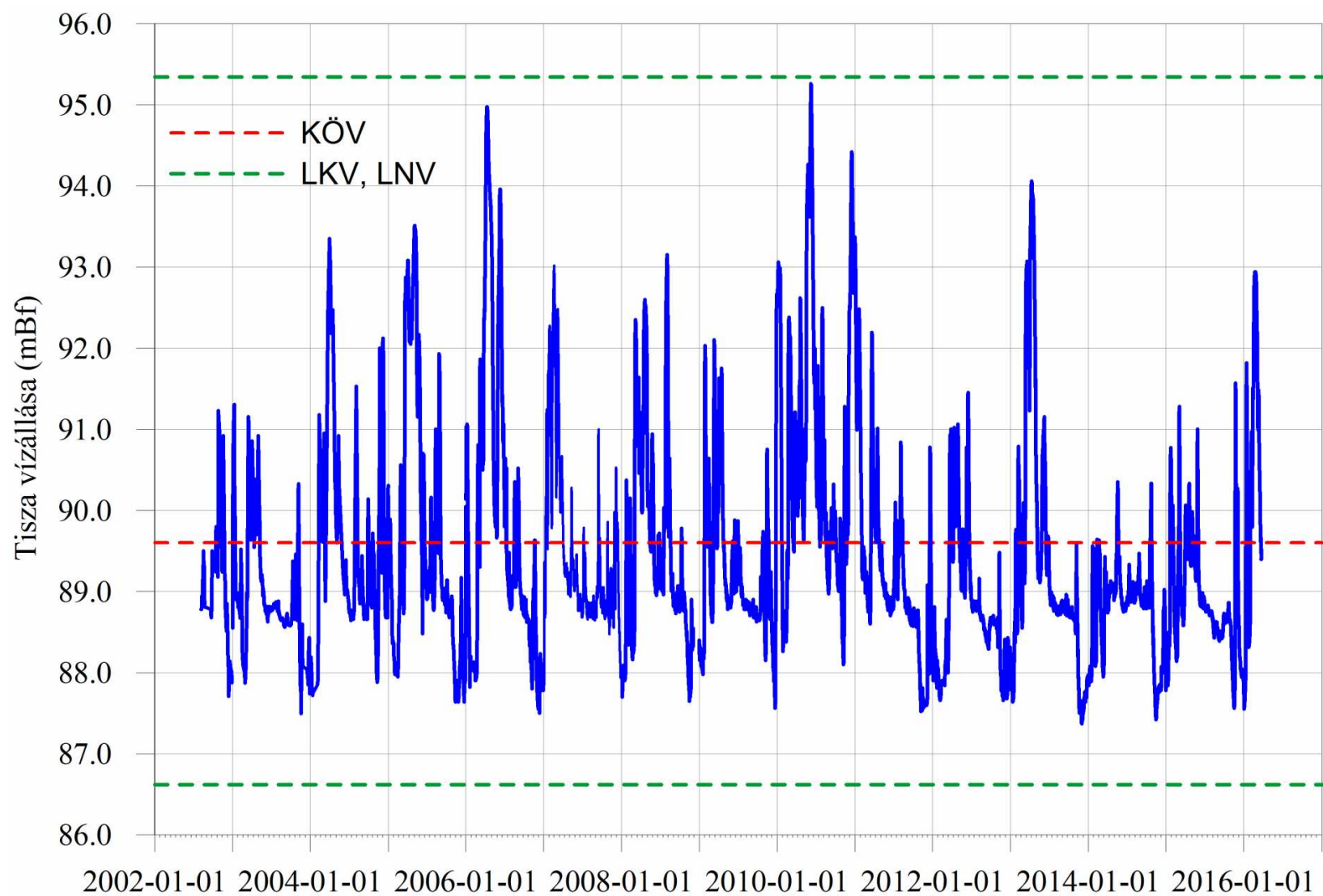


3/5. ábra: A Tisza menti vizsgálati terület a talajvizet törzshálózati kutakkal (lila pont) és a geológiai szelvény helyének feltüntetésével





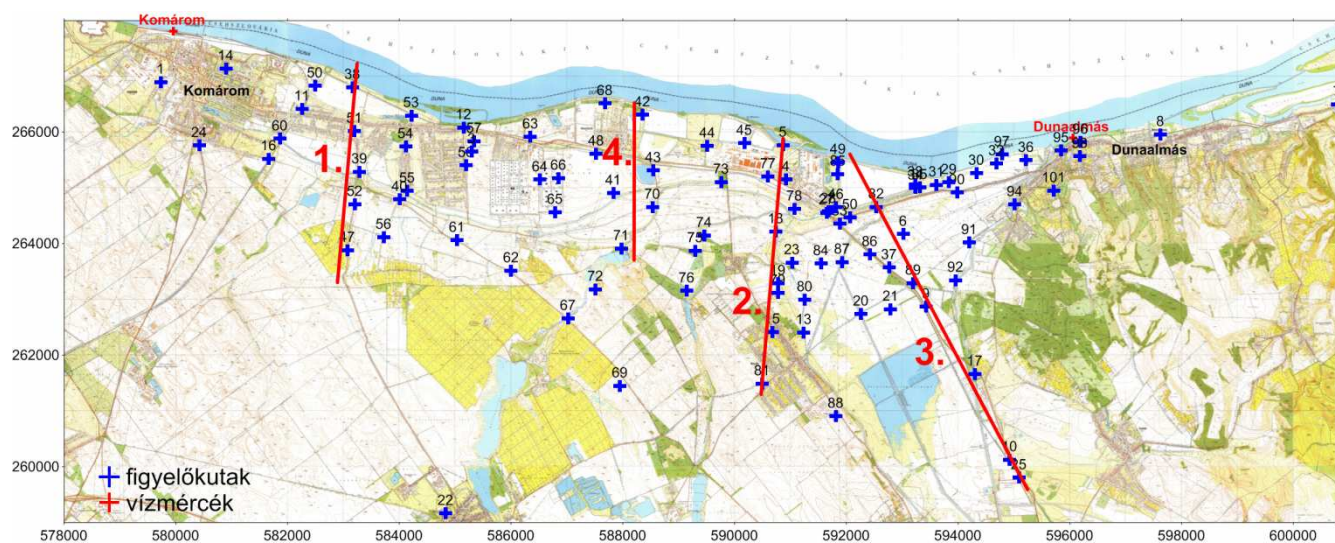
3/6. ábra: a Tiszára merőleges geológiai szelvény [Léczfalvy 2004, 296.o.]



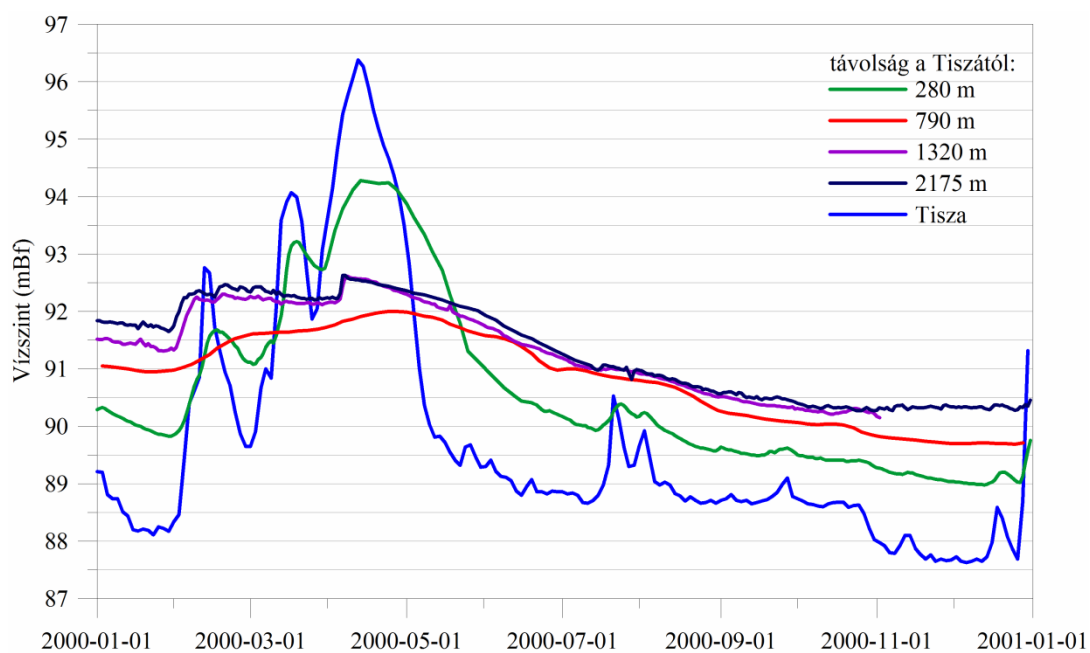
3/7. ábra: A Tisza vízállása a tiszapalkonyai vízmércén a jellemző vízállásokkal a 2002-2016 közötti időszakban

## 4.SZ. MELLÉKLET

### 4.1.1 fejezet további ábrái



4/1. ábra: A vizsgálati szelvények nyomvonala az 1. területen



4/2. ábra: Tisza és sekély figyelőkutak vízszint idősorai a tiszadobi szelvény mentén  
[forrás: Varga 2014]

## 5.SZ. MELLÉKLET

### **A 4.1 és 4.2. fejezetekben alkalmazott sematikus numerikus modell felépítése és paramétere**

#### **Az I. modell felépítése**

- területi kiterjedés
  - o horizontálisan 3000 m,
  - o laterálisan 200 m,
  - o vertikálisan 5 m.
- cellaszám:  $k = 1, i = 10, j = 150$
- cellaméret: 20x20 m egyenközü
- homogén, izotróp közeg,
- peremfeltételek:
  - o Ny-i határ: GHB
  - o K-i határ: RIV
  - o É,D- i határok vízzáróak
- rétegtípus: confined/unconfined

#### **Az I. modell paramétere:**

- Állandó paraméterek:
  - o GHB vezetőképesség:  $20 \text{ m}^2/\text{nap}$
  - o  $n_0$ , Effektív porozitás: 0.15
  - o  $S_s$ , Fajlagos tárolási tényező:  $1 \cdot 10^{-4} \text{ 1/m}$
  - o  $S_y$ , Fajlagos hozam: 0.15
  - o minimum medertelítettség: 1.5 m
- Változó paraméterek:
  - o CRIV, meder-vezetőképesség ( $\text{m}^2/\text{nap}$ )
  - o  $k_h$ , horizontális szivárgási tényező ( $\text{m}/\text{nap}$ )
  - o Folyó vízszintje (mBf)

#### **1. Az árhullám-kép változása: I. modell „A” paraméterezés:**

- o  $\text{CRIV} = 40 \text{ m}^2/\text{nap}$
- o  $k_h = 5 \text{ m}/\text{nap}$
- o Folyó vízszintje (mBf): lásd az 1-3. táblázatokban

Dátum (hó.nap)	Duna vízállás 1993 (mBf)	Dátum (hó.nap)	Duna vízállás 2002 (mBf)	Dátum (hó.nap) folyt.	Duna vízállás 2002 (mBf)	Dátum (hó.nap)	Duna vízállás 2006 (mBf)	Dátum (hó.nap) folyt.	Duna vízállás 2006 (mBf)
3. 11.	104.21	7. 30.	104.96	8. 28.	105.71	3. 9.	104.51	4. 7.	109.68
3. 12.	104.28	7. 31.	104.74	8. 29.	105.74	3. 10.	104.67	4. 8.	109.32
3. 13.	104.32	8. 1.	104.82	8. 30.	105.76	3. 11.	105.78	4. 9.	108.75
3. 14.	104.33	8. 2.	104.87	8. 31.	105.54	3. 12.	106.43	4. 10.	108.10
3. 15.	104.46	8. 3.	104.99	9. 1.	105.40	3. 13.	106.64	4. 11.	107.62
3. 16.	104.72	8. 4.	105.30	9. 2.	105.32	3. 14.	106.50	4. 12.	107.54
3. 17.	105.11	8. 5.	105.14	9. 3.	105.72	3. 15.	106.00	4. 13.	107.57
3. 18.	105.66	8. 6.	105.05	9. 4.	105.74	3. 16.	105.57	4. 14.	107.39
3. 19.	106.65	8. 7.	105.17	9. 5.	105.75	3. 17.	105.26	4. 15.	107.30
3. 20.	107.33	8. 8.	106.60	9. 6.	105.42	3. 18.	105.16	4. 16.	107.24
3. 21.	107.42	8. 9.	107.62	9. 7.	105.40	3. 19.	105.06	4. 17.	107.33
3. 22.	107.03	8. 10.	108.23	9. 8.	105.37	3. 20.	105.00	4. 18.	107.45
3. 23.	106.67	8. 11.	108.11	9. 9.	105.18	3. 21.	104.83	4. 19.	107.53
3. 24.	106.56	8. 12.	107.22	9. 10.	104.99	3. 22.	105.07	4. 20.	107.50
3. 25.	106.64	8. 13.	107.64	9. 11.	104.96	3. 23.	105.56	4. 21.	107.29
3. 26.	106.52	8. 14.	108.44	9. 12.	105.12	3. 24.	105.92	4. 22.	107.12
3. 27.	106.37	8. 15.	109.17	9. 13.	105.18	3. 25.	106.01	4. 23.	106.98
3. 28.	106.08	8. 16.	109.99	9. 14.	105.09	3. 26.	106.05	4. 24.	106.94
3. 29.	105.82	8. 17.	110.66			3. 27.	106.83	4. 25.	106.94
3. 30.	105.59	8. 18.	110.72			3. 28.	107.81	4. 26.	106.84
3. 31.	105.40	8. 19.	110.12			3. 29.	108.39		
4. 1.	105.34	8. 20.	109.16			3. 30.	108.97		
4. 2.	105.30	8. 21.	107.81			3. 31.	109.61		
4. 3.	105.33	8. 22.	106.95			4. 1.	110.14		
4. 4.	105.32	8. 23.	106.81			4. 2.	110.42		
4. 5.	105.26	8. 24.	106.68			4. 3.	110.59		
4. 6.	105.24	8. 25.	106.30			4. 4.	110.55		
4. 7.	105.29	8. 26.	105.87			4. 5.	110.37		
4. 8.	105.45	8. 27.	105.82			4. 6.	110.07		

1. táblázat: Duna árhullámok (Dunaalmás)

Dátum (hó.nap)	Tisza vízállás 2000 (mBf)	Dátum (hó.nap) folyt.	Tisza vízállás 2000 (mBf)	Dátum (hó.nap) folyt.	Tisza vízállás 2000 (mBf)	Dátum (hó.nap)	Tisza vízállás 2009 (mBf)	Dátum (hó.nap) folyt.	Tisza vízállás 2009 (mBf)
1. 30.	87.92	3. 7.	90.44	4. 13.	95.34	12. 2.	89.235	1. 8.	93.000
1. 31.	88.05	3. 8.	90.43	4. 14.	95.29	12. 3.	89.123	1. 9.	92.910
2. 1.	88.09	3. 9.	90.31	4. 15.	95.16	12. 4.	88.915	1. 10.	92.860
2. 2.	88.14	3. 10.	90.28	4. 16.	94.99	12. 5.	88.805	1. 11.	92.860
2. 3.	88.44	3. 11.	91.28	4. 17.	94.79	12. 6.	88.684	1. 12.	92.870
2. 4.	88.91	3. 12.	92.39	4. 18.	94.62	12. 7.	88.511	1. 13.	92.920
2. 5.	89.43	3. 13.	92.68	4. 19.	94.46	12. 8.	88.470	1. 14.	92.990
2. 6.	89.86	3. 14.	92.84	4. 20.	94.32	12. 9.	88.430	1. 15.	92.920
2. 7.	90.1	3. 15.	92.96	4. 21.	94.17	12. 10.	88.300	1. 16.	92.730
2. 8.	90.11	3. 16.	93.08	4. 22.	94.05	12. 11.	88.255	1. 17.	92.440
2. 9.	90.07	3. 17.	93.14	4. 23.	93.94	12. 12.	88.210	1. 18.	92.050
2. 10.	90.27	3. 18.	93.16	4. 24.	93.82	12. 13.	88.070	1. 19.	91.490
2. 11.	90.98	3. 19.	93.1	4. 25.	93.72	12. 14.	88.065	1. 20.	90.910
2. 12.	91.92	3. 20.	93.02	4. 26.	93.6	12. 15.	88.160	1. 21.	90.570
2. 13.	92.12	3. 21.	92.82	4. 27.	93.46	12. 16.	87.945	1. 22.	90.180
2. 14.	91.92	3. 22.	92.49	4. 28.	93.3	12. 17.	88.040	1. 23.	89.600
2. 15.	91.66	3. 23.	92.12	4. 29.	93.11	12. 18.	88.000	1. 24.	89.410
2. 16.	91.1	3. 24.	91.66	4. 30.	92.9	12. 19.	87.955	1. 25.	89.070
2. 17.	90.83	3. 25.	91.33	5. 1.	92.63	12. 20.	87.960	1. 26.	88.660
2. 18.	90.69	3. 26.	91.16	5. 2.	92.33	12. 21.	87.700	1. 27.	88.350
2. 19.	90.49	3. 27.	91.37	5. 3.	91.95	12. 22.	87.590	1. 28.	88.410
2. 20.	90.35	3. 28.	91.94	5. 4.	91.51	12. 23.	87.660	1. 29.	88.380
2. 21.	90.31	3. 29.	92.26	5. 5.	91.07	12. 24.	87.905	1. 30.	88.340
2. 22.	90.15	3. 30.	92.5	5. 6.	90.65	12. 25.	88.630	1. 31.	88.380
2. 23.	89.96	3. 31.	92.71	5. 7.	90.28	12. 26.	90.460	2. 1.	88.530
2. 24.	89.75	4. 1.	92.92	5. 8.	90	12. 27.	91.290	2. 2.	88.640



2. 25.	89.57	4. 2.	93.2	5. 9.	89.68	12. 28.	92.310		
2. 26.	89.42	4. 3.	93.51	5. 10.	89.71	12. 29.	92.560		
2. 27.	89.28	4. 4.	93.81	5. 11.	89.67	12. 30.	92.650		
2. 28.	89.23	4. 5.	94.12	5. 12.	89.53	12. 31.	92.665		
2. 29.	89.15	4. 6.	94.37	5. 13.	89.5	1. 1.	92.560		
3. 1.	89.23	4. 7.	94.55	5. 14.	89.53	1. 2.	92.580		
3. 2.	89.29	4. 8.	94.71	5. 15.	89.5	1. 3.	92.700		
3. 3.	89.45	4. 9.	94.86	5. 16.	89.46	1. 4.	92.810		
3. 4.	89.84	4. 10.	95.02	5. 17.	89.31	1. 5.	92.890		
3. 5.	90.14	4. 11.	95.19	5. 18.	89.33	1. 6.	92.990		
3. 6.	90.33	4. 12.	95.31			1. 7.	93.040		

2. táblázat: Tisza árhullámok 1. (Tiszapalkonya)

Dátum (hó.nap)	Tisza vízállás 2010 (mBf)	Dátum (hó.nap) folyt.	Tisza vízállás 2010 (mBf)
5. 4.	89.64	6. 5.	94.51
5. 5.	89.64	6. 6.	94.83
5. 6.	89.73	6. 7.	95.12
5. 7.	89.92	6. 8.	95.25
5. 8.	90.19	6. 9.	95.21
5. 9.	90.48	6. 10.	95.05
5. 10.	90.94	6. 11.	94.85
5. 11.	90.92	6. 12.	94.6
5. 12.	90.77	6. 13.	94.33
5. 13.	90.66	6. 14.	94.05
5. 14.	90.62	6. 15.	93.79
5. 15.	90.62	6. 16.	93.53
5. 16.	90.95	6. 17.	93.26
5. 17.	91.57	6. 18.	92.92
5. 18.	92.93	6. 19.	92.57
5. 19.	93.44	6. 20.	92.25
5. 20.	93.71	6. 21.	91.89
5. 21.	93.86	6. 22.	91.76
5. 22.	93.95	6. 23.	91.58
5. 23.	94.02	6. 24.	91.82
5. 24.	94.11	6. 25.	91.99
5. 25.	94.21	6. 26.	91.99
5. 26.	94.26	6. 27.	91.69

5. 27.	94.24	6. 28.	91.25
5. 28.	94.14	6. 29.	91.46
5. 29.	93.97	6. 30.	91.49
5. 30.	93.87	7. 1.	91.16
5. 31.	93.76	7. 2.	90.68
6. 1.	93.68	7. 3.	90.51
6. 2.	93.63	7. 4.	90.38
6. 3.	93.76	7. 5.	90.23
6. 4.	94.09	7. 6.	90.11

3. táblázat: Tisza árhullámok 2. (Tiszapalkonya)

**2. A mederkapcsolat erősségének változása: I. modell „B” paraméterezés:**

- CRIV: lásd 4. táblázat
- $k_h = 5$  m/nap
- Folyó vízszintje (mBf): lásd az 1-3. táblázatokban

CRIV ( $m^2/nap$ )	átszivárgási tényező (1/nap)
1	0.0025
4	0.01
10	0.025
20	0.05
30	0.075
50	0.125
75	0.1875
100	0.25
150	0.375
200	0.5
300	0.75
400	1

4. táblázat: Meder-vezetőképesség értékek

### 3. A szivárgási tényező változása: I. modell „C” paraméterezés:

- CRIV = 50 m<sup>2</sup>/nap
- $k_h$ = lásd 5. táblázat
- Folyó vízszintje (mBf): lásd az 1-3. táblázatokban

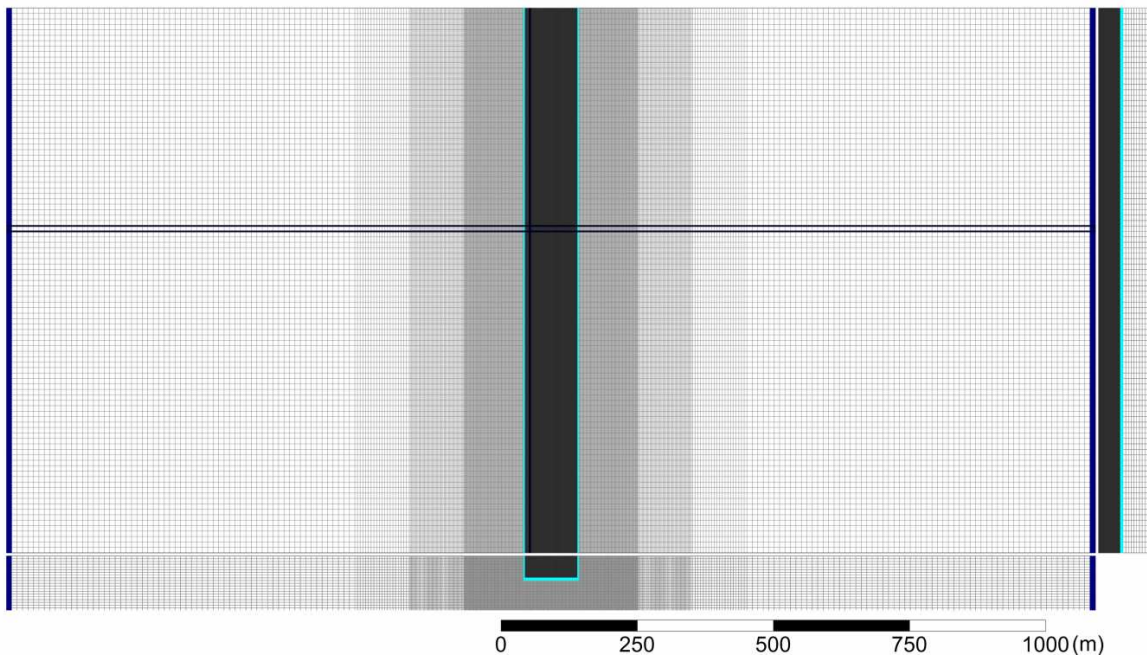
$k_h$ (m/nap)
5
10
30
50
75
100
150
200
300
400

5. táblázat: Szivárgási tényező értékek

### A II. modell felépítése

- területi kiterjedés
  - horizontálisan 2000 m,
  - laterálisan 1000 m,
  - vertikálisan 20 m.
- cellaszám:  $k = 20$ ,  $i = 100$ ,  $j = 588$
- cellaméret: 20x20 m-ről 1x1 m-re fokozatosan sűrítve
- homogén, izotróp közeg
- peremfeltételek:
  - Ny-K-i határ: fix head
  - É,D- i határok vízzáróak
- rétegtípus: confined/unconfined

- a rács közepén a folyó 100 m széles, 8 m mély



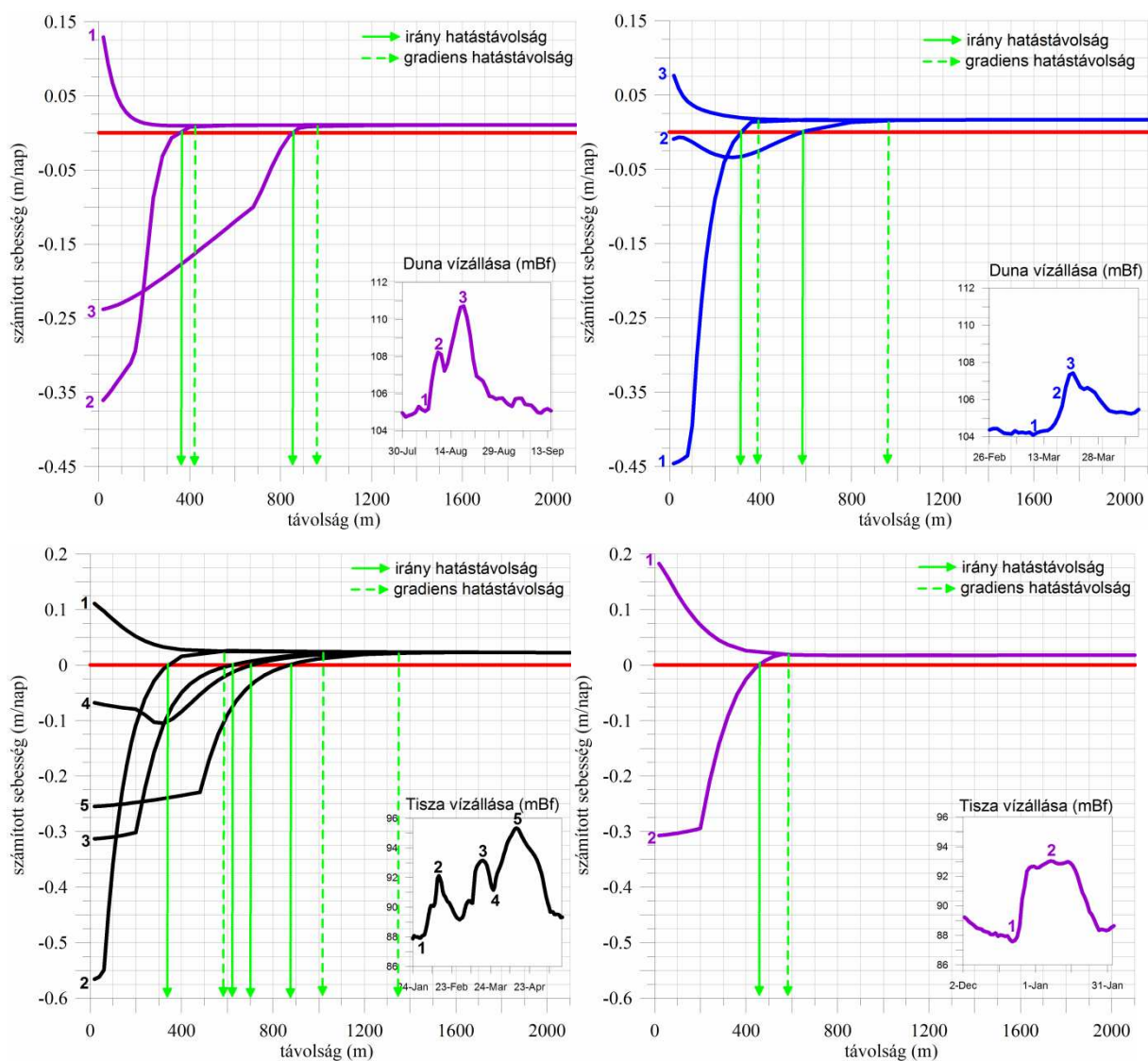
**5/1. ábra: A modell rácshálójának axonometrikus ábrázolása**

#### **A II. modell paramétereit:**

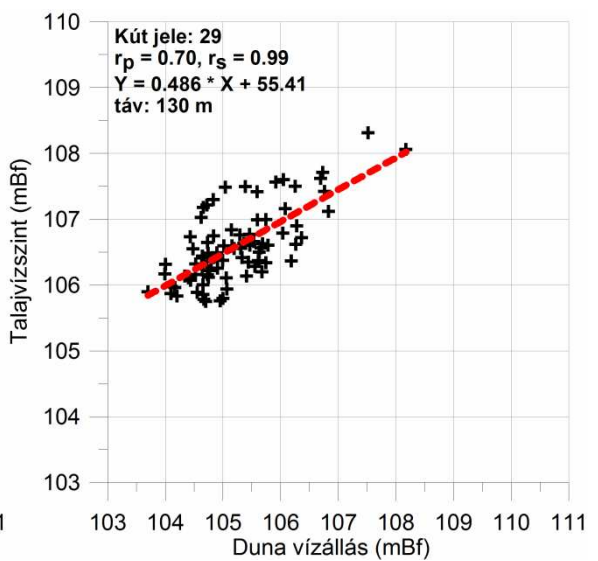
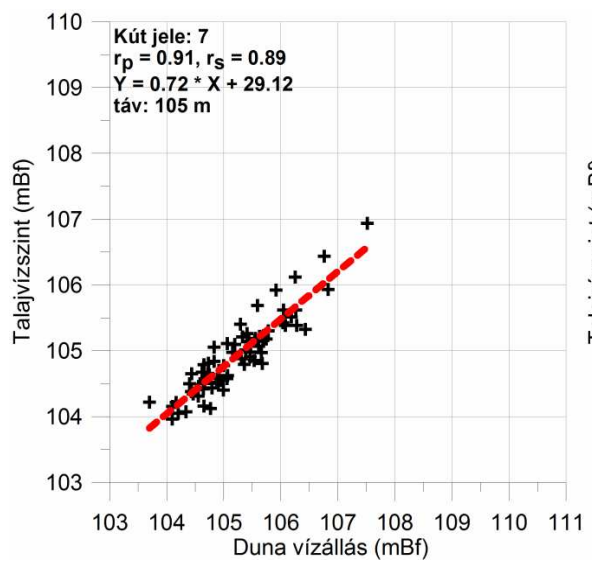
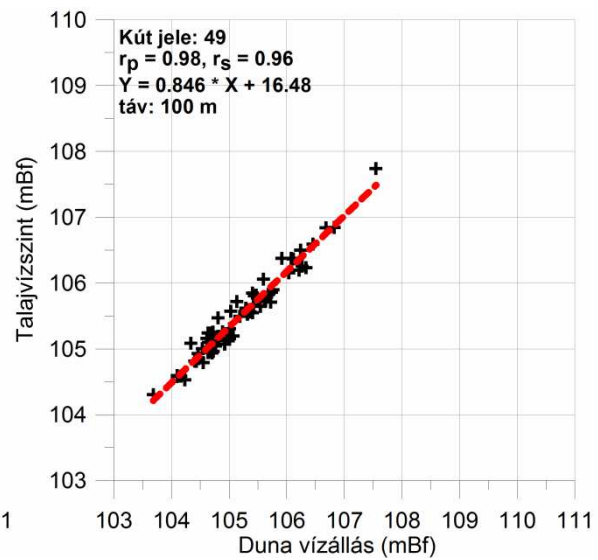
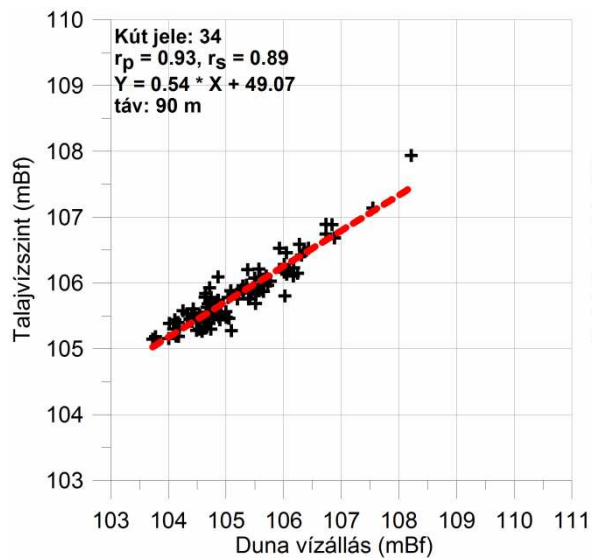
- Állandó paraméterek:
  - o gradiens a folyó felé: 2 ‰
  - o  $n_0$ , Effektív porozitás: 0.18
  - o  $S_s$ , Fajlagos tárolási tényező:  $1 \cdot 10^{-4}$  1/m
  - o  $S_y$ , Fajlagos hozam: 0.15
  - o CRIV, meder-vezetőképesség: 10 m<sup>2</sup>/nap
  - o  $k_h$ , horizontális szivárgási tényező: 25 és 100 m/nap
- Változó paraméter:
  - o Folyó vízszintje (mBf): az 1-3. táblázatok szerint

## 6.SZ. MELLÉKLET

### A 4.1.2 és 4.2. fejezetek további ábrái

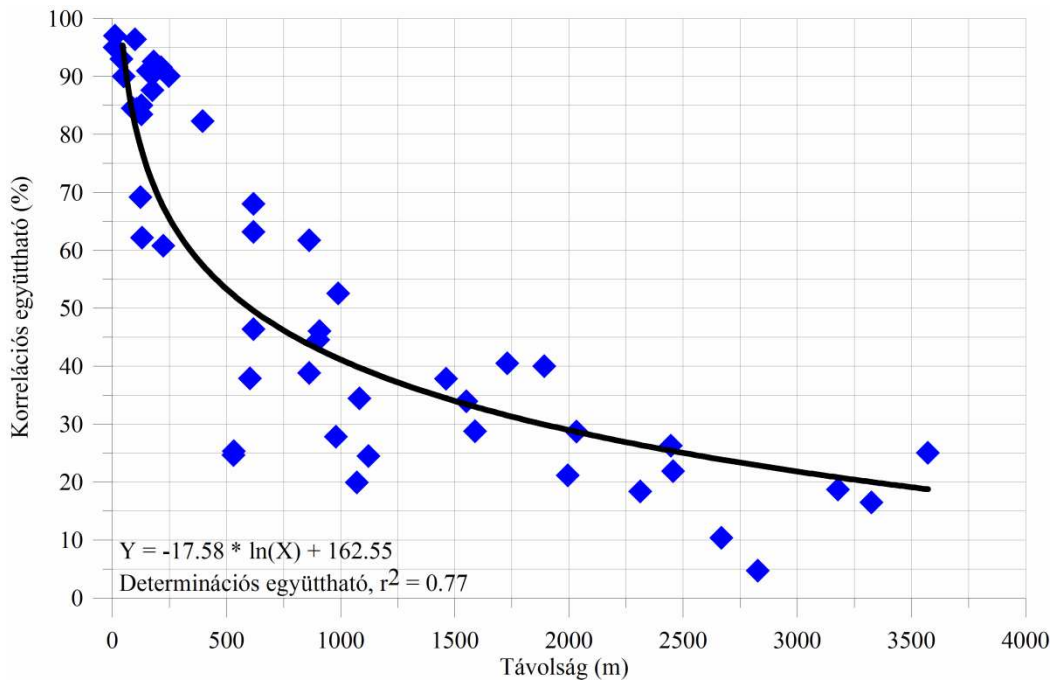


6/1. ábra: Duna (fent) és Tisza (lent) árhullámok során kialakuló áramlási sebességek

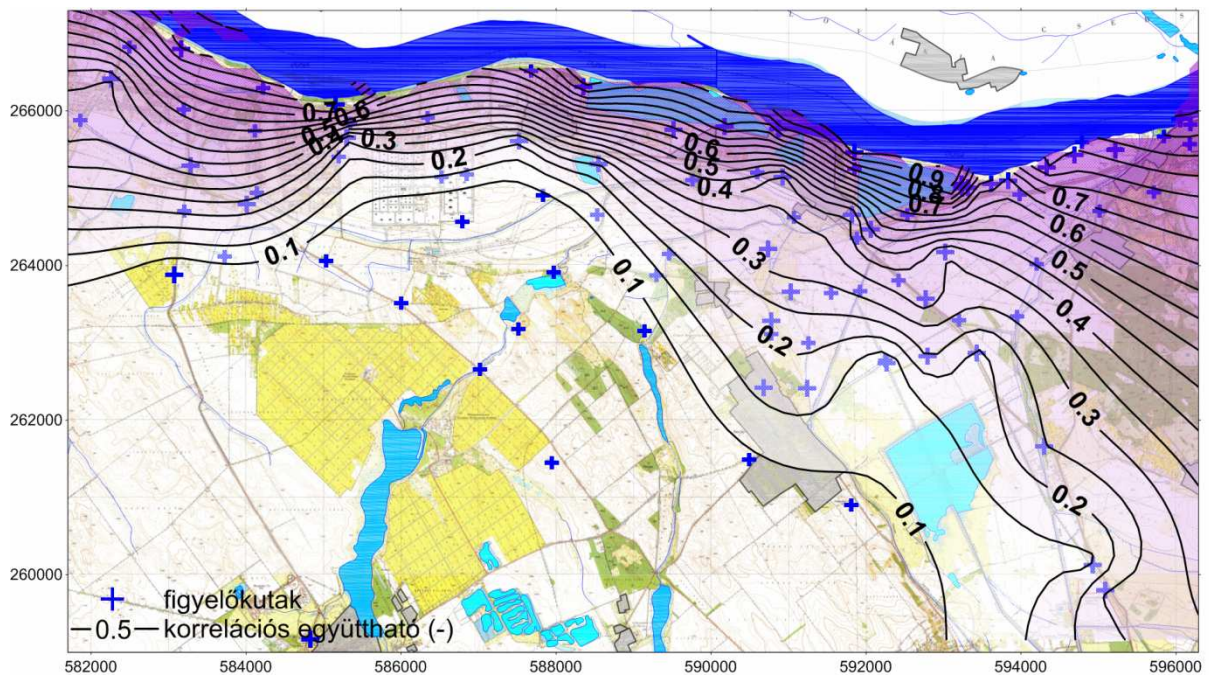


6/2. ábra: a Duna és a talajvíz havi átlagos vízszintjének kapcsolata a folyótól kb. egyforma távolságban

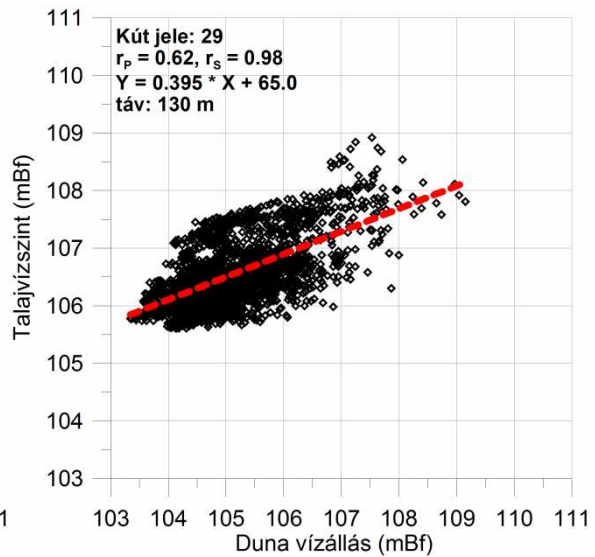
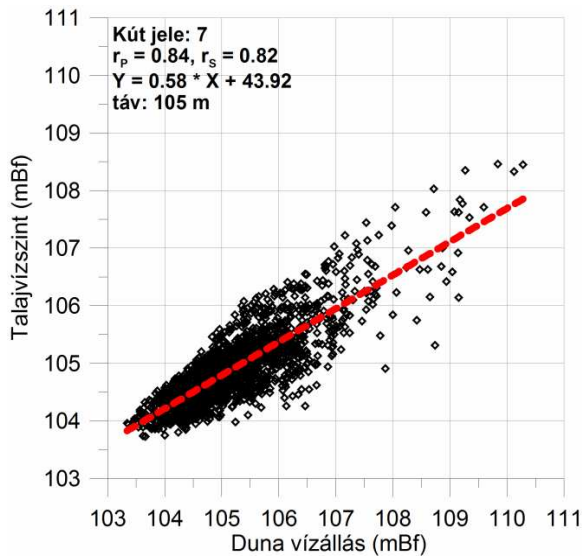
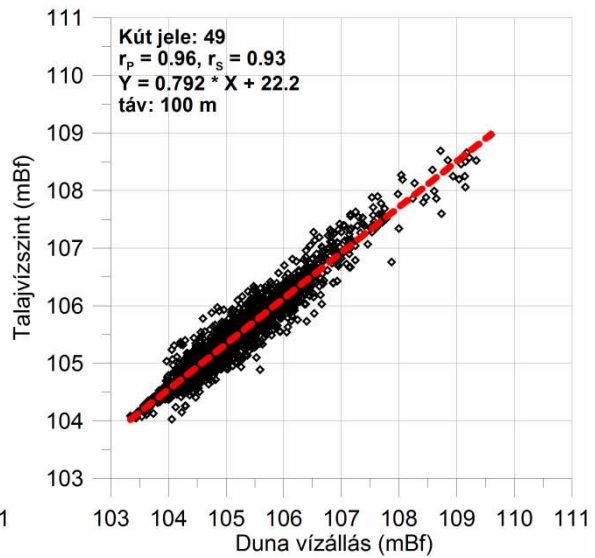
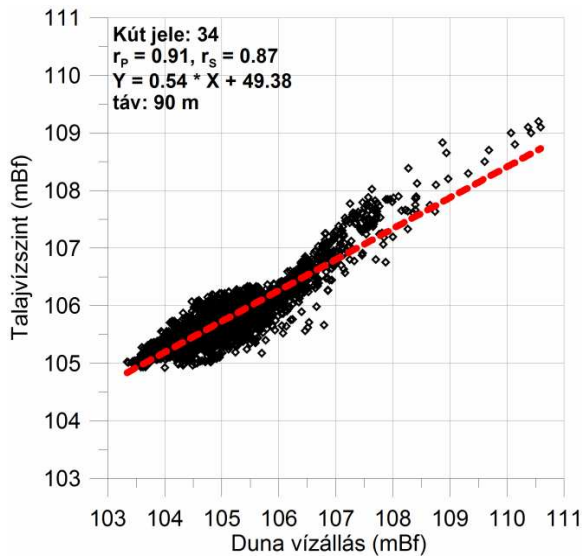




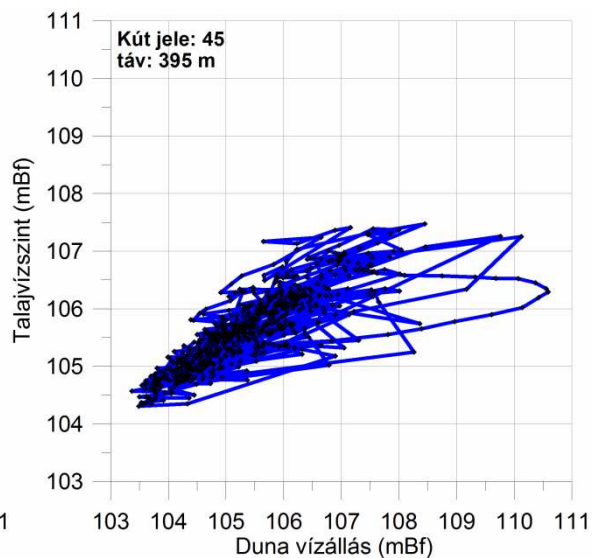
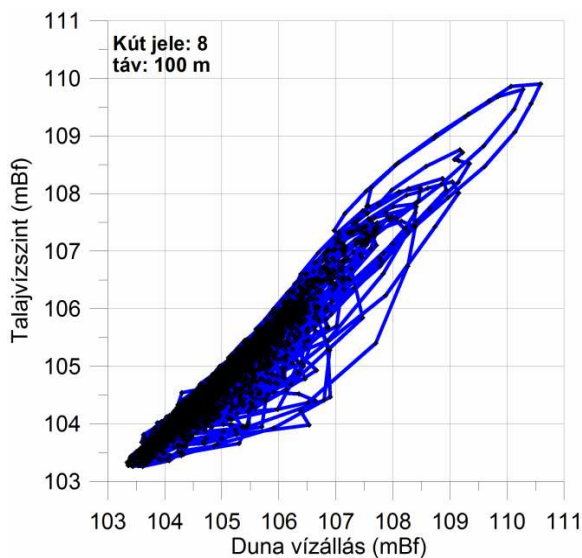
6/3. ábra: A korrelációs együttható változása a távolsággal



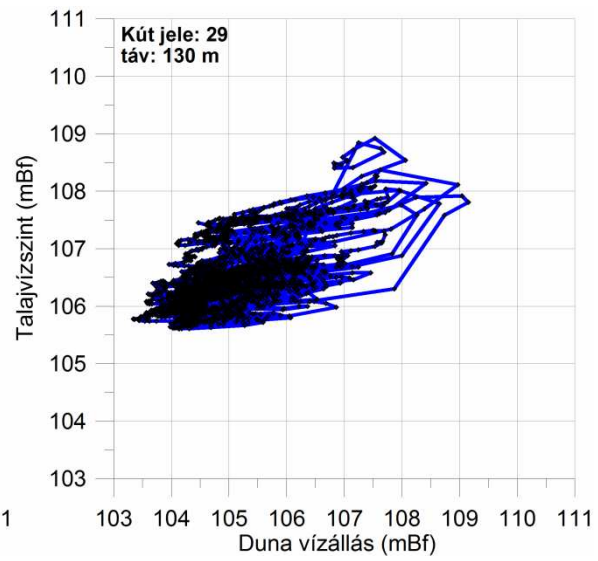
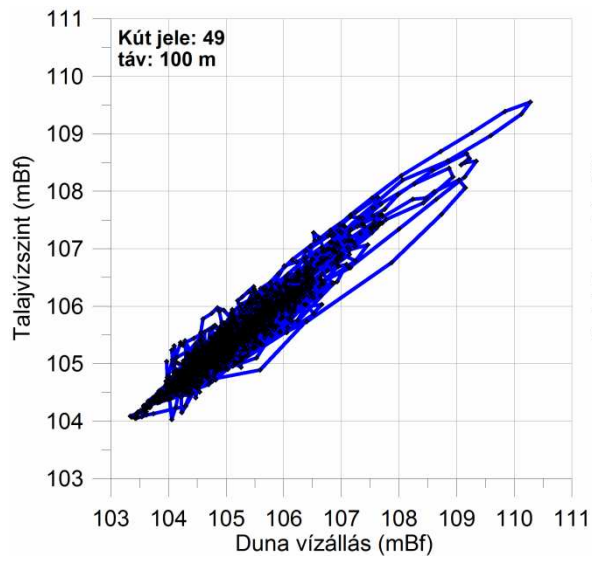
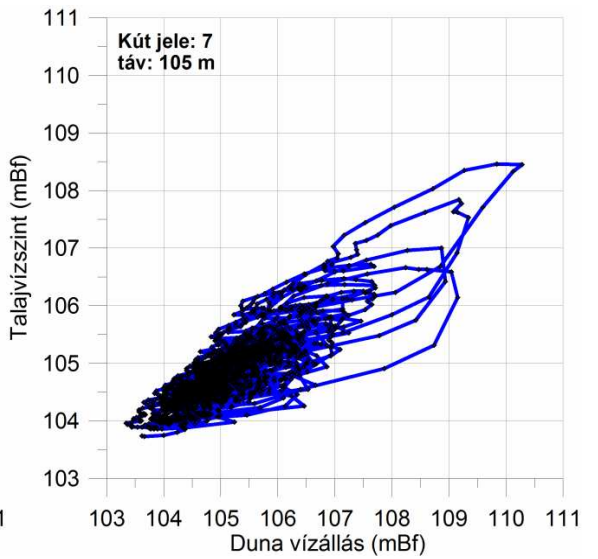
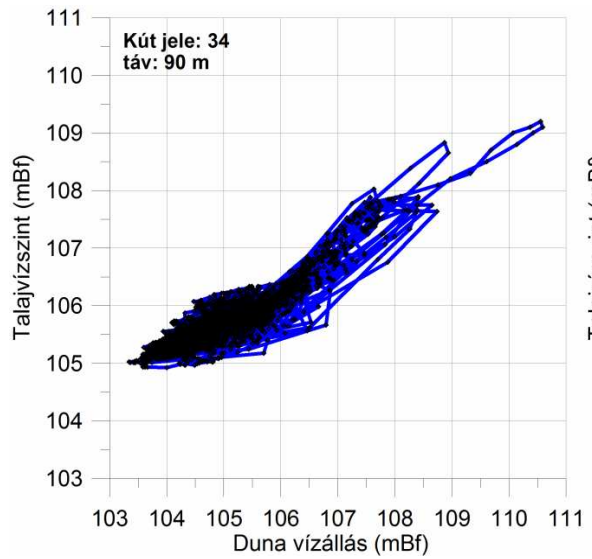
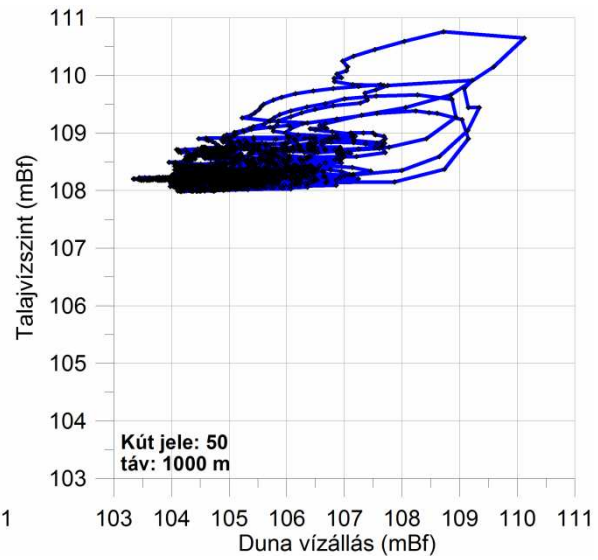
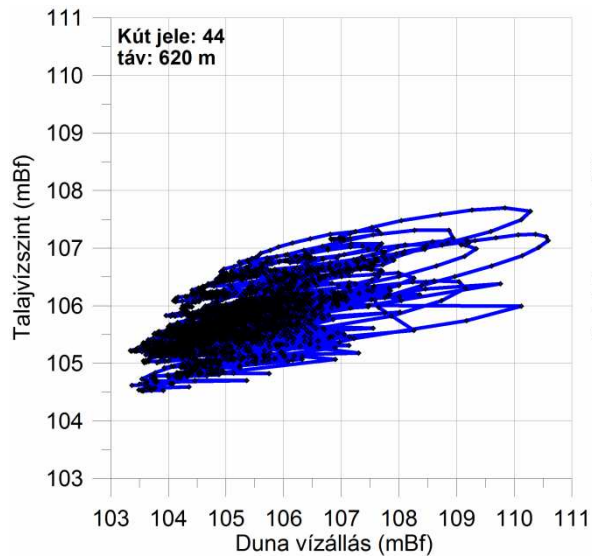
6/4. ábra: a korrelációs együttható térbeli változása



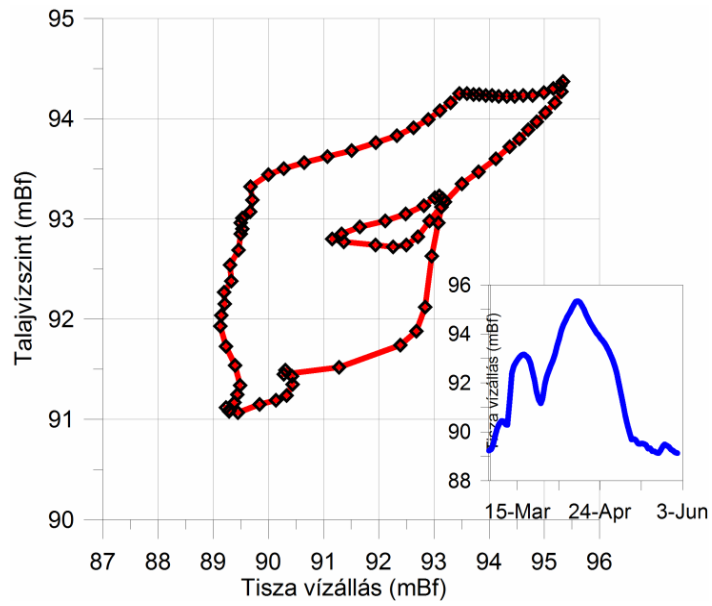
6/5. ábra: a Duna és a talajvíz napi vízszintjének kapcsolata a folyótól kb. egyforma távolságban



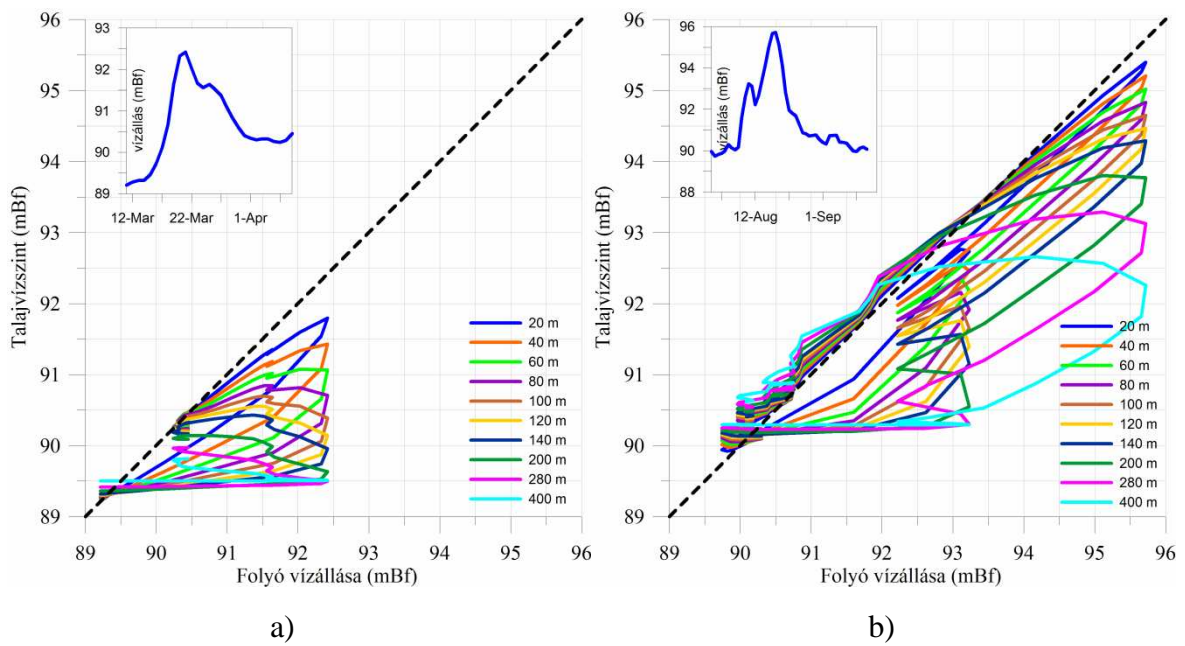
6/6. ábra: hiszterézisek a napi vízszintkapcsolatban



6/6. ábra folyt.: hisztérézisek a napi vízszintkapcsolatban

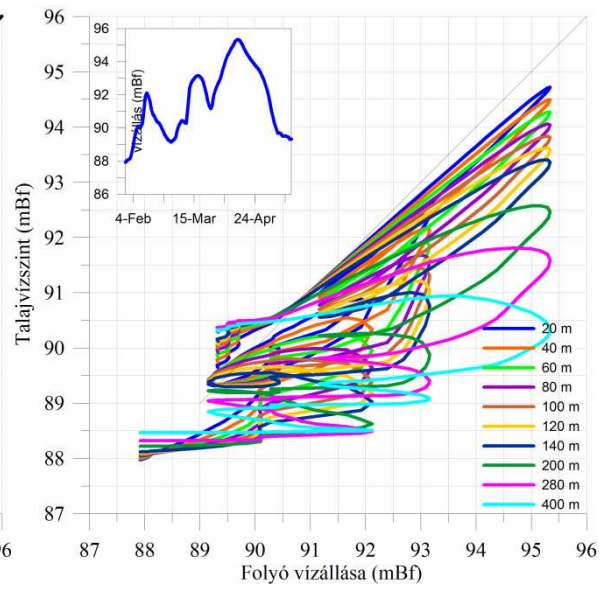
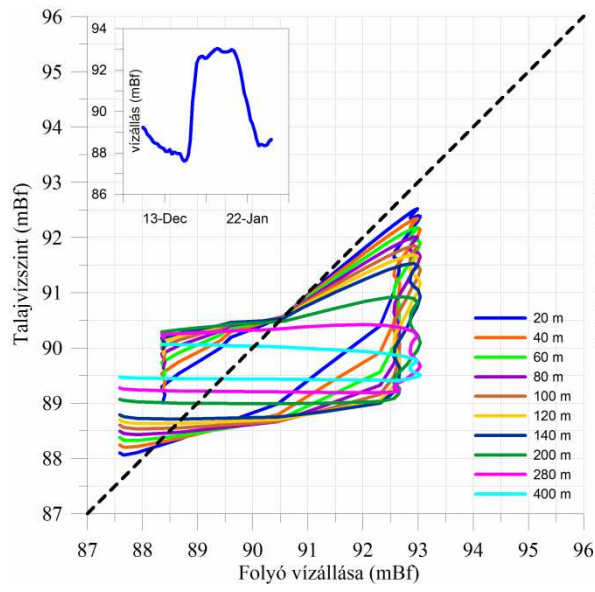


6/7. ábra: kettős hurok a talajvízszint és a folyó vízszint között kettős árhullám alatt



6/8. ábra: számított hurokgörbék különböző árhullámokra





c)

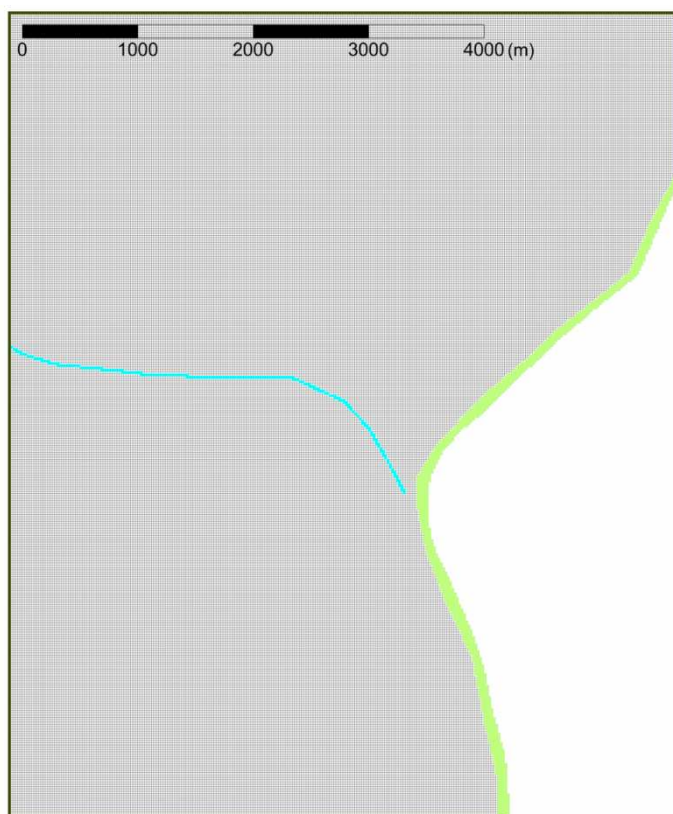
d)

6/8. ábra folyt.: számított hurokgörbék különböző árhullámokra

## 7.SZ. MELLÉKLET

### A 4.3 fejezetben alkalmazott numerikus modellek bemutatása

#### 1. MODELL



Cellaméret: 20x20 m, ill. 10x10 m  
későbbi verzióban  
Modellréteg száma: 4  
Peremfeltételek:  
É, Ny, D, ÉK: GHB  
K: 1-2-3-4.réteg CHD1  
Beszivárgás: 36 mm/év  
Felszíni vizek:  
Tisza-folyó: CHD1  
Csatorna: RIV

7/1. ábra: 1. modell rácshálója

Modellréteg	Képződmény	Átlagos vastagság (m)
1	iszapos fedőréteg	2
2	kavicsos homok talajvízadó	6
3	iszapos- agyagos vízrekesztő	4
4	kavicsos homok talajvízadó	6

1. táblázat: Modellezett vízföldtani egységek

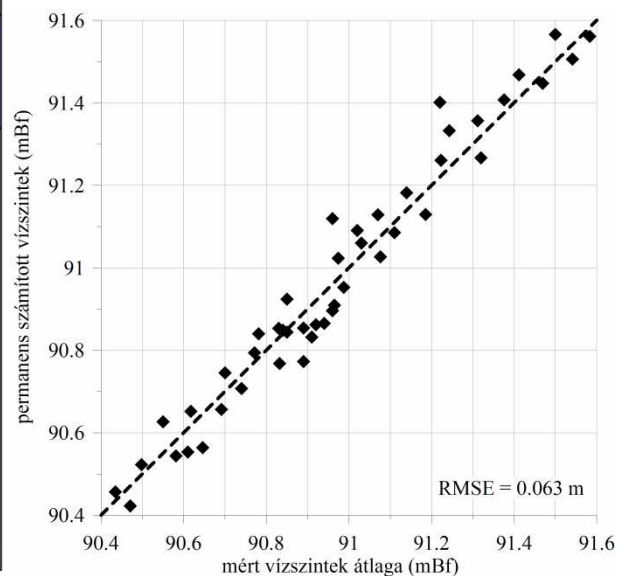
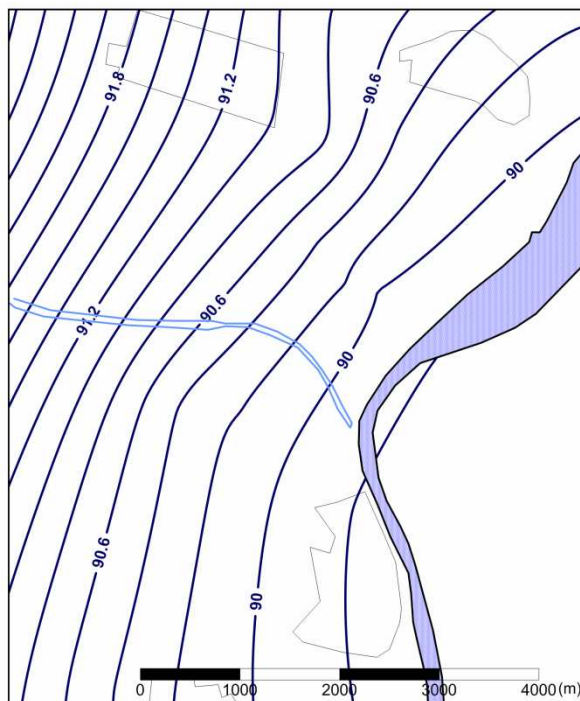


Modellréteg	Horizontális szivárgási tényező (m/nap)	Vertikális szivárgási tényező (m/nap)	Effektív porozitás	Tárolási tényezők (1/m)
1	0.004	0.0004	0.03	0.000066
2	60	6	0.2	0.00011
3	0.1; 50 <sup>(1)</sup>	0.01; 5 <sup>(1)</sup>	0.12	0.00011
4	5-20 <sup>(2)</sup>	4.5	0.18	0.00011

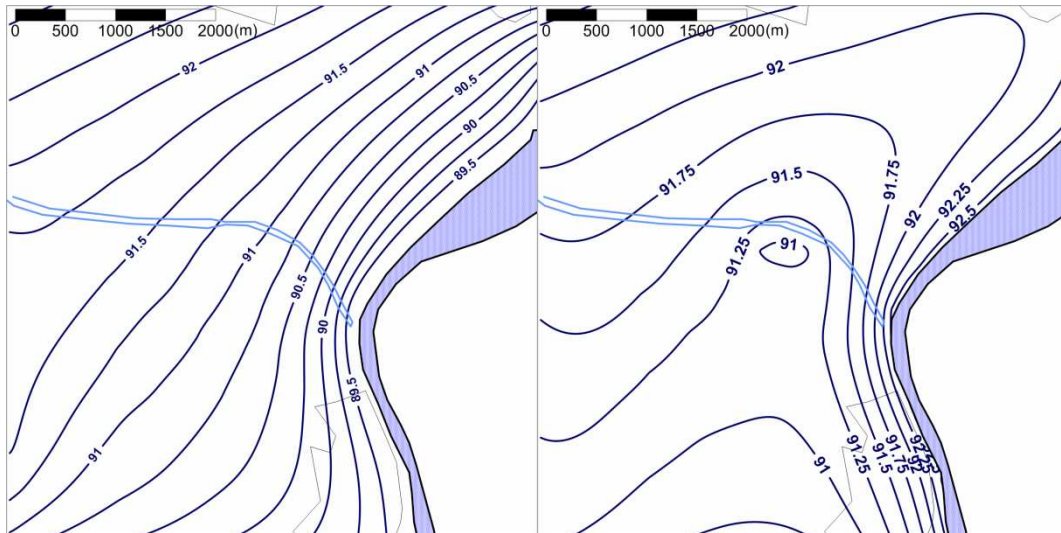
(1) A kisebb érték az agyaglencsére, a nagyobb a 3. réteg többi területére lett alkalmazva

(2) A paraméter a két érték között változik a modellrétegben

## 2. táblázat: Vízföldtani paraméterek

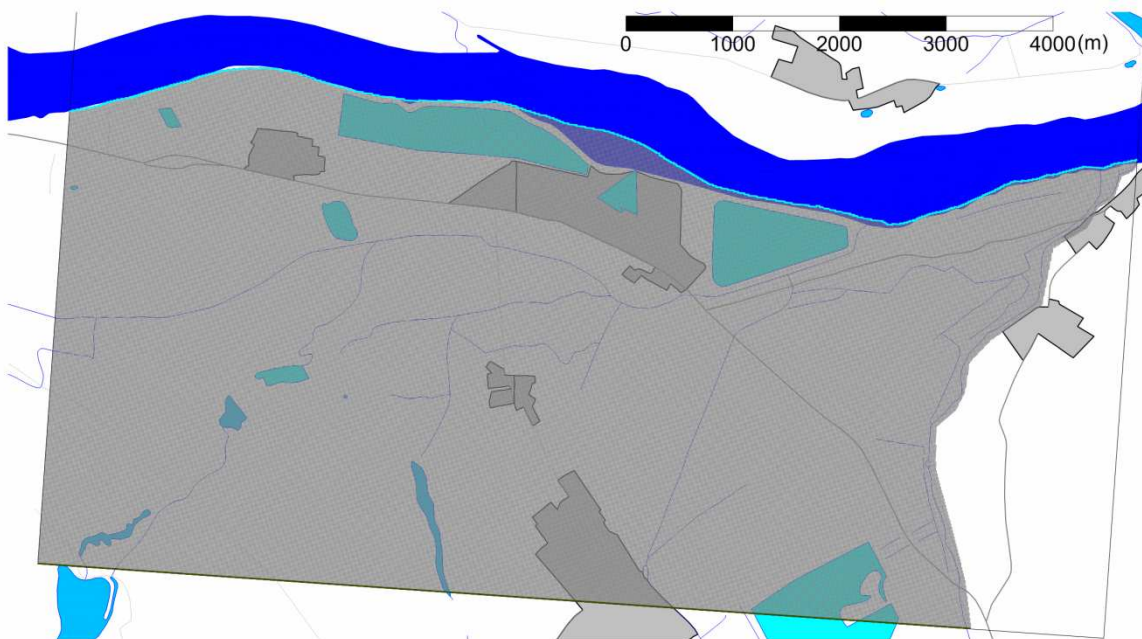


7/2. ábra: átlagos vízáramlási viszonyok potenciálszintjei (mBf), és a kalibrálás eredménye



**7/3. ábra: Transziens modellel számított potenciálszintek (mBf) a folyó megcsapoló (balra) és tápláló (jobbra) helyzetében [Kovács-Tóth-Szanyi 2012]**

## 2. MODELL



**7/4. ábra: 2. modell rácshálójá**

Cellaméret: 10x10 m  
 Modellréteg száma: 3  
 Peremfeltételek:  
 É: RIV  
 D: GHB

Beszivárgás: 30 mm/év  
 Felszíni vizek:  
 Duna-folyó: RIV  
 Szőny-Füzitői csatorna, Fényes-patak: RIV

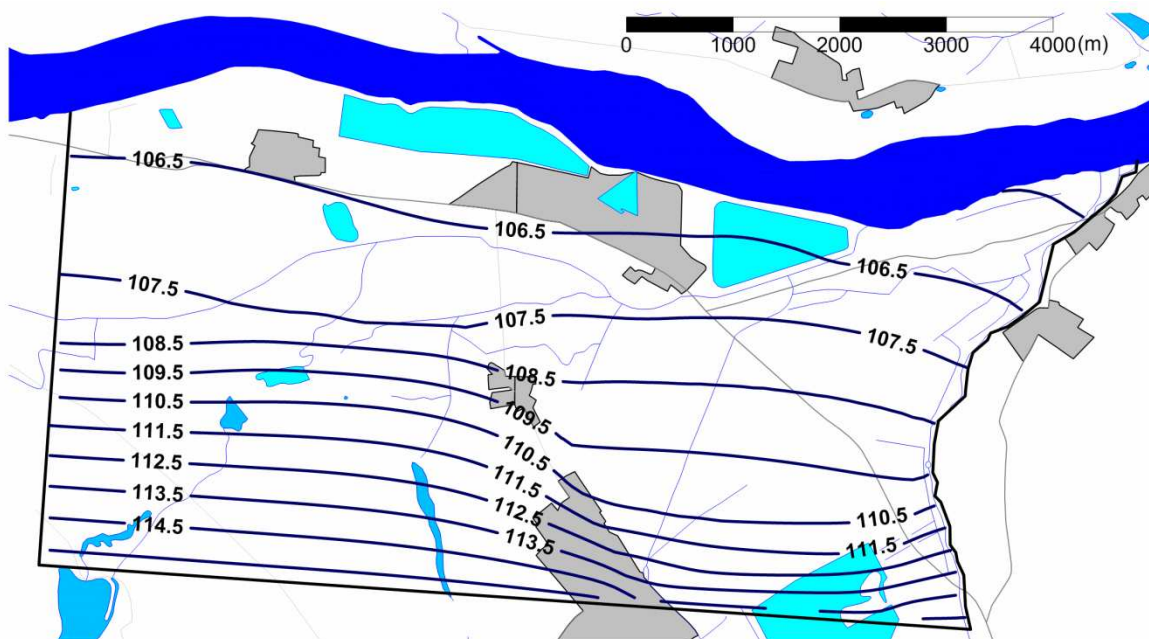
Modellréteg	Képződmény	Átlagos vastagság (m)
1	homokos fedőréteg	3.5
2	kavicsos homok talajvízadó	6
3	agyagos pannóniai fekü	20

**3. táblázat: Modellezett vízföldtani egységek**

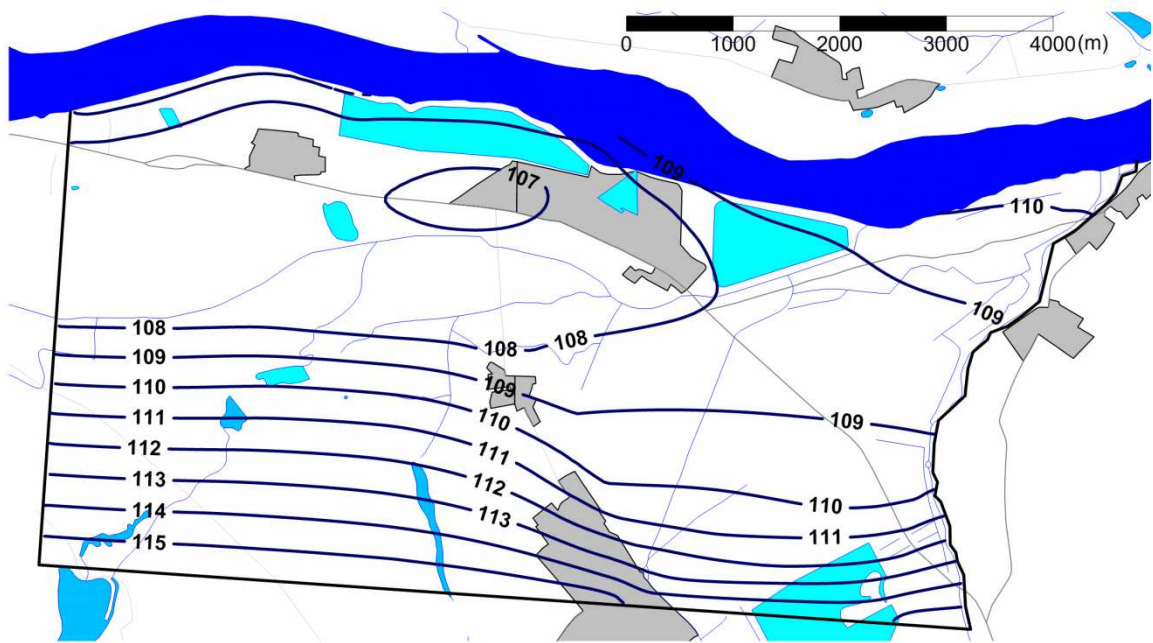
Modellréteg	Horizontális szivárgási tényező (m/nap)	Effektív porozitás	Tározási tényező (1/m)	Fajlagos vízleadás (-)
1	0.08; 0.0003	0.07	0.00006	0.05
2	7 - 45 <sup>(1)</sup>	0.15	0.00011	0.12
3	0.0007	0.12	0.00005	0.02

(1) A paraméter a két érték között változik a modellrétegben

**4. táblázat: A kalibrált modell vízföldtani paramétere**

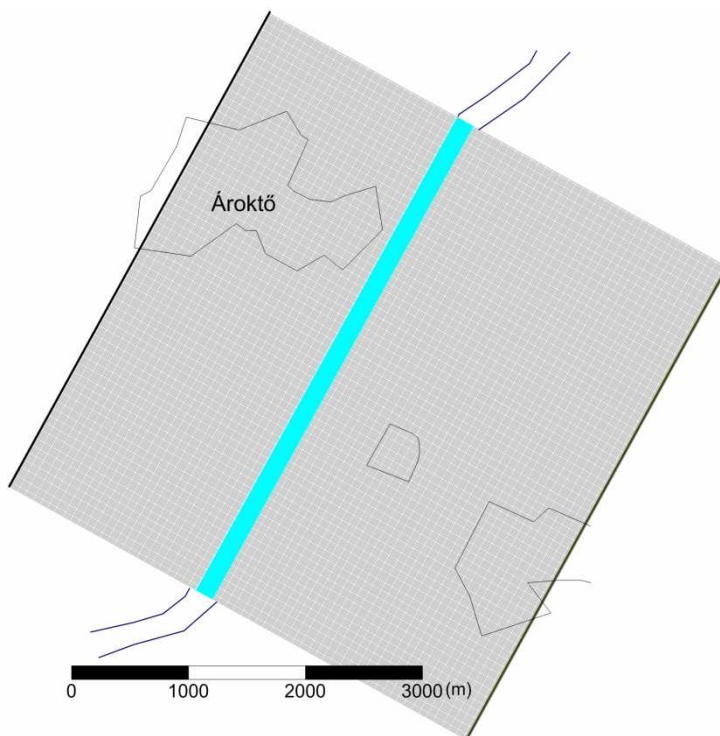


**7/5. ábra: Számított potenciálszintek (mBf) átlagos vízáramlási helyzetre kalibrált permanens modellben**



**7/6. ábra: Számított potenciálszintek (mBf) a Duna árhullámának tetőzésekor tranziens modellben**

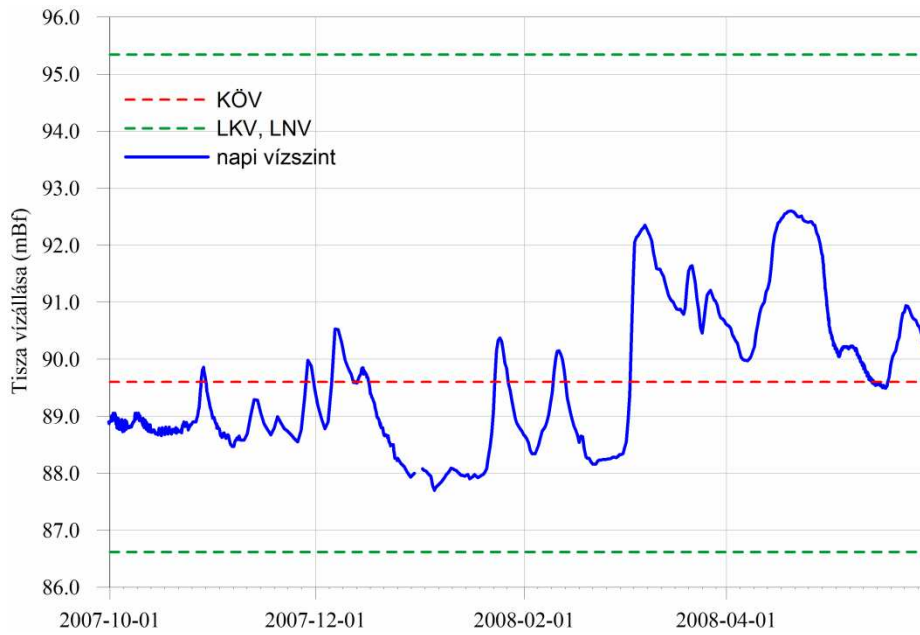
### 3. MODELL



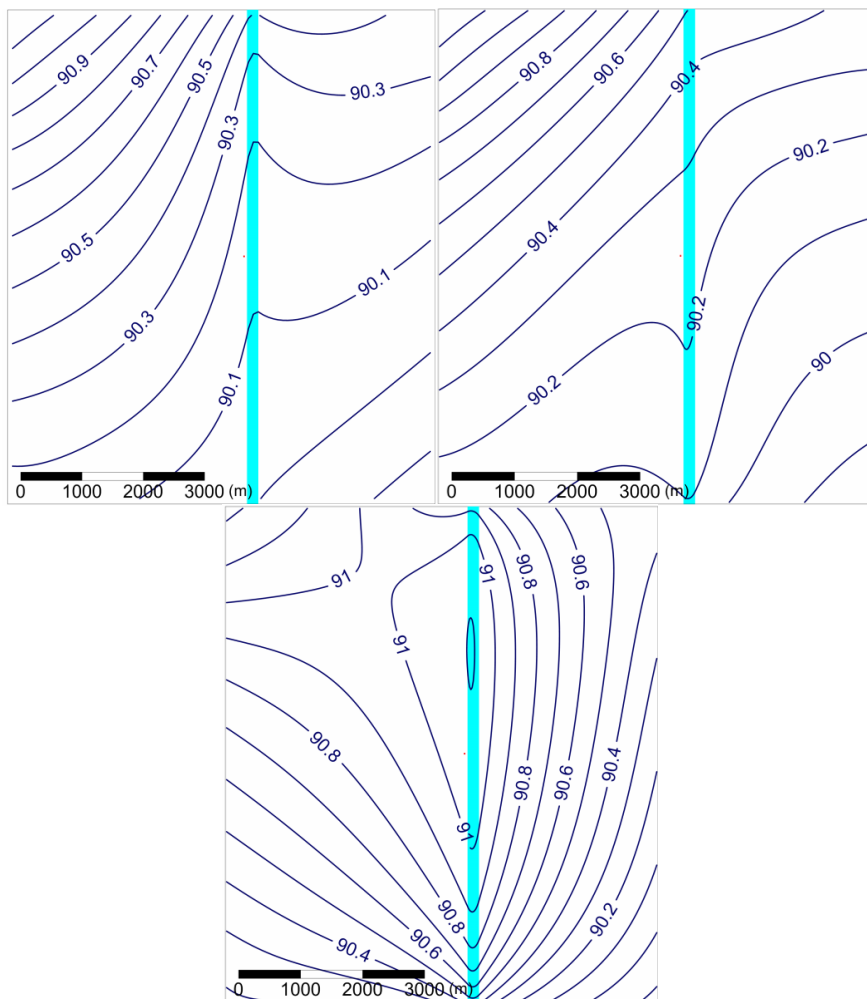
Cellaméret: 20x20 m  
 Modellréteg száma: 1  
 Rétegvastagság: 20 m  
 Peremfeltételek:  
 ÉNy, DK: GHB  
 Beszivárgás: 60 mm/év  
 Felszíni vizek:  
 Tisza-folyó: RIV  
 Szivárgási tényező: 20 m/nap  
 Meder-vezetőképesség: 1,10,100  
 m<sup>2</sup>/nap  
 Kutak száma: 20  
 Termelt hozam: 20.000 m<sup>3</sup>/nap

**7/8. ábra: a 3. modell rácshálója**





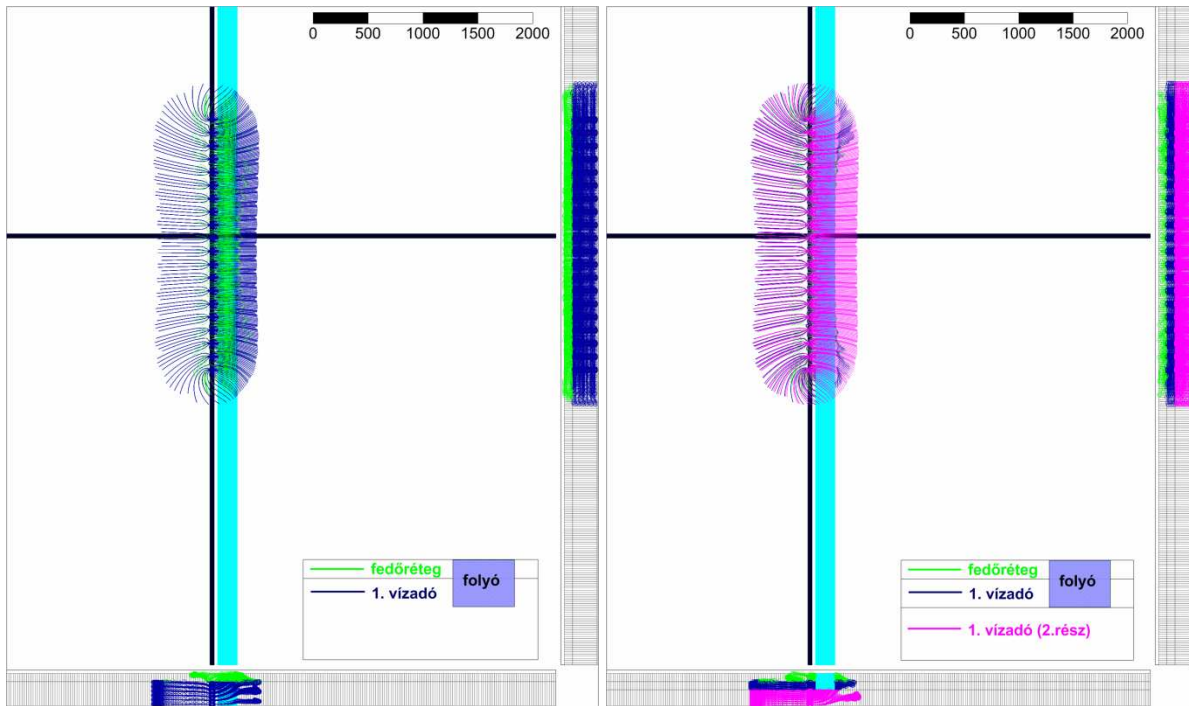
**7/9. ábra: A Tisza vízállásváltozása 2007-2008**



**7/9. ábra: Számított talajvízszintek (mBf) a folyó megcsapoló (fent balra), átmeneti (fent jobbra) és tápláló (lent) helyzetében**

## 8.SZ. MELLÉKLET

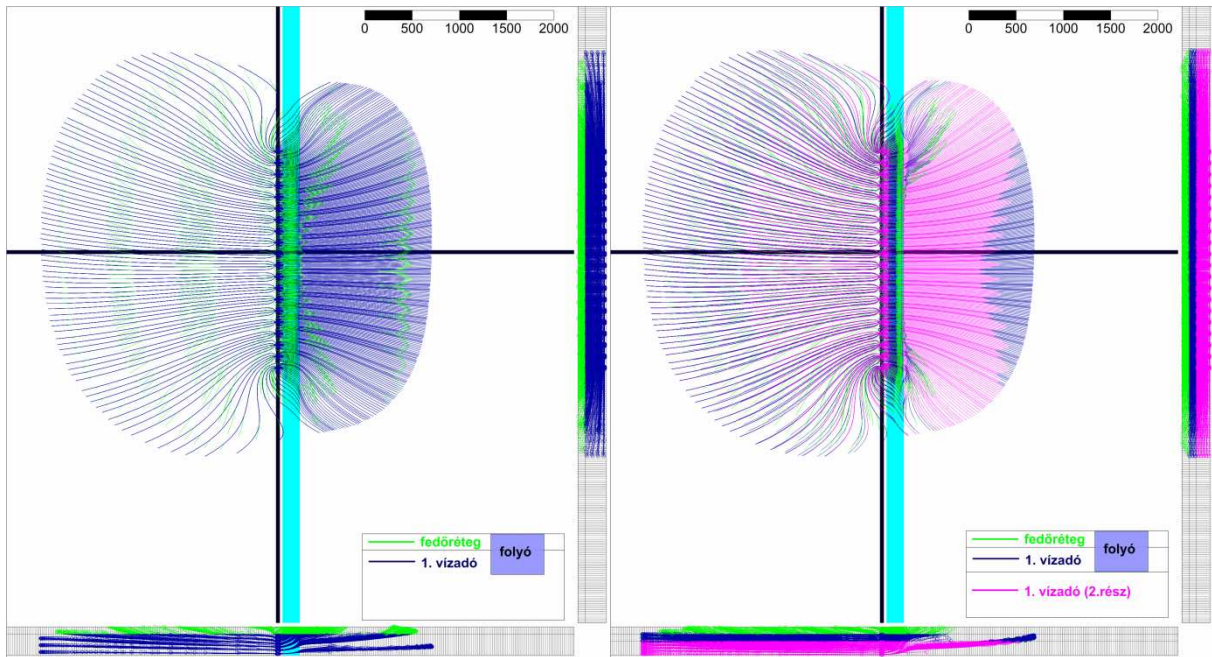
### A 4.3 fejezet további ábrái



(a) egyréteges

(b) kétréteges

8/1. ábra: partiszűrészű kútsor 5 éves elérési időhöz tartozó áramvonalai részleges mederharántolás esetén

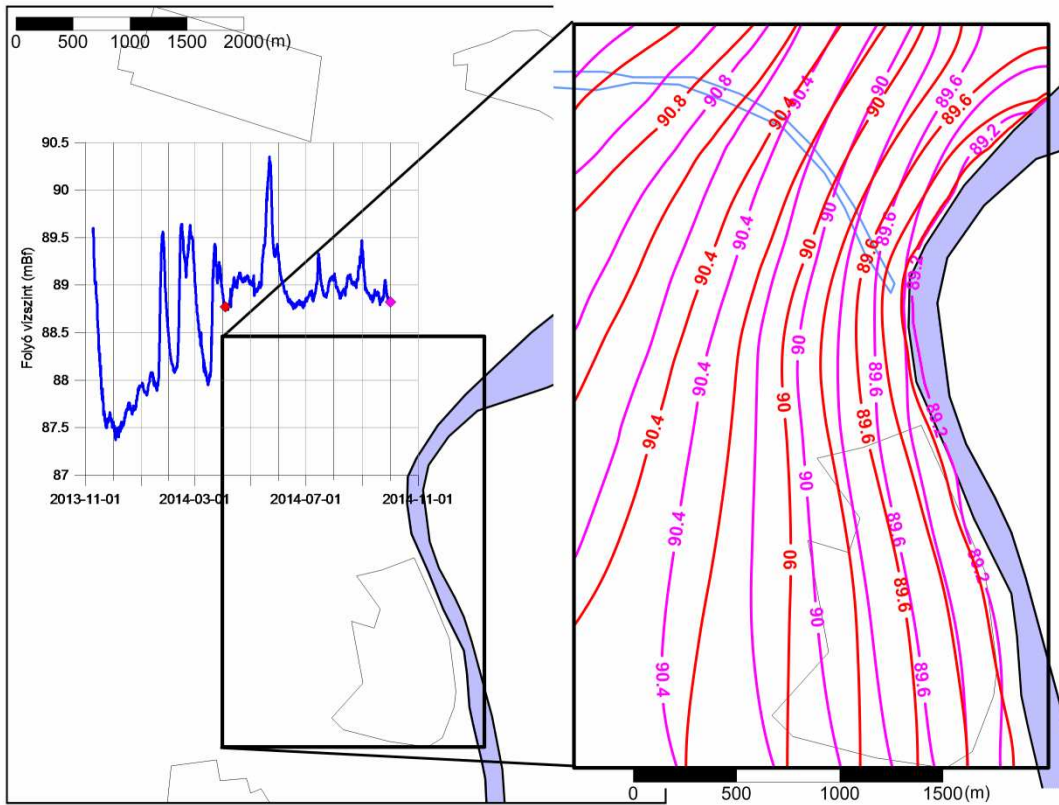


(a) egyréteges

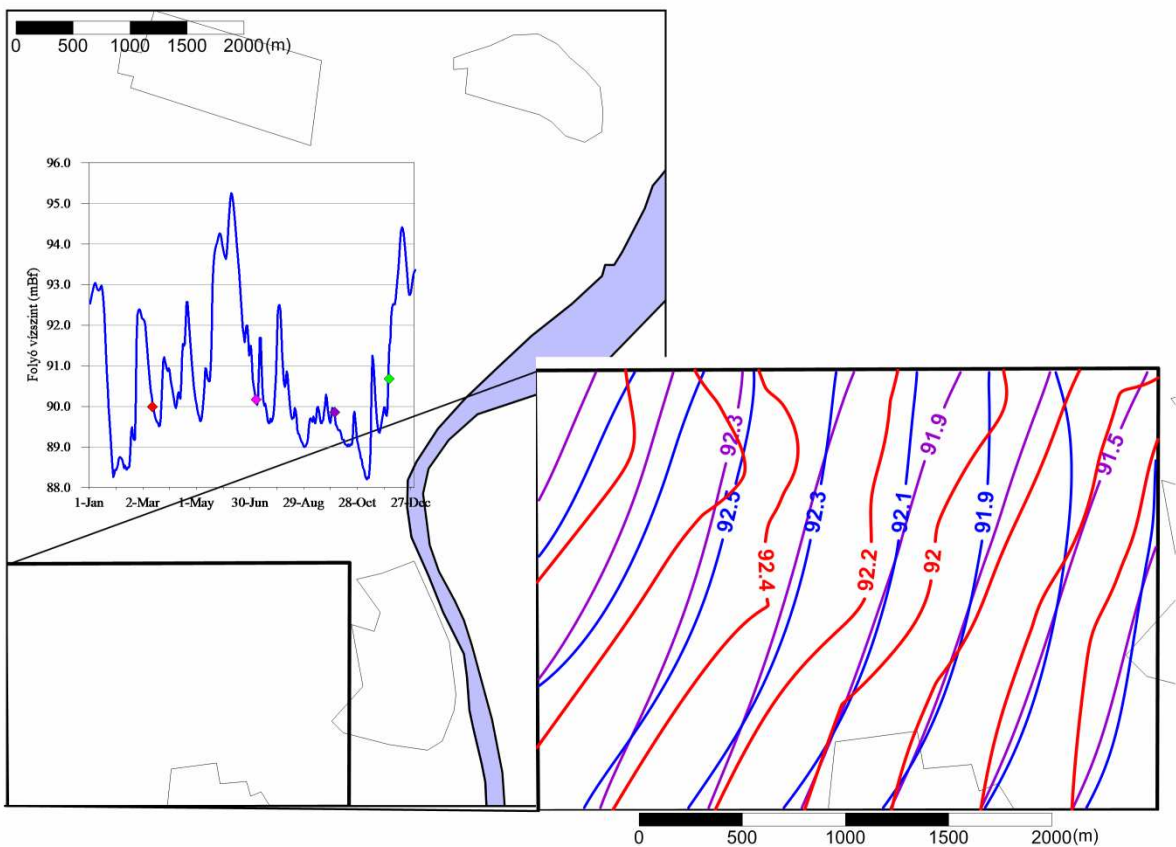
(b) kétréteges

8/2. ábra: partiszűrészű kútsor 50 éves elérési időhöz tartozó áramvonalai részleges mederharántolás esetén

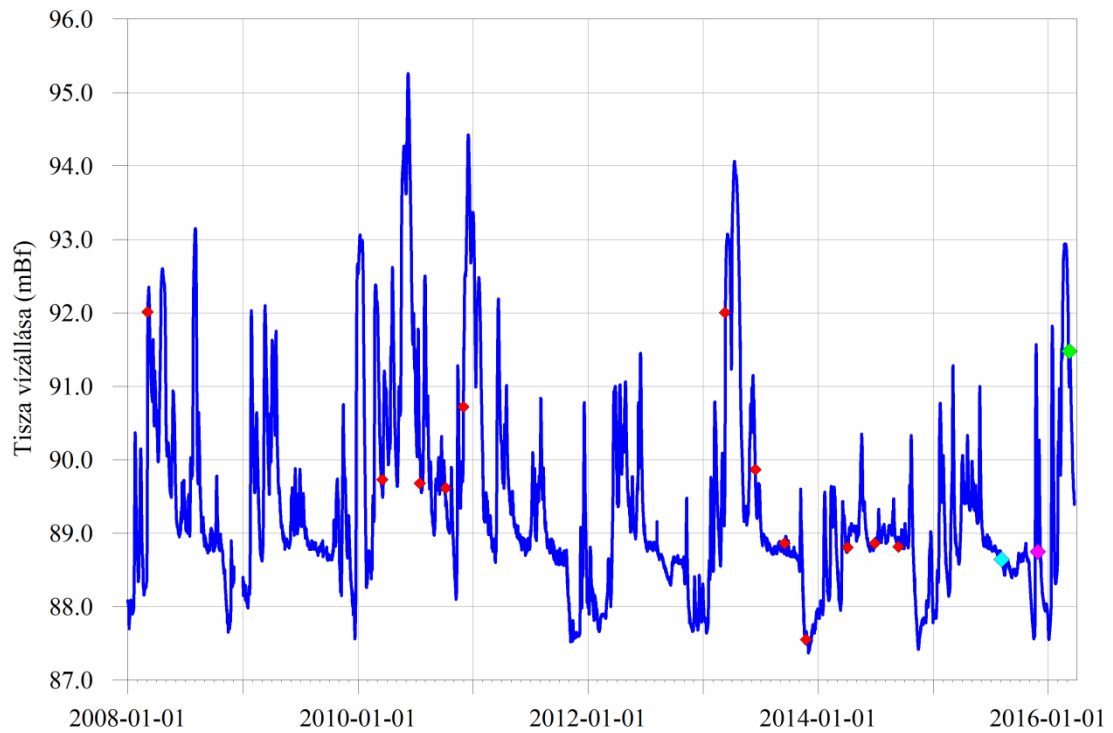




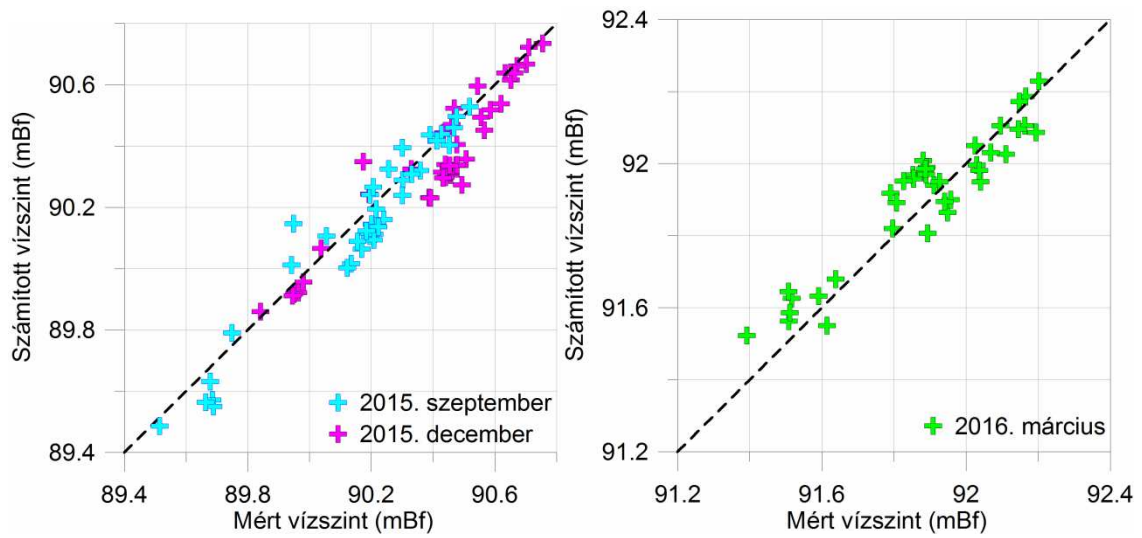
8/3. ábra: két időpontra kalibrált modell számított potenciálszintjei



8/4. ábra: három időpontra kalibrált modell számított potenciálszintjei



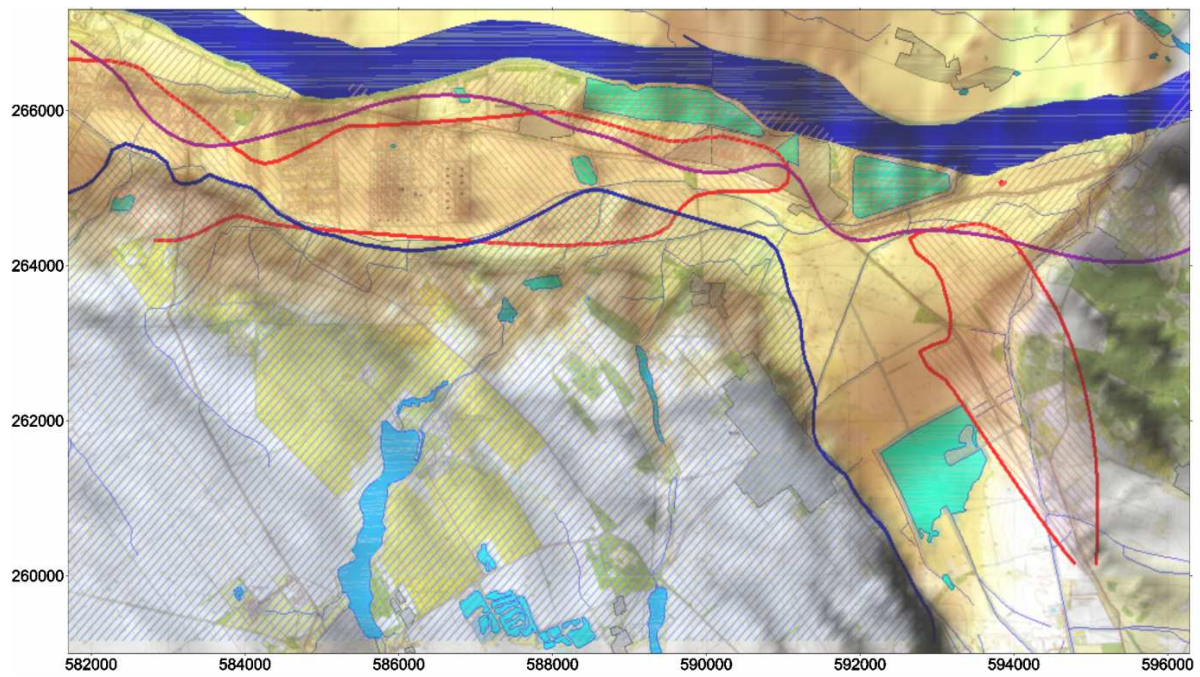
8/5. ábra: Az együttes kalibráláshoz felhasznált időpontok a Tisza vízállás görbéjén



8/6. ábra: további három időpontra kalibrálás eredményei (a színeknek megfelelő időpontokat lásd az előző ábrán)

## 9.SZ. MELLÉKLET

### A korrelációs mátrix és alkalmazása



9/1. ábra: a kutak egymással való korrelációjának szorossága alapján lehatárolt három részterület

A korrelációs mátrix a következő oldalakon látható.

	komárom	dunaalmás	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
komárom	<b>1</b>	<b>1</b>	0.28	<b>0.82</b>	0.24	0.37	<b>0.78</b>	<b>0.87</b>	0.33	0.61	0.17	0.14	0.47	<b>0.90</b>
dunaalmás	<b>1</b>	<b>1</b>	0.28	<b>0.82</b>	0.25	0.38	<b>0.78</b>	<b>0.87</b>	0.34	<b>0.93</b>	0.18	0.14	0.46	<b>0.87</b>
1	0.28	0.28	<b>1</b>	0.32	<b>0.75</b>	0.69	<b>0.78</b>	0.55	0.64	0.29	<b>0.90</b>	<b>0.81</b>	<b>0.86</b>	0.34
2	<b>0.82</b>	<b>0.82</b>	0.32	<b>1</b>	0.26	0.42	0.69	0.67	0.14	<b>0.70</b>	0.17	0.14	0.50	<b>0.75</b>
3	0.24	0.25	<b>0.75</b>	0.26	<b>1</b>	<b>0.91</b>	0.49	0.49	<b>0.75</b>	0.37	<b>0.77</b>	<b>0.77</b>	<b>0.76</b>	0.36
4	0.37	0.38	0.69	0.42	<b>0.91</b>	<b>1</b>	0.67	0.65	<b>0.74</b>	0.45	0.60	0.62	<b>0.77</b>	0.51
5	<b>0.78</b>	<b>0.78</b>	<b>0.78</b>	0.69	0.49	0.67	<b>1</b>	<b>0.95</b>	0.53	0.67	0.39	0.36	0.64	<b>0.84</b>
6	<b>0.87</b>	<b>0.87</b>	0.55	0.67	0.49	0.65	<b>0.95</b>	<b>1</b>	0.52	0.69	0.37	0.36	0.67	<b>0.87</b>
7	0.33	0.34	0.64	0.14	<b>0.75</b>	<b>0.74</b>	0.53	0.52	<b>1</b>	0.47	<b>0.83</b>	0.67	0.63	0.40
8	0.61	<b>0.93</b>	0.29	<b>0.70</b>	0.37	0.45	0.67	0.69	0.47	<b>1</b>	0.28	0.27	0.57	0.61
9	0.17	0.18	<b>0.90</b>	0.17	<b>0.77</b>	0.60	0.39	0.37	<b>0.83</b>	0.28	<b>1</b>	<b>0.83</b>	<b>0.73</b>	0.23
10	0.14	0.14	<b>0.81</b>	0.14	<b>0.77</b>	0.62	0.36	0.36	0.67	0.27	<b>0.83</b>	<b>1</b>	0.65	0.19
11	0.47	0.46	<b>0.86</b>	0.50	<b>0.76</b>	<b>0.77</b>	0.64	0.67	0.63	0.57	<b>0.73</b>	0.65	<b>1</b>	0.60
12	<b>0.90</b>	<b>0.87</b>	0.34	<b>0.75</b>	0.36	0.51	<b>0.84</b>	<b>0.87</b>	0.40	0.61	0.23	0.19	0.60	<b>1</b>
13	0.14	0.19	0.49	0.21	0.11	0.12	0.19	0.27	0.28	0.19	0.39	0.22	0.55	0.19
15	0.17	0.17	<b>0.72</b>	0.18	0.45	0.37	0.30	0.32	0.10	0.20	0.40	0.59	0.48	0.24
16	0.40	0.40	<b>0.92</b>	0.36	<b>0.77</b>	<b>0.74</b>	0.59	0.60	<b>0.75</b>	0.54	<b>0.79</b>	0.65	<b>0.89</b>	0.52
17	0.24	0.25	0.42	-0.03	0.61	0.60	0.39	0.38	<b>0.80</b>	0.36	<b>0.76</b>	0.55	0.54	0.31
18	0.34	0.34	<b>0.80</b>	0.30	0.44	0.42	0.44	0.48	0.57	0.43	0.64	0.57	<b>0.85</b>	0.45
19	0.20	0.22	0.68	0.21	0.20	0.17	0.27	0.32	0.28	0.22	0.58	0.44	0.64	0.23
20	0.10	0.10	-0.06	-0.05	-0.09	0.01	0.04	0.04	0.43	0.06	0.30	0.07	0.10	0.11
21	0.26	0.26	0.46	0.04	0.60	0.54	0.37	0.36	<b>0.83</b>	0.42	<b>0.88</b>	0.65	0.55	0.31
22	0.20	0.09	<b>0.88</b>	0.32	0.63	0.57	0.51	0.53	0.58	0.27	<b>0.81</b>	0.63	<b>0.75</b>	0.29
24	0.28	0.29	0.62	0.28	0.35	0.38	0.45	0.41	0.17	0.39	0.18	0.28	0.64	0.44
25	0.25	0.26	0.67	0.17	<b>0.79</b>	0.69	0.43	0.44	<b>0.81</b>	0.36	<b>0.74</b>	<b>0.83</b>	0.65	0.36
29	0.62	0.63	<b>0.76</b>	<b>0.87</b>	0.56	0.66	<b>0.89</b>	<b>0.87</b>	<b>0.83</b>	0.46	<b>0.70</b>	0.55	<b>0.75</b>	0.63
30	<b>0.84</b>	<b>0.85</b>	0.57	<b>0.90</b>	0.46	0.57	<b>0.94</b>	<b>0.95</b>	<b>0.71</b>	0.54	0.49	0.45	0.65	<b>0.79</b>
31	0.68	0.69	0.22	-	0.12	0.06	0.17	0.24	0.20	0.18	0.23	0.20	0.62	<b>0.70</b>
32	<b>0.82</b>	<b>0.83</b>	0.37	-	0.45	<b>0.79</b>	<b>0.94</b>	<b>0.86</b>	0.56	0.47	0.08	0.12	<b>0.75</b>	<b>0.73</b>
33	<b>0.91</b>	<b>0.91</b>	0.38	0.60	0.37	0.44	<b>0.86</b>	<b>0.92</b>	0.60	0.54	0.33	0.39	0.68	<b>0.84</b>
34	<b>0.90</b>	<b>0.91</b>	0.41	0.46	0.32	0.38	<b>0.84</b>	<b>0.91</b>	0.58	0.54	0.35	0.34	0.69	<b>0.84</b>
35	0.66	0.67	0.13	<b>0.82</b>	0.13	0.15	0.13	0.12	0.12	0.05	0.12	0.14	<b>0.83</b>	<b>0.72</b>
36	<b>0.88</b>	<b>0.88</b>	0.50	<b>0.84</b>	0.42	0.54	<b>0.91</b>	<b>0.93</b>	0.65	0.61	0.45	0.40	<b>0.70</b>	<b>0.82</b>
37	0.38	0.38	0.18	0.07	<b>0.70</b>	0.64	0.58	0.55	<b>0.94</b>	0.09	0.17	<b>0.73</b>	<b>0.80</b>	0.08
38	<b>0.92</b>	<b>0.91</b>	0.47	<b>0.95</b>	0.38	0.58	<b>0.87</b>	<b>0.91</b>	0.49	<b>0.79</b>	0.26	0.23	0.52	<b>0.88</b>
39	0.43	0.43	<b>0.87</b>	<b>0.78</b>	0.61	0.65	0.56	0.59	<b>0.86</b>	0.50	<b>0.73</b>	0.68	<b>0.90</b>	0.60
40	0.29	0.29	<b>0.94</b>	0.27	<b>0.71</b>	0.63	0.50	0.52	<b>0.76</b>	0.33	<b>0.89</b>	<b>0.77</b>	<b>0.91</b>	0.35
42	<b>0.91</b>	<b>0.91</b>	0.51	<b>0.78</b>	0.38	0.53	<b>0.89</b>	<b>0.93</b>	0.53	0.62	0.42	0.34	0.58	<b>0.86</b>
43	0.24	0.25	<b>0.93</b>	0.42	<b>0.89</b>	<b>0.83</b>	0.60	0.60	<b>0.89</b>	0.23	<b>0.88</b>	<b>0.73</b>	<b>0.85</b>	0.36
44	0.47	0.48	<b>0.80</b>	0.36	<b>0.78</b>	<b>0.83</b>	<b>0.72</b>	<b>0.70</b>	0.63	0.40	<b>0.75</b>	0.64	<b>0.78</b>	0.56
45	<b>0.79</b>	<b>0.79</b>	0.61	<b>0.83</b>	0.56	<b>0.71</b>	<b>0.93</b>	<b>0.91</b>	0.64	<b>0.72</b>	0.42	0.41	0.66	<b>0.86</b>
46	0.61	0.62	0.12	<b>0.73</b>	0.12	0.15	0.13	0.12	0.10	0.05	0.10	0.12	<b>0.76</b>	<b>0.72</b>
47	0.04	0.05	<b>0.81</b>	-	-	-	-	-	0.43	0.02	<b>0.72</b>	-	-	0.17
48	0.20	0.20	<b>0.93</b>	-	-	-	-	-	-	0.15	<b>0.86</b>	-	-	0.33
49	<b>0.96</b>	<b>0.96</b>	0.36	-	-	-	-	-	-	0.52	0.32	-	-	<b>0.84</b>
50	0.52	0.53	0.68	-	-	-	-	-	-	0.34	0.68	-	-	0.49



	13	15	16	17	18	19	20	21	22	24	25	29	30	31	32	33
komárom	0.14	0.17	0.40	0.24	0.34	0.20	0.10	0.26	0.20	0.28	0.25	0.62	<b>0.84</b>	0.68	<b>0.82</b>	<b>0.91</b>
dunaalmás	0.19	0.17	0.40	0.25	0.34	0.22	0.10	0.26	0.24	0.29	0.26	0.63	<b>0.85</b>	0.69	<b>0.83</b>	<b>0.91</b>
1	0.49	<b>0.72</b>	<b>0.92</b>	0.42	<b>0.80</b>	0.68	-0.06	0.46	<b>0.88</b>	0.62	0.67	<b>0.76</b>	0.57	0.22	0.37	0.38
2	0.21	0.18	0.36	-0.03	0.30	0.21	-0.05	0.04	0.32	0.28	0.17	<b>0.87</b>	<b>0.90</b>	-	-	0.60
3	0.11	0.45	<b>0.77</b>	0.61	0.44	0.20	-0.09	0.60	0.63	0.35	<b>0.79</b>	0.56	0.46	0.12	0.45	0.37
4	0.12	0.37	<b>0.74</b>	0.60	0.42	0.17	0.01	0.54	0.57	0.38	0.69	0.66	0.57	0.06	<b>0.79</b>	0.44
5	0.19	0.30	0.59	0.39	0.44	0.27	0.04	0.37	0.51	0.45	0.43	<b>0.89</b>	<b>0.94</b>	0.17	<b>0.94</b>	<b>0.86</b>
6	0.27	0.32	0.60	0.38	0.48	0.32	0.04	0.36	0.53	0.41	0.44	<b>0.87</b>	<b>0.95</b>	0.24	<b>0.86</b>	<b>0.92</b>
7	0.28	0.10	<b>0.75</b>	<b>0.80</b>	0.57	0.28	0.43	<b>0.83</b>	0.58	0.17	<b>0.81</b>	<b>0.83</b>	<b>0.71</b>	0.20	0.56	0.60
8	0.19	0.20	0.54	0.36	0.43	0.22	0.06	0.42	0.27	0.39	0.36	0.46	0.54	0.18	0.47	0.54
9	0.39	0.40	<b>0.79</b>	<b>0.76</b>	0.64	0.58	0.30	<b>0.88</b>	<b>0.81</b>	0.18	<b>0.74</b>	<b>0.70</b>	0.49	0.23	0.08	0.33
10	0.22	0.59	0.65	0.55	0.57	0.44	0.07	0.65	0.63	0.28	<b>0.83</b>	0.55	0.45	0.20	0.12	0.39
11	0.55	0.48	<b>0.89</b>	0.54	<b>0.85</b>	0.64	0.10	0.55	<b>0.75</b>	0.64	0.65	<b>0.75</b>	0.65	0.62	<b>0.75</b>	0.68
12	0.19	0.24	0.52	0.31	0.45	0.23	0.11	0.31	0.29	0.44	0.36	0.63	<b>0.79</b>	<b>0.70</b>	<b>0.73</b>	<b>0.84</b>
13	<b>1</b>	0.39	0.54	0.12	<b>0.72</b>	<b>0.84</b>	0.11	0.08	0.65	0.51	0.29	0.38	0.23	0.07	-0.04	0.15
15	0.39	<b>1</b>	0.52	-0.18	0.53	0.70	-0.54	-0.17	0.65	<b>0.74</b>	0.25	0.54	0.43	0.23	0.35	0.35
16	0.54	0.52	<b>1</b>	0.64	<b>0.82</b>	0.63	0.07	0.66	<b>0.87</b>	0.58	<b>0.72</b>	0.68	0.58	<b>0.71</b>	<b>0.80</b>	0.55
17	0.12	-0.18	0.64	<b>1</b>	0.32	-0.04	0.62	<b>0.87</b>	0.37	-0.10	<b>0.75</b>	0.66	0.58	0.15	0.53	0.50
18	<b>0.72</b>	0.53	<b>0.82</b>	0.32	<b>1</b>	<b>0.81</b>	0.11	0.39	<b>0.81</b>	<b>0.74</b>	0.54	0.67	0.57	0.18	0.21	0.45
19	<b>0.84</b>	0.70	0.63	-0.04	<b>0.81</b>	<b>1</b>	-0.14	0.00	<b>0.76</b>	<b>0.71</b>	0.33	0.59	0.42	0.16	0.13	0.32
20	0.11	-0.54	0.07	0.62	0.11	-0.14	<b>1</b>	0.65	-0.08	-0.32	0.23	0.27	0.19	0.10	0.16	0.14
21	0.08	-0.17	0.66	<b>0.87</b>	0.39	0.00	0.65	<b>1</b>	0.38	-0.15	<b>0.79</b>	0.67	0.58	0.24	0.39	0.54
22	0.65	0.65	<b>0.87</b>	0.37	<b>0.81</b>	<b>0.76</b>	-0.08	0.38	<b>1</b>	0.68	0.43	0.59	0.37	0.18	0.30	0.27
24	0.51	<b>0.74</b>	0.58	-0.10	<b>0.74</b>	<b>0.71</b>	-0.32	-0.15	0.68	<b>1</b>	0.16	0.54	0.61	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	0.70
25	0.29	0.25	<b>0.72</b>	<b>0.75</b>	0.54	0.33	0.23	<b>0.79</b>	0.43	0.16	<b>1</b>	<b>0.76</b>	0.62	0.22	0.31	0.40
29	0.38	0.54	0.68	0.66	0.67	0.59	0.27	0.67	0.59	0.54	<b>0.76</b>	<b>1</b>	<b>0.91</b>	<b>0.96</b>	<b>0.73</b>	<b>0.77</b>
30	0.23	0.43	0.58	0.58	0.57	0.42	0.19	0.58	0.37	0.61	0.62	<b>0.91</b>	<b>1</b>	<b>0.86</b>	<b>0.75</b>	<b>0.91</b>
31	0.07	0.23	<b>0.71</b>	0.15	0.18	0.16	0.10	0.24	0.18	<b>1.00</b>	0.22	<b>0.96</b>	<b>0.86</b>	<b>1</b>	0.07	0.25
32	-0.04	0.35	<b>0.80</b>	0.53	0.21	0.13	0.16	0.39	0.30	<b>1.00</b>	0.31	<b>0.73</b>	<b>0.75</b>	0.07	<b>1</b>	<b>0.79</b>
33	0.15	0.35	0.55	0.50	0.45	0.32	0.14	0.54	0.27	0.70	0.40	<b>0.77</b>	<b>0.91</b>	0.25	<b>0.79</b>	<b>1</b>
34	0.19	0.37	0.54	0.44	0.43	0.35	0.13	0.52	0.31	0.65	0.43	<b>0.80</b>	<b>0.91</b>	0.30	<b>0.76</b>	<b>0.97</b>
35	0.07	0.08	<b>0.80</b>	0.12	0.11	0.09	0.07	0.10	0.10	<b>0.70</b>	0.13	0.11	0.11	<b>0.81</b>	<b>0.80</b>	0.06
36	0.25	0.25	0.62	0.44	0.58	0.35	0.24	0.47	0.33	0.52	0.59	<b>0.89</b>	<b>0.99</b>	<b>0.83</b>	0.66	<b>0.91</b>
37	0.07	0.33	<b>0.81</b>	<b>0.77</b>	<b>0.71</b>	0.09	0.42	<b>0.87</b>	0.14	0.39	0.17	0.12	0.11	0.17	0.32	0.10
38	0.41	0.35	0.47	0.43	0.50	0.43	0.33	0.40	0.49	0.57	0.35	<b>0.80</b>	<b>0.93</b>	<b>0.81</b>	<b>0.96</b>	<b>0.87</b>
39	<b>0.77</b>	0.66	<b>0.88</b>	<b>0.83</b>	<b>0.94</b>	<b>0.92</b>	<b>0.72</b>	<b>0.79</b>	<b>0.86</b>	<b>0.74</b>	<b>0.82</b>	<b>0.77</b>	0.63	0.42	0.65	0.62
40	0.62	0.67	<b>0.95</b>	0.58	<b>0.88</b>	<b>0.80</b>	0.18	0.62	<b>0.90</b>	0.69	0.63	<b>0.76</b>	0.56	0.21	0.35	0.40
42	0.25	0.38	0.52	0.31	0.53	0.38	0.06	0.31	0.41	0.52	0.41	<b>0.82</b>	<b>0.95</b>	0.67	0.68	<b>0.93</b>
43	0.47	<b>0.93</b>	<b>0.92</b>	<b>0.85</b>	0.68	0.66	0.30	<b>0.81</b>	<b>0.89</b>	0.67	0.69	<b>0.74</b>	0.55	0.29	0.49	0.38
44	0.27	0.55	<b>0.74</b>	0.47	0.60	0.44	-0.01	0.40	0.64	0.56	0.65	<b>0.85</b>	<b>0.75</b>	0.45	<b>0.87</b>	0.57
45	0.38	0.46	0.61	0.55	0.58	0.45	0.34	0.50	0.57	0.63	0.51	<b>0.84</b>	<b>0.91</b>	0.52	<b>0.92</b>	<b>0.81</b>
46	0.06	0.07	0.67	0.11	0.10	0.07	0.07	0.09	0.09	0.66	0.11	0.11	0.11	<b>0.92</b>	<b>0.99</b>	0.05
47	0.32	-	-	-	-	0.51	-	-	<b>0.87</b>	-	-	0.48	0.25	-	-	0.13
48	0.32	-	-	-	-	0.54	-	-	<b>0.84</b>	-	0.68	<b>0.75</b>	0.54	-	-	0.32
49	0.15	-	-	-	-	0.29	-	-	0.25	-	0.42	<b>0.71</b>	<b>0.92</b>	-	-	<b>0.95</b>
50	0.41	-	-	-	-	0.59	-	-	0.56	-	<b>0.73</b>	<b>0.90</b>	<b>0.80</b>	-	-	0.64

	34	35	36	37	38	39	40	42	43	44	45	46	47	48	49	50
komárom	<b>0.90</b>	0.66	<b>0.88</b>	0.38	<b>0.92</b>	0.43	0.29	<b>0.91</b>	0.24	0.47	<b>0.79</b>	0.61	0.04	0.20	<b>0.96</b>	0.52
dunaalmás	<b>0.91</b>	0.67	<b>0.88</b>	0.38	<b>0.91</b>	0.43	0.29	<b>0.91</b>	0.25	0.48	<b>0.79</b>	0.62	0.05	0.20	<b>0.96</b>	0.53
1	0.41	0.13	0.50	0.18	0.47	<b>0.87</b>	<b>0.94</b>	0.51	<b>0.93</b>	<b>0.80</b>	0.61	0.12	<b>0.81</b>	<b>0.93</b>	0.36	0.68
2	0.46	<b>0.82</b>	<b>0.84</b>	0.07	<b>0.95</b>	<b>0.78</b>	0.27	<b>0.78</b>	0.42	0.36	<b>0.83</b>	<b>0.73</b>	-	-	-	-
3	0.32	0.13	0.42	<b>0.70</b>	0.38	0.61	<b>0.71</b>	0.38	<b>0.89</b>	<b>0.78</b>	0.56	0.12	-	-	-	-
4	0.38	0.15	0.54	0.64	0.58	0.65	0.63	0.53	<b>0.83</b>	<b>0.83</b>	<b>0.71</b>	0.15	-	-	-	-
5	<b>0.84</b>	0.13	<b>0.91</b>	0.58	<b>0.87</b>	0.56	0.50	<b>0.89</b>	0.60	<b>0.72</b>	<b>0.93</b>	0.13	-	-	-	-
6	<b>0.91</b>	0.12	<b>0.93</b>	0.55	<b>0.91</b>	0.59	0.52	<b>0.93</b>	0.60	<b>0.70</b>	<b>0.91</b>	0.12	-	-	-	-
7	0.58	0.12	0.65	<b>0.94</b>	0.49	<b>0.86</b>	<b>0.76</b>	0.53	<b>0.89</b>	0.63	0.64	0.10	0.43	-	-	-
8	0.54	0.05	0.61	0.09	<b>0.79</b>	0.50	0.33	0.62	0.23	0.40	<b>0.72</b>	0.05	0.02	0.15	0.52	0.34
9	0.35	0.12	0.45	0.17	0.26	<b>0.73</b>	<b>0.89</b>	0.42	<b>0.88</b>	<b>0.75</b>	0.42	0.10	<b>0.72</b>	<b>0.86</b>	0.32	0.68
10	0.34	0.14	0.40	<b>0.73</b>	0.23	0.68	<b>0.77</b>	0.34	<b>0.73</b>	0.64	0.41	0.12	-	-	-	-
11	0.69	<b>0.83</b>	<b>0.70</b>	<b>0.80</b>	0.52	<b>0.90</b>	<b>0.91</b>	0.58	<b>0.85</b>	<b>0.78</b>	0.66	<b>0.76</b>	-	-	-	-
12	<b>0.84</b>	<b>0.72</b>	<b>0.82</b>	0.08	<b>0.88</b>	0.60	0.35	<b>0.86</b>	0.36	0.56	<b>0.86</b>	<b>0.72</b>	0.17	0.33	<b>0.84</b>	0.49
13	0.19	0.07	0.25	0.07	0.41	<b>0.77</b>	0.62	0.25	0.47	0.27	0.38	0.06	0.32	0.32	0.15	0.41
15	0.37	0.08	0.25	0.33	0.35	0.66	0.67	0.38	<b>0.93</b>	0.55	0.46	0.07	-	-	-	-
16	0.54	<b>0.80</b>	0.62	<b>0.81</b>	0.47	<b>0.88</b>	<b>0.95</b>	0.52	<b>0.92</b>	<b>0.74</b>	0.61	0.67	-	-	-	-
17	0.44	0.12	0.44	<b>0.77</b>	0.43	<b>0.83</b>	0.58	0.31	<b>0.85</b>	0.47	0.55	0.11	-	-	-	-
18	0.43	0.11	0.58	<b>0.71</b>	0.50	<b>0.94</b>	<b>0.88</b>	0.53	0.68	0.60	0.58	0.10	-	-	-	-
19	0.35	0.09	0.35	0.09	0.43	<b>0.92</b>	<b>0.80</b>	0.38	0.66	0.44	0.45	0.07	0.51	0.54	0.29	0.59
20	0.13	0.07	0.24	0.42	0.33	<b>0.72</b>	0.18	0.06	0.30	-0.01	0.34	0.07	-	-	-	-
21	0.52	0.10	0.47	<b>0.87</b>	0.40	<b>0.79</b>	0.62	0.31	<b>0.81</b>	0.40	0.50	0.09	-	-	-	-
22	0.31	0.10	0.33	0.14	0.49	<b>0.86</b>	<b>0.90</b>	0.41	<b>0.89</b>	0.64	0.57	0.09	<b>0.87</b>	<b>0.84</b>	0.25	0.56
24	0.65	<b>0.70</b>	0.52	0.39	0.57	<b>0.74</b>	0.69	0.52	0.67	0.56	0.63	0.66	-	-	-	-
25	0.43	0.13	0.59	0.17	0.35	<b>0.82</b>	0.63	0.41	0.69	0.65	0.51	0.11	-	0.68	0.42	<b>0.73</b>
29	<b>0.80</b>	0.11	<b>0.89</b>	0.12	<b>0.80</b>	<b>0.77</b>	<b>0.76</b>	<b>0.82</b>	<b>0.74</b>	<b>0.85</b>	<b>0.84</b>	0.11	0.48	<b>0.75</b>	<b>0.71</b>	<b>0.90</b>
30	<b>0.91</b>	0.11	<b>0.99</b>	0.11	<b>0.93</b>	0.63	0.56	<b>0.95</b>	0.55	<b>0.75</b>	<b>0.91</b>	0.11	0.25	0.54	<b>0.92</b>	<b>0.80</b>
31	0.30	<b>0.81</b>	<b>0.83</b>	0.17	<b>0.81</b>	0.42	0.21	0.67	0.29	0.45	0.52	<b>0.92</b>	-	-	-	-
32	<b>0.76</b>	<b>0.80</b>	0.66	0.32	<b>0.96</b>	0.65	0.35	0.68	0.49	<b>0.87</b>	<b>0.92</b>	<b>0.99</b>	-	-	-	-
33	<b>0.97</b>	0.06	<b>0.91</b>	0.10	<b>0.87</b>	0.62	0.40	<b>0.93</b>	0.38	0.57	<b>0.81</b>	0.05	0.13	0.32	<b>0.95</b>	0.64
34	<b>1</b>	0.06	<b>0.92</b>	0.09	<b>0.89</b>	0.60	0.43	<b>0.93</b>	0.42	0.58	<b>0.79</b>	0.04	0.18	0.39	<b>0.93</b>	0.66
35	0.06	<b>1</b>	0.12	0.12	<b>0.71</b>	0.09	0.12	0.11	0.11	0.14	0.09	<b>1.00</b>	-	-	-	-
36	<b>0.92</b>	0.12	<b>1</b>	0.12	<b>0.93</b>	0.66	0.50	<b>0.92</b>	0.47	0.66	<b>0.86</b>	0.12	0.20	0.47	<b>0.93</b>	<b>0.81</b>
37	0.09	0.12	0.12	<b>1</b>	0.43	<b>0.86</b>	0.18	0.10	0.17	0.14	0.59	0.11	-0.17	-0.13	0.04	-
38	<b>0.89</b>	<b>0.71</b>	<b>0.93</b>	0.43	<b>1</b>	0.49	0.47	<b>0.94</b>	0.49	0.63	<b>0.92</b>	<b>0.77</b>	-	-	-	-
39	0.60	0.09	0.66	<b>0.86</b>	0.49	<b>1</b>	<b>0.94</b>	0.59	<b>0.77</b>	0.70	0.57	0.08	-	-	-	-
40	0.43	0.12	0.50	0.18	0.47	<b>0.94</b>	<b>1</b>	0.51	<b>0.91</b>	<b>0.75</b>	0.58	0.10	<b>0.71</b>	<b>0.87</b>	0.41	<b>0.74</b>
42	<b>0.93</b>	0.11	<b>0.92</b>	0.10	<b>0.94</b>	0.59	0.51	<b>1</b>	0.50	0.69	<b>0.94</b>	0.11	0.26	0.48	<b>0.96</b>	<b>0.73</b>
43	0.42	0.11	0.47	0.17	0.49	<b>0.77</b>	<b>0.91</b>	0.50	<b>1</b>	<b>0.88</b>	0.65	0.11	<b>0.86</b>	<b>0.97</b>	0.31	0.65
44	0.58	0.14	0.66	0.14	0.63	0.70	<b>0.75</b>	0.69	<b>0.88</b>	<b>1</b>	<b>0.80</b>	0.15	0.65	<b>0.92</b>	0.56	<b>0.74</b>
45	<b>0.79</b>	0.09	<b>0.86</b>	0.59	<b>0.92</b>	0.57	0.58	<b>0.94</b>	0.65	<b>0.80</b>	<b>1</b>	0.09	-	-	-	-
46	0.04	<b>1.00</b>	0.12	0.11	<b>0.77</b>	0.08	0.10	0.11	0.11	0.15	0.09	<b>1</b>	-	-	-	-
47	0.18	-	0.20	-0.17	-	-	<b>0.71</b>	0.26	<b>0.86</b>	0.65	-	-	<b>1</b>	<b>0.87</b>	0.12	0.62
48	0.39	-	0.47	-0.13	-	-	<b>0.87</b>	0.48	<b>0.97</b>	<b>0.92</b>	-	-	<b>0.87</b>	<b>1</b>	0.32	0.62
49	<b>0.93</b>	-	<b>0.93</b>	0.04	-	-	0.41	<b>0.96</b>	0.31	0.56	-	-	0.12	0.32	<b>1</b>	0.66
50	0.66	-	<b>0.81</b>	-	-	-	<b>0.74</b>	<b>0.73</b>	0.65	<b>0.74</b>	-	-	0.62	0.62	0.66	<b>1</b>