

**A CÉLZOTT FELSZÍNALATTI VÍZUTÁNPÓTLÁS LEHETŐSÉGEI LOKÁLIS
FELSZÍNALATTI VÍZÁRAMLÁSI FOLYAMATOK TÜKRÉBEN,
A DUNA-TISZA KÖZI HOMOKHÁTSÁG TERÜLETÉN**

DOKTORI ÉRTEKEZÉS

KÉSZÍTETTE:

SZABÓ ZSÓKA

OKLEVELES GEOLÓGUS

Témavezető: Mádlné Dr. Szőnyi Judit, egyetemi docens
Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Földrajz- és Földtudományi Intézet
Eötvös Loránd Tudományegyetem



Környezettudományi Doktori Iskola

A doktori iskola vezetője: Dr. Turányi Tamás, egyetemi tanár

Környezeti Földtudomány Doktori Program

A doktori program vezetője: Dr. Szalai Zoltán, egyetemi docens

Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

Földrajz- és Földtudományi Intézet

Természettudományi Kar

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Budapest

2023

„...hogy a víz káros bősége a vízhiány mérséklésére legyen fordítható...”
Nemzeti Vízstratégia, 2017

Tartalomjegyzék

Rövidítések jegyzéke	4
1. Bevezetés és célkitűzések	5
1.1. Problémafelvetés.....	5
1.2. Nemzetközi kutatási háttér.....	8
1.3. Kutatási terület kiválasztása és célkitűzések.....	11
1.4. A disszertáció felépítése	12
2. A célzott felszínalatti vízutánpótlás	13
2.1. Definíció és előnyök	13
2.2. A MAR rendszerek típusai.....	14
2.2.1. A MAR típusok csoportosítása	14
2.2.2. A tetőkről történő esővízgyűjtés, mint MAR módszer	15
2.3. A hidrogeológiai környezet elemeinek hatása a MAR-ok működésére.....	17
2.4. A MAR módszerek alkalmazásának feltételei és megtervezésének lépései.....	19
2.5. Kockázatok és kockázatelemzés	21
2.6. MAR rendszerek nemzetközi és hazai szinten.....	23
3. A kutatási terület bemutatása	28
3.1. A kutatási terület földrajzi elhelyezkedése	28
3.2. A hidrogeológiai környezet elemei.....	28
3.2.1. Domborzat.....	28
3.2.2. Éghajlat	29
3.2.3. Geológia.....	30
3.3. A kutatási terület hidrogeológiai viszonyai	31
4. Az alkalmazott módszerek áttekintése	33
5. A kutatási terület lokális hidrogeológiai viszonyainak feltérképezése	36
5.1. A lokális felszínalatti vízáramlások jellemzése	36
5.1.1. Felhasznált adatok és alkalmazott módszerek	36
5.1.2. Eredmények és értelmezésük	38
5.1.2.1. Hidraulikai adatfeldolgozás	38
5.1.2.2. Vízkémiai adatok feldolgozása	42
5.2. A felszínalatti vízszint és vízminőség időbeli változékonysága.....	44
5.2.1. Mérések és alkalmazott módszerek	44
5.2.2. Eredmények és értelmezésük	46
5.2.2.1. Vízszintváltozások	46
5.2.2.2. Vízkémiai változások.....	46

5.2.2.3. Stabilizotóp-összetétel.....	51
6. Tetővíz ásott kútba vezetésének vizsgálata terepi kísérlet segítségével.....	52
6.1. A kísérlet bemutatása	52
6.2. Adatok és alkalmazott módszerek	53
6.2.1. A folyamatos idősorok vizsgálata	53
6.2.2. Vízkémiai mérések	54
6.2.3. A hidraulikus vezetőképesség meghatározása	56
6.2.4. A kút talpán lévő iszap kémiai összetételének vizsgálata	57
6.3. A vízbejuttatás hatásának vizsgálata és értelmezése	58
6.3.1. Hidraulikai változások.....	58
6.3.1.1. A bejuttatott víz mennyisége	58
6.3.1.2. A vízszintek időbeli változása	59
6.3.1.3. Változások a vízoszlop-emelkedés mértékében	61
6.3.1.4. A hidraulikus vezetőképesség változása	65
6.3.1.5. Az vízáramlás sebessége	66
6.3.2. Hőmérsékleti változások	68
6.3.3. Vízkémiai változások	69
6.3.3.1. Vezetőképesség	69
6.3.3.2. Főelemek	70
6.3.3.3. Nyomelemek és lehetséges szennyezők	73
6.3.3.4. A kontrol kutak vízminősége	76
6.3.3.5. Az izotóp-összetétel változása.....	77
6.3.4. A kút talpán felhalmozódó iszap kémiai összetétele.....	78
7. A felszínalatti vízszintlejtés hatásának vizsgálata a vízpótlás hatékonyságára.....	80
7.1. Elméleti modellek.....	80
7.1.1. Alkalmazott módszerek	80
7.1.2. Eredmények.....	85
7.1.2.1. A domborzat és a hidraulikus emelkedési magasság különbség (SG-1).....	85
7.1.2.2. A modell hossza (SG-2)	87
7.1.2.3. A vízszint elevációja (SG-3)	87
7.1.2.4. Geológiai tulajdonságok (SG-4).....	89
7.1.2.5. Heterogenitás (SG-5).....	91
7.1.2.6. Az beszivárogtató medence paraméterei (SG-6).....	92
7.1.3. Értelmezés	94
7.2. Esettanulmány	97

7.2.1. A kutatási terület és a modell felépítése	97
7.2.2. Eredmények	99
7.2.3. Értelmezés.....	100
8. Az eredmények együttes értelmezése és diszkussziója	101
8.1. A terület hidrogeológiai viszonyai.....	101
8.1.1. Vízáramlási viszonyok.....	101
8.1.2. Évszakos változások	102
8.2. Célzott felszínalatti vízutánpótlás tetővízzel	103
8.2.1. A tetővízgyűjtésben rejlő vízmennyiségi potenciál	103
8.2.2. A tetővízgyűjtésben rejlő vízminőségi potenciál.....	104
8.2.3. A bevezetett tetővíz nyomon követése	105
8.2.4. A tetővízgyűjtés környezeti hatásai	106
8.2.5. A pórusok eltömődése.....	107
8.2.6. A kísérlet korlátai és megfontolások a jövőre vonatkozóan	108
8.2.7. A kísérleti eredmények jelentősége és alkalmazhatósága település léptékben.....	109
8.3. A felszínalatti vízszint lejtésének szerepe a vízutánpótlásban.....	110
8.3.1. Az elméleti modellek jelentősége és korlátai.....	110
8.3.2. Az esettanulmány jelentősége és korlátai	112
8.3.3. Természetalapú megoldások és FAVÖKO-k vízpótlása	114
9. Következtetések és kitekintés.....	116
9.1. A terület hidrogeológiai feltérképezéséből levonható következtetések.....	116
9.2. A kísérlet alapján levonható következtetések	117
9.3. A felszínalatti vízszint lejtésének numerikus modellezéssel történő vizsgálata alapján levonható következtetések	120
9.4. A kutatás folytatási lehetőségei	122
10. Összegzés.....	123
11. Tézisek.....	124
12. Abstract.....	126
13. Köszönetnyilvánítás	127
14. Irodalomjegyzék.....	129
15. Ábrajegyzék.....	145
16. Táblázatjegyzék.....	149

Rövidítések jegyzéke

ASR	vízartó rétegbeli tározás és kitermelés (Aquifer Storage and Recovery)
ASTR	vízartó rétegbeli tározás, szállítás és kitermelés (Aquifer Storage, Transfer and Recovery)
DOC	oldott szerves széntartalom
DTkH	Duna-Tisza közti Homokhátság
EC	fajlagos elektromos vezetőképesség
FAV	felszínalatti víz
FAVÖKO	felszínalatti víztől függő ökoszisztéma
KOI	kémiai oxigénigény
MAR	célzott felszínalatti vízutánpótlás (Managed Aquifer Recharge)
NBS	természetalapú megoldás (Nature-based Solution)
RRWH	tetőről történő esővízgyűjtés (Rooftop Rainwater Harvesting)
RRWH-SW	tetőről gyűjtött esővíz sekély kúton keresztül történő beszivároztatása
SAT	talajrétegen keresztül történő víztisztítás (Soil Aquifer Treatment)
TDS	összes oldottanyag-tartalom
TOC	teljes szerves széntartalom
VGT-3	Magyarország 2021. évi vízgyűjtő-gazdálkodási terve (OVF, 2022)

Mintaszámok:

DR-A	A P1-es kút fúrása során a vízartó rétegből vett minta (Ridavits, 2020)
KE01–KE17	Kerekegyháza környéki sekély ásott kutak
P1–P2	A tetővízgyűjtő kísérlet megfigyelőkútjai
PR	Esővízminta (2021.04.14.)
RT	Tetővízminta (2021.04.14.)
SW	A tetővízgyűjtő kísérlet beszivároztató kútja
SW-B	SW talpáról vett iszapminta, alsó réteg (2021.05.14.)
SW-T	SW talpáról vett iszapminta, felső réteg (2021.05.14.)
SW-I-1	SW talpáról vett iszapminta I. (2023.02.14.)
SW-I-2	SW talpáról vett iszapminta II. (2023.02.14.)

1. Bevezetés és célkitűzések

1.1. Problémafelvetés

A klímaváltozás hatására egyre szélsőségesebbé válnak az időjárási viszonyok, hosszabb aszályos és csapadékosabb periódusok jelentkeznek, így a vízhiánnyal és vízbőséggel jellemezhető időszakok is nagyobb változékonyságot mutatnak (Pokhrel és mtsai., 2021; Taylor és mtsai., 2013; Treidel és mtsai., 2012). Ez számos környezeti, mezőgazdasági és ebből következő egészségügyi, infrastrukturális, társadalmi és gazdasági problémát okoz világszerte (Abbass és mtsai., 2022; Arnell és mtsai., 2016; Harrison és mtsai., 2015), és az öntözés iránti növekvő igény révén növeli a felszínalatti vizek felhasználását (Wada és mtsai., 2013; Wu és mtsai., 2020; Zhou és mtsai., 2010). A jelenlegi trendek fényében e hatások együttes jelenléte a jövőben súlyos vízhiány kialakulásához vezethet a világ számos részén, pl. Kaliforniában (USA), Észak-Indiában, az Észak-Kínai-síkságon, vagy a Közel-Keleten már jelentkeznek is ennek hatásai (Rodell és mtsai., 2018).

A vízgazdálkodás területén az éghajlatváltozáshoz való alkalmazkodás egyik legperspektivikusabb módja a célzott felszínalatti vízutánpótlás (Managed Aquifer Recharge – MAR; Fernández Escalante és mtsai., 2019), amely definíció szerint a víztartók tudatos vízutánpótlását jelenti, későbbi vízkivétel céljából vagy környezeti haszon elérése érdekében (NRMCC, EPHC, NHMRC, 2009). Újdonsága, hogy nem kizárólag a felszíni vizek visszatartásában gondolkodik, hanem a felszínalatti vizek bekapcsolása révén hozzájárul az azokkal való együttes gazdálkodáshoz (Evans és Dillon, 2018; Jakeman és mtsai., 2016). A MAR olyan széles skálán mozgó eszközökre, módszerekre és intézkedésekre használható fogalom, amelyek elősegítik az aktív felszínalatti vízgazdálkodást, lokális és medence léptékben egyaránt, valamint hozzájárulnak a növekvő éghajlati szélsőségekhez történő alkalmazkodáshoz (Dillon és mtsai., 2019). A kontrollált körülmények segítenek a megfelelő vízmennyiség és vízminőség elérésében, illetve megtartásában, védve az emberi egészséget és a környezetet (Casanova és mtsai., 2016; Dillon és mtsai., 2009b).

Magyarországon a vizek visszatartásának és a felszínalatti víz utánpótlásának várhatóan egyre nagyobb szerepe lesz a klímaváltozáshoz való alkalmazkodásban (ITM, 2018; OVF, 2022; Rotárné Szalkai és mtsai., 2015), különös tekintettel arra, hogy Magyarország felszíni vizek tekintetében tranzitország (Somlyódy, 2011). Az országból kifolyó vizek 95%-a külföldről érkezik és mindössze 5%-a származik helyi felszíni lefolyásból. Ezekhez mérten az ország területén leesett csapadék mennyiségét gyakran elhanyagolhatónak tekintik, pedig visszatartásával jelentős víztartalékokat lehetne felhalmozni (Somlyódy, 2011). Továbbá a

Kárpát-medencére jellemzőek az éghajlati szélsőségek és ehhez kapcsolódóan az árvizes, belvizes és aszályos időszakok váltakozása, amelyek gyakran egy hidrológiai éven belül is előfordulhatnak (pl. 2000-ben, Pálfai, 2013) és ez komoly problémákat okoz a mezőgazdaságban. Az Alföldön a felszínalatti vízkészletek kihasználtsága 70% körüli, amely a jövőben várhatóan tovább fog növekedni az éghajlatváltozás által előidézett beszivárgáscsökkenés következtében (Somlyódy, 2011). A leginkább érintett területek elsősorban a folyóktól távolabbi, helyi viszonylatban magasabban fekvő területek (pl. a Duna-Tisza köze, a Nyírség és a Maros-hordalékkúp), ahol már jelentkeznek vízgazdálkodási problémák, több helyen a felszínalatti vízszint jelentős süllyedése figyelhető meg (OVF, 2022). Ezek azok a területek, amelyek vízellátási problémáin segíthetne a MAR rendszerek elterjedése (Szabó és mtsai., 2020).

Magyarországon a vízhiánnyal küzdő területek egyike a Duna-Tisza közti Homokhátság (DTkH), ahol a vízszintcsökkenés és a kapcsolódó vízgazdálkodási problémák még a 1970-es években kezdődtek (Major és Neppel, 1988). A terület vízhiánya több tényezőre vezethető vissza. Az éghajlatváltozás, különösen a csapadékmennyiség csökkenése és időbeli eloszlásának megváltozása, valamint az éves átlaghőmérséklet emelkedése fontos szerepet játszott a bekövetkezett folyamatokban (Ladányi és mtsai., 2009; Szalai és Nagy, 2006; Pálfai, 2010). Emellett az emberi tevékenységek, például a földhasználat megváltozása, az erdősítés, a sekély és mély felszínalatti vizek kitermelése, a csatornázás és a földek lecsapolása is hozzájárult a vízszintcsökkenéshez (Kohán, 2014; Kovács és mtsai., 2017; Pálfai, 1993, 1995). A vízszintcsökkenés átlagos mértéke kb. 2–3 m, de egyes területeken a 6–7 m-t is elérheti (Garamhegyi és mtsai., 2020; Major és Neppel, 1988; Szilágyi és Vorosmarty, 1997). Ezek a folyamatok jelentős mezőgazdasági, ökológiai és egyéb kapcsolódó társadalmi problémákat okoztak (Kovács és mtsai., 2017). A térségre jellemző felszínalatti vízszint csökkenés a doktori kutatásom célterületén, Kerekegyházán is kimutatható. Az ásott kutak nagy része kiszáradt, vagy több méterrel csökkent bennük a víz szintje az elmúlt évtizedekben (a lakosokkal folytatott személyes beszélgetés alapján), valamint kiszáradt a településtől DNy-ra található Kondor-tó és mint vizes élőhely szinte teljesen eltűnt (Ujházy és Biró, 2013).

Az elmúlt évtizedekben számos terv készült a vízhiány kezelésére és megoldására a régióban, amelyek elsősorban nagy műszaki beruházásokkal próbálták volna orvosolni a problémát, de megfelelő anyagi forrás hiányában egyik sem valósult meg teljes mértékben (Kovács és mtsai., 2017). Különböző utánpótlási forgatókönyvek készültek a Duna vizének a térségbe vezetésére a Duna és a Tisza hajózható csatornával történő összekötésével, vagy a meglévő csatornahálózat és/vagy újonnan épített csatornák használatával (pl. Alföldi és Kapolyi, 2011; Nagy és mtsai.,

2016; Orlóci, 2003). Más tervek, akár beszivárogtatásra is alkalmas, tározók építésével próbáltak megoldást kínálni (Gyirán, 2009; Nagy és mtsai., 2016; Nemere, 1994).

E nagyszabású tervek közös jellemzője, hogy felszíni vízpótlási szempontból próbálják megoldani a problémát és ezzel figyelmen kívül hagyják a terület természetes adottságait és a felszínalatti vízáramlási rendszerek működését. Ugyanakkor Pálfai (2003) szerint a terület komplex vízgazdálkodási problémáit csak a következő megközelítések együttes alkalmazásával lehet megoldani: i) a szárazgazdálkodás lehetőségeinek maximális kihasználása, ii) a helyi vízkészletek visszatartása és tározása, iii) a különféle használt vizek újrafelhasználása, iv) vízpótlás külső vízforrásból. Páris Emil már 2009-ben felhívta a figyelmet arra, hogy a fedetlen víztartó rétegek megfelelő tárolókapacitással rendelkeznek, és ez lehetőséget adna a hatékonyabb vízvisszatartásra és vízpótlásra, többek között a csapadékvíz és a felszíni lefolyás összegyűjtésével és helyben tartásával.

Célszerű tehát a Homokhátság vízpótlását, hidrogeológiai szempontok bevonásával, más irányból megközelíteni, a helyi vízkészletek visszatartásán és tározásán alapuló helyi vízpótlási módszerek alkalmazásával. Ezek számos előnnyel bírnak a regionális vízpótlást célzó műszaki beruházásokkal szemben. A kisebb léptékű vízpótlási megoldások olcsóbban kivitelezhetők (Soni és mtsai., 2020), kisebb hatással vannak a környezetre, ezek a hatások jobban megismerhetők és könnyebben ellenőrizhetők, így kisebb kockázattal járnak (NRMMC, EPHC, NHMRC, 2009).

A DTkH területén, a helyi adottságok alapján, a csapadékvíz szinte az egyedüli vízvisszatartási célból rendelkezésre álló vízkészlet (Pálfai, 1995). Meg kell jegyezni, hogy a tisztított szennyvíz felszín alatti tározására egyelőre nincsenek meg a megfelelő kockázatkezelési és jogi keretek. Ezen belül is a tetőkről történő esővízgyűjtés, vagy röviden tetővízgyűjtés (rooftop rainwater harvesting – RRWH) kínálkozik olyan egyszerű megoldásnak, melyet egyéni vagy közintézményi szinten is meg lehet oldani. Az ásott kutak használata a tetővíz felszín alá juttatására minden bizonnyal a legolcsóbb és legkézenfekvőbb vízpótlási mód a területen. Ezek a kutak már rendelkezésre állnak, és általában már nem használják őket, mert vagy kiszáradtak, vagy a sekély felszínalatti víz minősége nem megfelelő. A beszivárogtatásra való felhasználásukkal új célt kaphatnának a vízgazdálkodásban. Tehát a sekély kútba (SW) történő beszivárogtatással párosított tetővízgyűjtés (RRWH-SW) több szempontból is kedvező lehet a DTkH területén.

1.2. Nemzetközi kutatási háttér

Az alábbi nemzetközi kutatási előzmények ismerete elengedhetetlen a doktori kutatás konkrét célkitűzéseinek meghatározásához.

1.2.1. Esővíz gyűjtése tetőkről és sekély kúton át történő beszivároztatása

Számos korábbi kutatás bizonyította, hogy a tetőkről vagy utakról gyűjtött esővíz célzott felszín alá juttatása hatékony eszköz lehet a felszínalatti vízszint növelésére, különösen vízgyűjtő léptékben (pl. Glendenning és Vervoort, 2010; Jebamalar és mtsai., 2012, 2021; Sayana és mtsai., 2010). Az esővíz és a felszíni lefolyás összegyűjtésére alkalmas helyek feltérképezése az egyik legelterjedtebb kutatási téma (pl. Adham és mtsai., 2018; Boroomandnia és mtsai., 2021; Jasrotia és mtsai., 2019; Kadam és mtsai., 2012; Shyam és mtsai., 2021) az új MAR rendszerek megvalósításának előmozdítása és a döntéshozók segítése érdekében. Bár a tetőkről történő esővízgyűjtés egyre népszerűbb, és számos kutatás foglalkozik az ilyen rendszerek tervezésével (pl. Farswan és mtsai., 2019; Gado és El-Agha, 2020; Mishra és mtsai., 2020; Nachshon és mtsai., 2016; Siddiqui és Siddiqui, 2019), de csak néhány esettanulmány foglalkozik a kutakkal kombinált, helyi szintű tetővízgyűjtő rendszerek hatékonyságának értékelésével (Szabó és mtsai., 2023a). Az e tanulmányokat összegző táblázat az I. mellékletben található.

Az esettanulmányok léptéke az önálló rendszerek (tetőszerkezet és hozzátartozó kút; pl. Venugopal és Ghosh, 2010) és a városrész vagy település szintje (Jebamalar és Ravikumar, 2011; Pawar és mtsai., 2014) között változik. Az egyes rendszerek működésének helyszíni kísérleteken alapuló nyomon követése szintén eltérő hosszúságú és gyakoriságú. Egy ausztráliai esettanulmány esetén két éven keresztül vizsgálták a felszínalatti vízszint, a fajlagos elektromos vezetőképesség és a hőmérséklet változását; a bejuttatott víz mennyiségét és zavarosságát (Dillon és Barry, 2005), valamint a pórusok eltömődését egy fúrt kút esetén (Barry és mtsai., 2013). Egy indiai esettanulmány esetén meglehetősen hosszú, 7 éves megfigyelést végeztek, de csak szezonálisan mérték a vízszintet és kémiai mérések nem történtek (Venugopal és Ghosh, 2010). Egy Kínában létesült, karsztos víztartó réteget utánpótló tetővízgyűjtő rendszer esetén hat hónapon keresztül elemezték a csapadék mennyiségét, a vízszintet, a fő ionokat, fémeket, félfémeket és nutrienseket egy mély (kb. 230 m) fúrt kút esetén (Wang és mtsai. (2015)). Egy bangladesi esettanulmányban négy 18-23 m mély kútba történt vízbejuttatás és öt hónapon keresztül vizsgálták a fajlagos elektromos vezetőképességet, a hőmérsékletet, a pH-t, a zavarosságot, a vízszintet, a beszivárgó víz mennyiségét, az arzén és vas koncentrációit, és jelentős vízminőség-javulást értek el (Hasan és mtsai., 2018). Egy vietnámi esettanulmány öt

MAR-kísérletet vizsgált, amelyekben tetőkről, burkolat nélküli utakról és helyi szántóföldekről gyűjtötték az esővizet (Pavelic és mtsai., 2022). Megfigyelési időszakuk három hidrológiai évig tartott: a csapadékmennyiséget, a vízszintet és a hőmérsékletet automatikus eszközökkel mérték; az általános szervesanyagokat, fémeket, tápanyagokat, mikrobiális kórokozókat és növényvédő szereket szezonálisan vizsgálták. Egy bangladesi, porózus víztartót utánpótló esettanulmány csak a MAR létesítés előtti és utáni vízminőségi adatokat elemezte (Rahaman és mtsai., 2019a,b). A fent említett esettanulmányok, egy kivételével (Barry és mtsai., 2013), nem foglalkoztak a kutak eltömődésével, mint fellépő problémával. Az egyedi rendszerekre összpontosító tanulmányok csak egy része használt sekély ásott kutat a beszivárogtatáshoz (Pavelic és mtsai., 2022; Rahaman és mtsai., 2019a,b; Venugopal és Ghosh, 2010) és ezek közül csak Rahaman és mtsai. (2019a,b) végeztek beszivárogtatást porózus víztartó rétegbe.

1.2.2. Felszínalatti vízáramlás és a célzott felszínalatti vízutánpótlás

Annak ellenére, hogy a MAR rendszerek népszerűsége egyre nő, az alkalmazási körük egyre szélesebb és egyre több aspektusát vizsgálják (Sprenger és mtsai., 2017; Stefan és Ansems, 2018), beleértve a kockázat- és hatásvizsgálatot (Imig és mtsai., 2022; Zheng és mtsai., 2023), valamint a jogi szempontokat (Fernández Escalante és mtsai., 2020, 2022) a felszínalatti vízáramlási rendszerek és azok regionális és helyi jellemzői (Tóth, 1970, 1999), pl. a természetes beáramlási és kiáramlási területek elhelyezkedése, valamint a felszínalatti vízszint lejtése, általában nem képezik a MAR-os kutatások tárgyát (Mádl-Szőnyi és mtsai., 2023).

Mindazonáltal vannak olyan MAR-típusok (bővebben II. melléklet), amelyek kihasználják a lejtős terepviszonyokat, különösen azok, amelyek célja a felszíni lefolyás összegyűjtése vagy a felszín alatt lejátszódó természetes tisztulási folyamatok kiaknázása (IGRAC, 2007). A legtöbb esetben a nagy hidraulikus gradiens és a nagy laterális áramlási sebesség kedvezőtlennek tekinthető, mivel ezek lehetővé teszik a bejuttatott víz keveredését a helyben lévő felszínalatti vízzel (Dillon és mtsai., 2009b; Dillon, 2012; Gale és mtsai., 2002). Ez különösen fontos brakkvízű víztartókban történő víztározás esetén (Missimer és mtsai., 2017; Ward és mtsai., 2009; Ward és Dillon, 2012).

A MAR-okkal kapcsolatos kutatásokban a beszivárgási folyamatokat, a vízdóm kialakulását és a hígulást vagy vízkeveredést gyakran vizsgálják akár elméleti (pl. Hantush, 1967; Marino, 1967, 1974a, 1974b; Singh, 1976), akár gyakorlati (pl. Alkhatib és mtsai., 2021; Ganot és mtsai., 2017; Masetti és mtsai., 2016) szempontból. Bár modellezési szempontból a hidraulikus gradienst gyakran figyelembe veszik (pl. Bahar és mtsai., 2021; Caligaris és mtsai., 2022; Massuel és mtsai., 2014; Missimer és mtsai., 2017; Rahman és mtsai., 2013), a hidraulikus

gradiens és az áramlási dinamika hatásait és jelentőségét ritkán vizsgálják részletesen. E kutatások elsősorban a beszivárgási és felhalmozódási folyamatokra (pl. Pavelic és mtsai., 2020; Smith és Pollock, 2012; Zlotnik és mtsai., 2017), mások pedig a szennyezőanyagok koncentrációjának hígulására és a bejuttatott víznek a természetes felszínalatti vízzel való keveredésére (pl. Bahar és mtsai., 2021; da Costa és mtsai., 2020; Missimer és mtsai., 2017) összpontosítanak. Ezzel szemben a felszínalatti vízáramlási rendszerek és folyamatok lehetséges pozitív hatásait eddig nem vizsgálták szisztematikusan.

A jelenlegi éghajlatváltozás (Amanambu és mtsai., 2020; Atawneh és mtsai., 2021) és az ágazatokon átnyúló hatásainak (pl. Arnell és mtsai., 2016; Harrison és mtsai., 2015) fényében a természet alapú megoldások és a célzott felszínalatti vízutánpótlás egyre fontosabbá válnak az éghajlatváltozáshoz való alkalmazkodás és a fenntarthatóság érdekében (Alam és mtsai., 2021; Dahlke és mtsai., 2018; Scanlon és mtsai., 2016). A legújabb kutatások bebizonyították, hogy az éghajlatváltozás hatással van a felszínalatti vízáramlási rendszerekre és ezáltal a felszínalatti vizektől függő ökoszisztémákra (FAVÖKO) is (pl. Aldous és Gannett, 2021; Havril és mtsai., 2018; Trásy-Havril és mtsai., 2022; van Engelenburg és mtsai., 2018). Az emberi tevékenységek, mint például a vízkitermelés, a területek lecsapolása, a csatornázás stb. hasonló következményekkel járhatnak, mivel csökkentik a felszínalatti vízszintet és megváltoztatják a helyi áramlási rendszereket (pl. Engelen és Kloosterman, 1996; van Engelenburg és mtsai., 2018). A MAR-ok segíthetnek enyhíteni ezeket a hatásokat azáltal, hogy kompenzálják ezeket a folyamatokat (pl. Fernández Escalante és mtsai., 2019; Henao Casas és mtsai., 2022). Azonban az eredményes alkalmazásukhoz szükséges a természetes hidrogeológiai adottságok és a felszínalatti vízáramlási rendszerek ismerete és tudatos kihasználása.

A DTkH területén korábbi kutatások igazolták, hogy kb. 300 m mélységig a felszínalatti vízáramlásokat és a hozzájuk köthető felszíni jelenségeket (pl. felszínalatti víztől függő ökoszisztémák elhelyezkedése, növényzeti változatosság) alapvetően a domborzat és az általa a felszínalatti vízszintben generált hidraulikus gradiens határozza meg (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009). Azonban a MAR-ok tekintetében a területen sem történtek az áramlási rendszerek ismeretére alapuló kutatások.

1.3. Kutatási terület kiválasztása és célkitűzések

A doktori munka kutatási területe Kerekegyházát és környékét foglalja magába (bővebben: 3. fejezet). A kutatási terület kiválasztásánál az alábbi szempontok játszottak szerepet: i) a DTkH magasabban fekvő részén, előzetes vizsgálatok alapján beáramlási területen helyezkedik el (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009); ii) itt található a Kondor-tó, amely mára teljesen kiszáradt (Ujházy és Biró, 2013); iii) előzetes MAR alkalmassági térképezés azt mutatta, hogy a területen van megfelelő víztartó és a vízszint mélyebben helyezkedik el, ami alkalmassá teszi a területet a felszínalatti vízpótlásra (Mádl-Szőnyi és mtsai., 2019); iv) a kutatási területen belül van domborzati változékonyság, amely lehetővé teszi a felszínalatti vízszint lejtésének bevonását az értékelésbe; v) Kerekegyházán rendelkezésre állt egy olyan ásott kút, amely alkalmas volt az esővíz-beszivárogtatási kísérlet kivitelezéséhez; és vi) az önkormányzat érdeklődést mutatott a kutatással kapcsolatban.

Figyelembe véve i) a Duna-Tisza közti Homokhátság területére készült korábbi felszínalatti vízáramlási rendszereket vizsgáló regionális léptékű tanulmányokat (pl. Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009; Trásy-Havril és mtsai., 2022); ii) a tetővízgyűjtéssel és sekély kúton keresztül történő beszivárogtatásával foglalkozó esettanulmányokat (pl. Pavelic és mtsai., 2022); valamint iii) a felszínalatti vízáramlások MAR szempontból történő vizsgálatának hiányát, az alábbi célkitűzéseket fogalmaztam meg:

- **1. cél:** A kutatási terület lokális felszínalatti vízáramlásainak jellemzése hidraulikai és vízkémiai szempontból.
- **2. cél:** A kutatási területre jellemző évszakos vízszint és vízkémiai változások vizsgálata.
- **3. cél:** Egy a DTkH-n kialakított RRWH-SW rendszer működésének két hidrológiai évig tartó vizsgálata porózus víztartó esetén i) a módszer mennyiségi és minőségi potenciáljának jellemzésére, ii) környezeti hatásainak vizsgálatára, különös tekintettel a felszínalatti víz esetleges elszennyeződésére, valamint iii) a beszivárogtatási hatékonyság változásainak elemzésére.
- **4. cél:** A felszínalatti víztükör lejtésének és további paraméterek hatásának 2D numerikus vizsgálata felszíni beszivárogtatáson alapuló MAR hatékonyságára a FAVÖKO-k helyreállítása szempontjából, valamint az eredmények tesztelése egy Kerekegyháza és a Kondor-tó közötti félelméleti szelvény mentén.

1.4. A disszertáció felépítése

Az 1. fejezetben található bevezetés és célkitűzések után, a 2. fejezet a célzott felszínelatti vízutánpótlást mutatja be. A fejezet részben a Hidrológiai Közlönyben megjelent társszerzős cikkemen (Szabó és mtsai., 2020) alapszik, amelynek jelentősége, hogy korábban nem volt átfogó áttekintés a magyar szakirodalomban e módszerekkel kapcsolatban. Továbbá a fejezethez Imig és mtsai. (2022) is alapot szolgáltatott, amelynek megírásában társszerzőként vettem részt és a MAR-okkal kapcsolatos kockázatokkal és azok elemzésével foglalkozott. A 3. fejezet célja a kutatási terület bemutatása az elérhető szakirodalmak alapján. A 4. fejezet a doktori kutatás céljainak eléréshez használt módszereket foglalja össze, ugyanakkor a különböző módszerek, mérések, adatforrások, paraméterbeállítások stb. részletes leírását az egyes fejezetekben (5–7. fejezet) külön alfejezetekben foglaltam össze, a könnyebb átláthatóság és értelmezhetőség érdekében.

A 5. fejezet a kutatási terület lokális felszínelatti vízáramlási viszonyainak vizsgálatát (5.1. fejezet) és a területre jellemző évszakos változások felmérését (5.2. fejezet) foglalja magába. E vizsgálatok célja a kutatási terület általános megismerése és a további eredmények tágabb kontextusban való értelmezésének elősegítése. A 6. fejezet az RRWH-SW rendszer vizsgálatára létrehozott kísérletet és monitoring rendszert, a kísérlet során kapott eredményeket és azok értelmezését foglalja magába Szabó és mtsai. (2023a) alapján, a publikációban szereplő adatsort további fél éves időszakkal és mérésekkel kiegészítve. A 7. fejezet a felszínelatti víztükör lejtésének vizsgálatát foglalja magába, amelynek alapját Szabó és mtsai. (2023b) képezi. Az eredmények értelmezése fejezetenként, alfejezetenként történt. A 8. fejezet az eredmények együttes értelmezését és diszkusszióját, a 9. fejezet a következtetéseket, majd a 10. fejezet az összefoglalást tartalmazza.

2. A célzott felszínalatti vízutánpótlás

2.1. Definíció és előnyök

A célzott felszínalatti vízutánpótlás (Managed Aquifer Recharge – MAR) egy olyan természet-ihlette vízgazdálkodási módszercsalád, amelynek alkalmazása hosszú időkre nyúlik vissza, de mint fogalom viszonylag fiatal (NRMMC, EPHC, NHMRC, 2009). A korábbi angol nyelvű szakirodalmakban mesterséges vízutánpótlásként (artificial recharge) található meg, de a „mesterséges” szó használata félrevezető lehet, mivel azt sugallhatja, hogy ez egy nem természetes, vagy egyenesen természetellenes folyamat, ami jelentősen ronthatja a módszer társadalmi megítélését (Dillon, 2005).

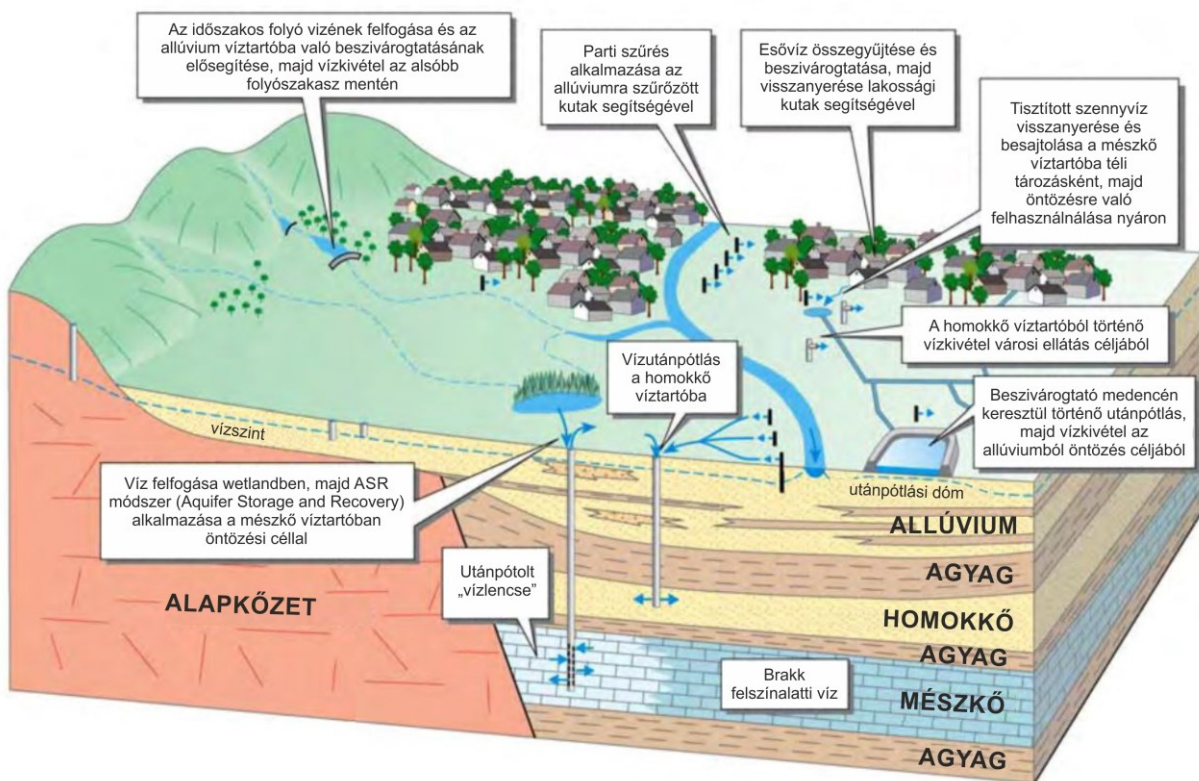
Fontos elkülöníteni a célzott felszínalatti vízutánpótlást a nem szándékos és nem célzott vízpótlási módoktól. Tehát nem tekinthetők MAR módszernek a nem szándékos, beszivárgást növelő tevékenységek, mint például a szántóföldi művelés, a mélygyökerzetű növények eltávolítása, az árasztásos öntözés, az öntözésből származó beszivárgás vagy a víz- és szennyvízvezetékek szivárgása. Szintén nem nevezhető MAR módszernek, amikor a vízutánpótlás a fölösleges többletvíztől való megszabadulás következményeként jön létre (pl. szennyvízagnak, bányászati és ipari szennyvizek, esővízelvezető árkok, gödrök stb.) (Dillon és mtsai., 2009b). A célzott felszínalatti vízutánpótlás kialakítása során kiemelkedően fontos a környezeti hatások előzetes felmérése, valamint a folyamatos megfigyelés és ellenőrzés (monitoring), a kockázatok csökkentése és a megfelelő hatás elérése érdekében (NRMMC, EPHC, NHMRC, 2009).

MAR módszerek alkalmazása több előnnyel is jár, vízmennyiségi, vízminőségi és környezeti szempontból egyaránt (Gale, 2005). Elősegítheti a vízellátás hosszútávú biztonságát, növelheti a víztartalékokat, csökkentheti az evaporációs vízveszteséget, az árvizek káros hatásait és a lefolyási vízveszteséget, javíthatja a vízminőséget, csökkentheti a víztartók sótartalmát, fenntarthat felszínalatti víztől függő ökoszisztémákat, továbbá növelheti a terület (turisztikai) értékét, a környezet sokszínűségét, valamint a biodiverzitást is (Casanova és mtsai., 2016). Egyik fő jellemzője, hogy szemben a hagyományos felszíni tározási módszerekkel, felszínalatti víztározást biztosít, amely nem csak környezeti szempontból előnyös, de gazdasági és társadalmi hatása is kedvező (Page és mtsai., 2018). Az újonnan épülő gátakkal és felszíni tározókkal szemben, kisebb a területigénye, akár városokon belül is létesíthető, síkvidéki területeken is alkalmazható, általában alacsonyabb kutatási és kivitelezési költséggel jár és akár kisebb léptékben is gazdaságos lehet (Bouwer, 2002; Dillon és mtsai., 2009b).

2.2. A MAR rendszerek típusai

2.2.1. A MAR típusok csoportosítása

Számos módszer tartozik a célzott felszínalatti vízutánpótláshoz, amelyek alkalmazási lehetőségei jelentősen függenek az adott terület földtani felépítésétől, domborzati viszonyaitól, az éghajlati adottságoktól, a hidrogeológiai viszonyoktól, valamint az épített környezet és a kitermelt víz felhasználási módjától (2.1. ábra; Dillon és mtsai., 2009b). A különböző szakirodalmak más-más módon csoportosítják a MAR típusokat (Bouwer, 2002; Dillon, 2005; Dillon és mtsai., 2009b; Gale, 2005; IGRAC, 2007; Sprenger és mtsai., 2017; Stefan és Ansems, 2018) amelynek oka, hogy gyakran átfedések és hasonlóságok tapasztalhatók a módszerek között és sokszor egymással kombinálva alkalmazzák őket.



2.1. ábra: Különböző MAR módszerek a víz felszín alatti tárolására és kezelésre, a helyi környezeti adottságok és lehetőségek (vízforrások, vizaratók, vízhasználók) függvényében (Dillon és mtsai., 2009b alapján Szabó és mtsai., 2020).

A fő MAR típusokat két csoportra lehet bontani attól függően, hogy a módszer alkalmazása elsősorban a víz intenzív beszivárogtatására vagy a víz felfogására és összegyűjtésére irányul (1. táblázat; IGRAC, 2007; Stefan és Ansems, 2018). Az előbbi csoportba tartoznak a felszíni beszivárogtató módszerek, a parti szűrés, és a kúton, aknán vagy fúrólukon keresztül történő utánpótlás. Az utóbbiba sorolható a medermorfológia-módosítás, valamint az esővíz és felszíni

lefolysis összegyűjtésére és felszín alá juttatására irányuló módszerek. E két fő csoportba tartozó specifikus MAR-típusok bemutatását az II. melléklet tartalmazza, az egyes módszerek angol nevének feltüntetésével, a könnyebb szakirodalmi beazonosíthatóság érdekében.

1. táblázat: A MAR típusok lehetséges csoportosítása a nemzetközi MAR adatbázis és az INOWAS tagolása alapján (Szabó és mtsai., 2020). Rövidítések: s.l.: sensu lato – tágabb értelemben; s.s. – sensu stricto – szűkebb értelemben.

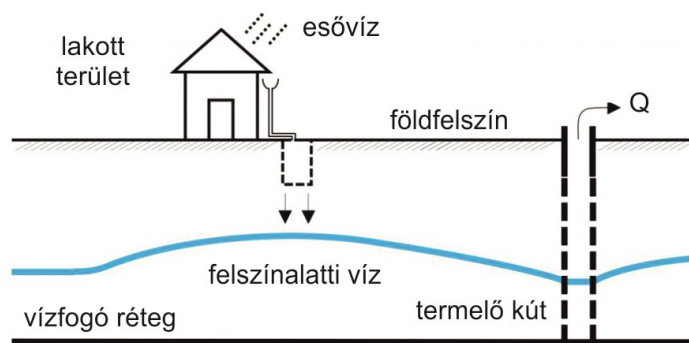
	Fő MAR típusok	Specifikus MAR típusok
Elsősorban a víz beszivárogatására, pótlására irányuló módszerek	Felszíni beszivárogató módszerek	Árkok és barázdák
		Altalajöntözés
		Többletöntözés
		Árasztás
		Beszivárogató tavak és medencék
	Parti szűrés (s.l.)	Parti szűrés (s.s., folyó vagy tó partján)
		Dűne szűrés
	Kúton, aknán vagy fúrólukon keresztül történő vízutánpótlás	ASR/ASTR
Sekély/ásott kúton, aknán keresztül történő vízutánpótlás		
Elsősorban a víz felfogására, összegyűjtésére, majd beszivárogatására irányuló módszerek	Medermorfológia-módosítás	Meder horizontális kiterjesztése
		Utánpótlódást segítő gát
		Homok kitöltésű tározó gáttal
		Felszín alatti gát
	Esővíz és felszíni lefolyás összegyűjtése és felhasználása	Gátak és töltések
		Esővíz összegyűjtése háztetőkről és felszín alá juttatása
		Árkok a felszíni lefolyás összegyűjtésére

2.2.2. A tetőkről történő esővízgyűjtés, mint MAR módszer

A háztetőkről történő esővízgyűjtés vagy röviden tetővízgyűjtés (rooftop rainwater harvesting – RRWH), amely szintén a MAR-módszerek közé sorolható, a tetőkre lehulló csapadék összegyűjtését, tárolását és felhasználását foglalja magába (IGRAC, 2007). Az összegyűjtött esővíz felhasználásának legelterjedtebb módja a tartályokban vagy ciszternákban való tárolás és későbbi öntözésre, autómosásra vagy WC-öblítésre való felhasználás (pl. Amos és mtsai., 2020; GhaffarianHoseini és mtsai., 2015; Vialle és mtsai., 2015). A háztetőkről összegyűjtött csapadék azonban a felszín alá is bejuttatható a víztartó rétegek vízutánpótlása céljából (2.2. ábra; Nazif és mtsai., 2021; Uppala és Dey, 2021).

A különböző MAR módszerek (1. táblázat és II. melléklet) jól kombinálhatók egymással, pl. az esővíz és a felszíni lefolyás összegyűjtése szolgálhat vízforrásként a beszivárogató medencék

vagy kutak számára a víztartók utánpótlására (pl. Pavelic és mtsai., 2022). A tetőről összegyűjtött csapadékvíz elszikkasztható medencékben, árkokban vagy közvetlenül a felszín alá juttatható aknák, kutak segítségével (pl. Dillon és Barry, 2005). Az utóbbi megoldás számos előnnyel bír, többek között kisebb az evaporációs vízveszteség, gyorsabban tudja növelni a felszínalatti víz szintjét, kisebb területet foglal el a felszínen, illetve kisebb a biológiai aktivitás és így a szennyeződés kockázata (Page és mtsai., 2018). Az utánpótlásra használt víz minősége ugyanakkor kulcsfontosságú a felszínalatti víz elszennyezésének elkerülése érdekében (Pyne, 2005).



2.2. ábra: Tetőről történő esővízgyűjtés, mint MAR módszer (INOWAS, 2020 alapján Szabó és mtsai., 2020).

Bár a háztetőkről származó esővizet általában nem tekintik szennyezettnek (Meera és Ahammed, 2006; Mosley, 2005), minősége számos fontos tényezőtől függ, többek között a csapadékban lévő szennyezőanyagok koncentrációjától, a helyszín elhelyezkedésétől (a szennyezőforrásoktól való távolságától), a tető és az ereszcatornák anyagától és fizikai tulajdonságaitól (Abbasi és Abbasi, 2011; Förster, 1999; Meera és Mansoor Ahammed, 2018; Mosley, 2005). A tetőkön és az ereszcatornában lerakódhatnak különböző szennyezőanyagok, pl. por, hamu, levelek, madárürülék stb., illetve a tető anyagából is oldódhatnak ki különböző kémiai elemek (Mosley, 2005).

A fémtetők és fém ereszcatornák esetében a Zn (különösen horganyzott acél használatakor), a Cu és a Pb gyakori nehézfémek az összegyűjtött esővízben (Meera és Ahammed, 2006). A cseréptetők esetében azonban a tetőn lefolyó vízben a Zn dúsulási aránya sokkal alacsonyabb. Más paraméterek, mint például a zavarosság, a keménység és a nitráttartalom szintén növekedhet a tetőkről lefolyó esővízben (Meera és Mansoor Ahammed, 2018). A szennyeződések elkerülése érdekében a cseréptetők és a műanyag ereszcatornák alkalmasabbak, valamint fontos a tetőfelület tisztán tartása, a tetőre lógó ágak levágása és a tetőről lefolyó víz előzetes szűrése (Mosley, 2005).

2.3. A hidrogeológiai környezet elemeinek hatása a MAR-ok működésére

A hidrogeológiai környezet szempontjából meghatározó a domborzat jellege, az éghajlat és a földtani felépítés (Tóth, 1970). Azáltal, hogy ezek a tényezők meghatározzák a felszínalatti vízáramlási viszonyokat, azaz a vízrezsím paramétereit (i. telített kőzetekben lévő víz mennyisége; ii. az áramlás geometriája; iii. az áramlás intenzitása; iv. a víz kémiai összetétele; v. a víz hőmérséklete; vi. a rezsímparaméterek időbeli megváltozása), nem csak a felszínalatti vízáramlás tulajdonságait befolyásolják (Tóth, 1970), de hatással vannak a MAR-ok alkalmazhatóságára és működésére is (Gale és mtsai., 2002). Gale és mtsai. (2002) részletesen összefoglalják ezeket a hatásokat, amelyeket az alábbiakban kiegészíték a vízáramlási rendszerekkel való összefüggésekkel, ezekre ugyanis a szerzők nem térnek ki.

A domborzatnak fontos szerepe van a felszíni lefolyás elősegítésében vagy késleltetésében. Amennyiben a felszíni lefolyás sebessége lassabb, úgy a beszivárgás sebessége és mennyisége is nagyobb lehet. A domborzat lefutása fedetlen víztartók esetén meghatározhatja a felszínalatti víz felszínre történő kilépési pontjait: a vízutánpótlás hatására megemelkedő vízszint metszheti a felszínt és ezzel akár nem kívánt elöntést is okozhat (Gale és mtsai., 2002). Ez különösen fontos lehet karsztos és repedéses víztartó rétegek esetén (NRMCC, EPHC, NHMRC, 2009). Alacsony szintkülönbségű, sík területeken általában alacsonyabb a hidraulikus gradiens, mint a nagyobb domborzati különbségekkel jellemezhető területeken, amely számos tényezőt befolyásol: a víz tartózkodási idejét, a vizek keveredését, a szennyezők terjedését, stb.

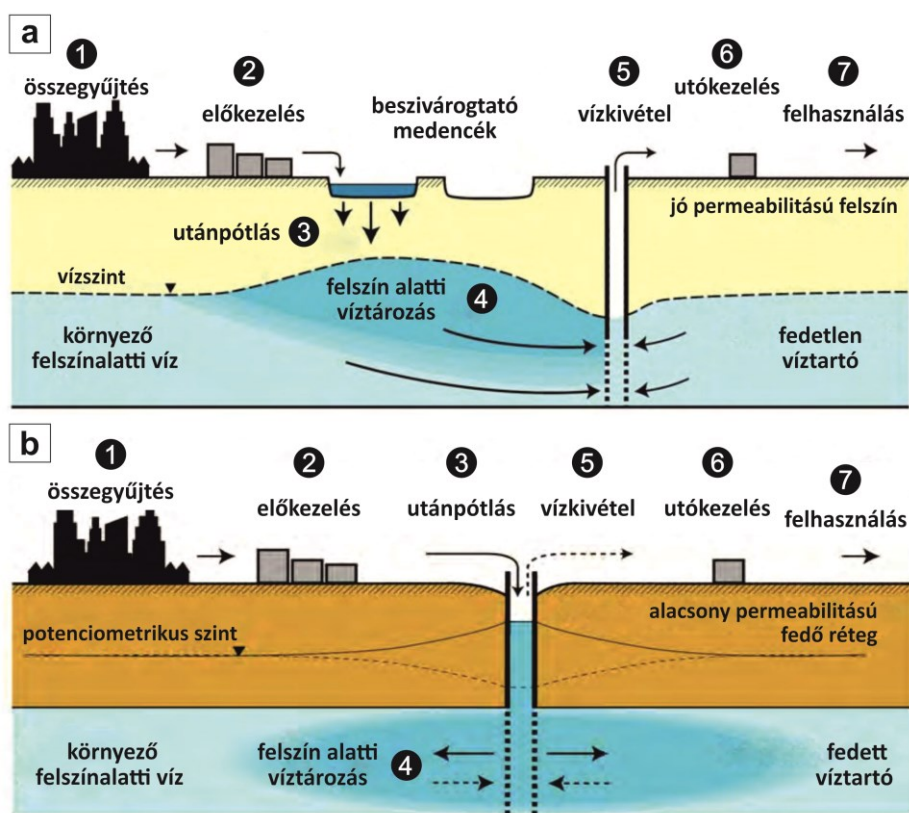
A domborzat a felszínalatti vízáramlás egyik fő hajtóereje, így befolyásolja a különböző rezsímjellegű területek elterjedését is (Tóth, 1970): magaslatok esetén beáramlás, míg topográfiai mélyedések esetén kiáramlás jellemző (Tóth, 1999). Ez egyrészt befolyásolja a felszínalatti vízszint helyzetét, amely a beáramlási területek alatt mélyebben, míg a kiáramlási területek esetén a felszínhez közelebb helyezkedik el és ezáltal meghatározza a rendelkezésre álló tározási kapacitást a telítetlen zónában (Gale és mtsai., 2002). Másrészt hatással van a hidrodinamikai jellemzőkre, így beáramlási területen a MAR-ok alkalmazása a mélyfekvésű vízszint miatt könnyebb, a bejuttatás gravitációs úton lehetséges és a természetes beszivárgási viszonyokat követi. Ezzel szemben, kiáramlási területen a feláramlás megnehezítheti vagy akár ellehetetlenítheti a MAR-ok működtetését. Ezeken a területeken a felszínközeli vízszint miatt általában nem is merül fel a felszínalatti vízutánpótlás.

Az éghajlat meghatározza a vízpótlásra használható, rendelkezésre álló víz mennyiségét. A nedves (humid) területeken a csapadék gyakran elegendő vizet biztosít a felszínalatti

vízkészletek természetes pótlására, a párolgásra és a patakok, folyók hozamát is biztosítani tudja. A MAR alkalmazásának célja ilyen esetekben a vízigény és a vízelérhetőség közötti szezonális eltérések kielégítése (pl. nyáron az öntözés miatt megnövekvő vízigények kielégítésére) és a vízellátási, tárolási problémák enyhítése (Gale és mtsai., 2002).

Félszáraz, száraz (szemi-arid, arid) területeken az éves potenciális párolgás gyakran jelentősen meghaladja az átlagos éves csapadékmennyiséget. A csapadék gyakran rövid és heves esőzések formájában jelentkezik. Ilyenkor a csapadék intenzitása gyakran a beszivárgási kapacitást is meghaladja, így felszíni lefolyás és árvíz is kialakulhat. Ezeken a területeken gyakoriak az időszakos folyók, amelyekben csak jelentős csapadékmennyiségek esetén található víz. Ezek alapján belátható, hogy a MAR rendszerek megtervezéséhez a vízháztartás átfogó megértésére van szükség, beleértve a csapadék, a párolgás, a felszíni lefolyás és a felszínalatti vízkészletek változását is (Gale és mtsai., 2002).

A terület geológiai felépítése meghatározza a víztartó rétegek elhelyezkedését és hidrogeológiai tulajdonságait. A beszivárogtató módszerek (2.3. ábra) esetén fontos a felszínen elhelyezkedő képződmények vertikális hidraulikus vezetőképessége, amely befolyásolja a beszivárgás sebességét.



2.3. ábra: Célzott felszínalatti vízutánpótlás alkalmazása és lépései (a) fedetlen és (b) fedett víztartók esetén (Dillon és mtsai., 2009b alapján).

A víztartó réteg által tárolni képes vízmennyiség az adott kőzet vagy üledék hidraulikai jellemzőitől (hidraulikus vezetőképesség, transzmisszivitás, porozitás, tározás), valamint vastagságától és területi kiterjedésétől függ (Gale és mtsai., 2002). A nagy hidraulikus vezetőképességű víztartó rétegek a beszivárogtatott vagy besajtott víz gyors eláramlását, a vízdóm szétterülését eredményezhetik (NRMCC, EPHC, NHMRC, 2009).

A víztartó réteg fizikai és hidraulikai határai (pl. alacsonyabb áteresztő képességű rétegek, vetők, az áramlási rendszerek geometriája) szintén meghatározóak lehetnek az elérni kívánt cél függvényében (Gale és mtsai., 2002). Különösen fontos ezek ismerete karbonátos és repedezett víztartók esetén, amelyekben szintén alkalmaznak MAR módszereket (pl. Wang és mtsai., 2015; Xanke és mtsai., 2016).

A víztartó réteg mélysége befolyásolja az alkalmazható módszerek körét. Amennyiben közel helyezkedik el a felszínhez, úgy a felszíni beszivárogtató módszerek (pl. beszivárogtató tavak) is jól alkalmazhatók, míg a mélyebben lévő víztartókba kutakkal lehet a leghatékonyabban vizet bejuttatni (2.3. ábra; Dillon és mtsai., 2009b)

2.4. A MAR módszerek alkalmazásának feltételei és megtervezésének lépései

A célzott felszínalatti vízutánpótlás számos lehetőséget rejt magában a területi vízgazdálkodás tekintetében, de csak bizonyos feltételek teljesülése esetén alkalmazható eredményesen (Dillon és mtsai., 2009b). A MAR rendszerek tervezése során az alábbi kérdéseket érdemes feltennünk:

1. Van-e igény további víz kitermelésére, használatára a területen?
2. Van-e megfelelő forrása az utánpótlásra használt víznek?
3. Van-e megfelelő víztartó, amelyben a víz tárolható és abból legyen kitermelhető?
4. Van-e megfelelő terület a létesítmények számára?
5. Van-e megfelelő tudás a kivitelezéshez és a fenntartható működéshez?

Az első és legfontosabb szempont a MAR rendszerek tervezése során a vízpótlás céljának, illetve az elérni kívánt hatásnak a meghatározása, a kitermelni kívánt víz mennyisége és minősége szempontjából (2.4. ábra). A beszivárogtatásra alkalmas, megfelelő minőségű víz megléte szintén elengedhetetlen tényező. A víz forrása lehet esővíz, folyóvíz, tóvíz, felszínalatti víz és tisztított szennyvíz, a helyi adottságoktól, illetve a MAR rendszer céljaitól függően (Dillon és mtsai., 2009b).



2.4. ábra: A MAR rendszerek megtervezésének lépései (Salameh és mtsai., 2019 alapján Szabó és mtsai., 2020).

A következő lépés az alkalmas területek felmérése, amelyek feltárására gyakran MAR alkalmassági térképezést (suitability mapping) végeznek (Sallwey és mtsai., 2019). Alapvető szempontok a terület geológiai felépítése, a domborzat, az éghajlat, a hidrogeológiai viszonyok; de az alkalmazni kívánt módszertől és a helyi viszonyoktól függően a vizsgálati paraméterek változhatnak. Az alkalmassági térképezés segít a MAR létesítésére alkalmas helyek kiválasztásában és így nagyobb eséllyel jöhet létre sikeres MAR rendszer.

Az előzetes helykiválasztást követően, helyszíni vizsgálatok alapján megvalósíthatósági tanulmányt kell készíteni (feasibility study). MAR módszerek szempontjából a legjobb víztartók nagyobb vertikális kiterjedéssel rendelkeznek, nagy mennyiségű víz tárolására és szállítására képesek, hidraulikai paraméterek szempontjából többnyire homogének, továbbá tározás szempontjából előnyt jelent, ha a vízáramlás sebessége alacsony. Ezzel szemben nem érdemes MAR módszereket alkalmazni, pl., ha a víztartó túl vékony, vagy finomszemcsés konszolidálatlan üledék alkotja, ha vezető vetők vannak jelen, ha gyenge minőségű vizet tartalmaz, ha a vízszint a felszínhez közeli, vagy ha nagyon nagy a vízáramlás horizontális komponense (Dillon és mtsai., 2009b). A legtöbb esetben porózus közegbe történik a vízpótlás, de bizonyos módszerek alkalmazhatók karsztos, illetve repedéses víztartók esetén is (pl. Daher és mtsai., 2011; Xanke és mtsai., 2016).

A kitűzött célt, valamint a helyi lehetőségeket figyelembe véve, meg kell határozni az alkalmazni kívánt MAR módszert, valamint a víz kitermelésének módját. Ezt követően fel kell mérni a vízpótlás lehetséges hatásait, a fizikai és kémiai terhelés mértékét, a víztartóban előreláthatóan lejátszódó folyamatokat, majd ez alapján kockázatelemzést végezni. A MAR rendszer megtervezésénél törekedni kell, a monitoring tevékenység által nyert egyre növekvő információmennyiség birtokában, a kockázatok folyamatos csökkentésére (NRMMC, EPHC, NHMRC, 2009), amelyhez a numerikus modellezési scenáriók is nagyban hozzájárulhatnak (Ringleb és mtsai., 2016).

Abban az esetben, ha a rendszer nem működik megfelelően, különböző problémák léphetnek fel. A hidrogeológusok szerepe kiemelten fontos egy ilyen projekt megtervezésében (Dillon, 2005), hiszen a terület földtani, hidrológiai, hidrogeológiai viszonyainak (Gale, 2002) valamint a tágabb terület áramlási rendszereinek ismerete elengedhetetlen a megfelelő kivitelezéshez. Ezzel együtt bizonyos esetekben a hidrogeológus feladata az, hogy egy adott probléma megoldása kapcsán a MAR módszerek alkalmazása ellen érveljen, amennyiben az túl nagy kockázattal járna (Dillon, 2005).

2.5. Kockázatok és kockázatelemzés

A MAR rendszerekkel kapcsolatos kockázatok és kockázatelemzés témakörében Imig és mtsai. (2022) készítettek áttekintő tanulmányt, amelyben a doktori kutatásomhoz kapcsolódóan társszerzőként vettem részt. A következő alfejezet e publikáción alapszik.

A MAR-okkal kapcsolatos kockázatelemzések egyrészt olyan kérdésekkel foglalkoznak, amelyek befolyásolhatják a MAR kialakítását és sikeres működését (vagy sikertelenségét), mint például a társadalmi elutasítás, a pénzhiány vagy a műszaki üzemeltetés és karbantartás költségeinek túllépése (pl. a pórusok eltömődése vagy ásványi kiválások miatt). Másrészt lehetnek olyan potenciális kockázatok, amelyeket közvetlenül vagy közvetve a MAR üzemeltetése okoz (pl. árvíz, földcsuszamlás vagy a felszínalatti vizek elszennyezése), és amelyek hatással lehetnek az emberekre és a környezetre (Imig és mtsai., 2022; Nandha és mtsai., 2015; Rodríguez-Escales és mtsai., 2018).

Általánosan elmondható, hogy a legtöbb kutatás az emberi egészséget és a környezetet veszélyeztető kockázatokkal foglalkozik (Imig és mtsai., 2022). Az emberi egészséget veszélyeztethetik az utánpótlásra használt vízben oldott veszélyes anyagok, a szennyezett felszínalatti víz (felszín alatti szennyeződés és/vagy a víztartó réteg és a felszínalatti víz kedvezőtlen jellemzői miatt), valamint a MAR nem megfelelő működése. A választott MAR-módszer nagy hatással van a tisztítási folyamatokra. A vízminőséget illetően gyakran előnyben

részesítik a felszíni beszivárogatási módszerek alkalmazását, mivel a beszivárgó víz áthalad a vadózus zónán, ahol a lejátszódó geokémiai és mikrobiológiai folyamatok révén természetes tisztulás megy végbe és az oldott szennyezőanyagok egy része megkötődik (Casanova és mtsai., 2016). A kutakat alkalmazó módszerek érzékenyebbek a szennyezőanyagokra, mivel a víz közvetlenül a víztartó rétegbe jut. Az ivóvízellátás szempontjából, ezek közül az ASTR alkalmazása a legelőnyösebb, mert e módszerrel, különböző távolságra lévő kutak használatával kellően nagy tartózkodási időt lehet elérni (Pyne, 2005). Dillon és mtsai. (2009b) felhívják rá a figyelmet, hogy a víz felszín alá juttatása előtti, az ivóvízminőséghez közeli szintre történő előtisztítása nem feltétlenül védi a víztartó réteget és a visszanyert vizet. A közel ivóvízminőségű víz bejuttatása nemcsak szükségtelen, hanem akár káros is lehet, mivel több ásványi anyagot oldhat a víztartó rétegben.

Vannak olyan környezeti veszélyforrások, amelyek a MAR-ok működését veszélyeztetik; ilyenek lehetnek különböző balesetekhez köthető szennyezések (ipari, közúti, mezőgazdasági stb.); illegális hulladéklerakás és szennyvíz kibocsátás; stb. (pl. Bugan és mtsai., 2016; Juntunen és mtsai., 2017; Lee és Ji, 2016). Illetve vannak olyan kockázatok, amelyeket a MAR rendszer működése hordoz magában, a környezetre nézve. Például a MAR-ok működése hatással lehet a FAVÖKO-kra, a vízszintek vagy a vízminőség megváltoztatása által (Dillon és mtsai., 2009a). Ez a hatás lehet pozitív is (pl. Kacimov és mtsai., 2016; Scherberg és mtsai., 2014; Yaraghi és mtsai., 2019), ha a MAR rendszer hozzájárul az adott ökoszisztéma fenntartásához (Szabó és mtsai., 2023b), de akár negatív is abban az esetben, ha jelentősen megváltoztatja az ökoszisztéma természetes vízellátási és vízminőségi körülményeit (Dillon és mtsai., 2009b).

A technikai veszélyek esetén szintén elkülöníthetők a MAR-okra veszélyt jelentő folyamatok, illetve a MAR-ok által kiváltott hatások. A MAR-ok működését veszélyeztethetik többek között az árvizek és heves esőzések, az aszályok, biofilm kialakulása és a pórusok eltömődése, a rendszer meghibásodása, csökkent vagy emelkedett beszivárgási arány, stb. (pl. Assmuth és mtsai., 2016; Lee és Ji, 2016; Page és mtsai., 2018). Emellett a MAR-ok akár okozhatnak műszaki földtani problémákat (pl. lejtőinstabilitást) vagy nem kívánt elöntést, ha a tervezés nem volt elég körültekintő (Dillon, 2005).

A leggyakrabban vizsgált és az egyik leggyakoribb probléma a pórusok eltömődése és ezáltal a MAR rendszer hatásfokának csökkenése (Jeong és mtsai., 2018; Martin, 2013). A lebegőanyagok, mint például a kőzetliszt és anyagméretű részecskék vagy a szerves anyagok a vízkutak és a telítetlen zóna pórussterének eltömődéséhez vezethetnek, érintve ezzel a MAR módszerek többségét (Jeong és mtsai., 2018; Page és mtsai., 2018; Song és mtsai., 2019). A fizikai eltömődést gyakran kíséri biológiai eltömődés (biofilmképződés és biomassza

felhalmozódás) és kémiai eltömődés (ásványi kiválások). A vízutánpótlásra használt víz és a vízgyűjtő jellemzői, valamint az előkezelési módszerek nagyban befolyásolhatják az eltömődés kockázatát. Például a felszíni lefolyás általában nagy mennyiségű lebegőanyagot tartalmaz, ami magas zavarosságot okoz, míg ez általában alacsonyabb a tisztított szennyvíz vagy a háztetőkről összegyűjtött esővíz esetében (pl. Page és mtsai., 2018). A biológiai eltömődést általában a rendelkezésre álló tápanyagok idézik elő, amelyek jelentős mennyiségben lehetnek jelen a zöldövezetekről, mezőgazdasági területekről származó felszíni lefolyásban. Míg kémiai eltömődést például a vas és a mangán jelenléte idézhet elő, amely gyakran megtalálható az utakról összegyűjtött csapadékvízben (Jeong és mtsai., 2018; Song és mtsai., 2019; Zhang és mtsai., 2021). Ezen túlmenően a jelentős nátrium tartalommal bíró vizek fokozhatják az agyagásványok duzzadását a felszín alatt, és így csökkenthetik a vízvisszanyerés hatékonyságát (Konikow és mtsai., 2001; Martin, 2013). Az eltömődési kockázat csökkentésének egyik módja lehet az előkezelés, pl. homokszűrők vagy ülepítő tavak használatával a beszivárgó víz zavarosságának csökkentésére (Martin, 2013).

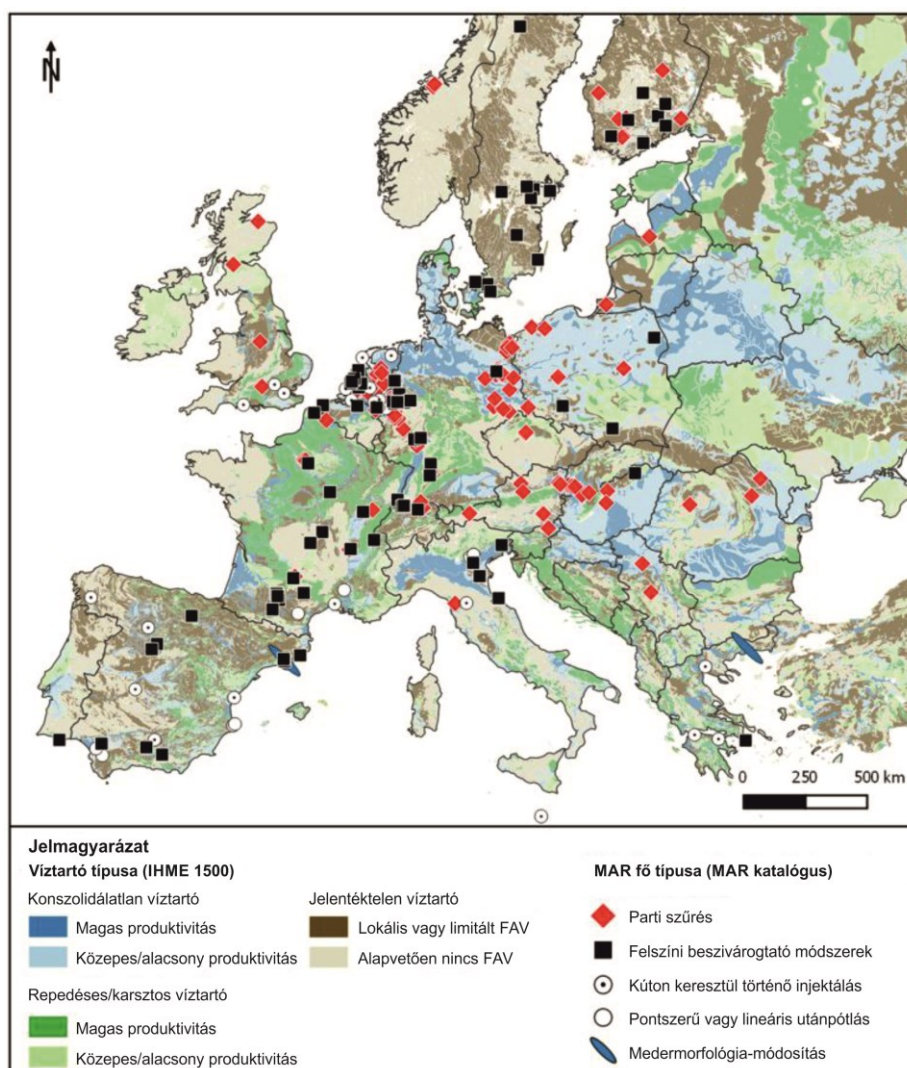
Gyakran figyelmen kívül hagyják és ritkán vizsgálják részletesen a potenciális társadalmi-gazdasági, valamint a jogi és irányítási veszélyeket, pedig hasonló jelentőséggel bírnak, mint a korábban tárgyalt csoportok (Imig és mtsai., 2022). Ilyen szempontok lehetnek a pénzügyi támogatás hiánya; előre nem tervezett költségek (pl. karbantartás); gazdasági veszteségek, ha a teljesítménycélok nem teljesíthetők; a vártnál alacsonyabb haszon; változó szabványok a végfelhasználókra vonatkozóan; elégtelen kommunikáció a tervezők, kivitelezők és a lakosok között; a lakosság elfogadásának és bizalmának hiánya; stb. (pl. Maliva, 2014; Nandha és mtsai., 2015). Valamint jogi és irányítási szempontból kockázatot jelenthetnek a földtulajdonnal kapcsolatos problémák, a megfelelő jogi szabályozás hiánya vagy bonyolultsága, megfelelő környezetvédelmi és vízminőségi előírások megléte, stb. (Fernández Escalante és mtsai., 2020).

2.6. MAR rendszerek nemzetközi és hazai szinten

A technológia széleskörű használata, a témakör fokozódó nemzetközi jelentősége, valamint a lehetséges megoldások bővülése következtében mára elkészült egy MAR helyszíneket összefoglaló nemzetközi adatbázis (Global MAR Inventory), amely ma már több, mint 1200 MAR helyszínt és a hozzájuk kapcsolódó alapadatokat, működtetési paramétereket, hidrogeológiai tulajdonságokat, illetve egyes esetekben vízkémiai paramétereket, sőt gazdasági információkat, valamint a kapcsolódó publikációk hivatkozásait is tartalmazza (Stefan és Ansems, 2018). Az adatbázis létrehozásának egyik fő célja, hogy a benne található MAR helyszínek ismerete alapján, azok előnyeiből és hátrányaiból tanulva, új MAR helyszínek

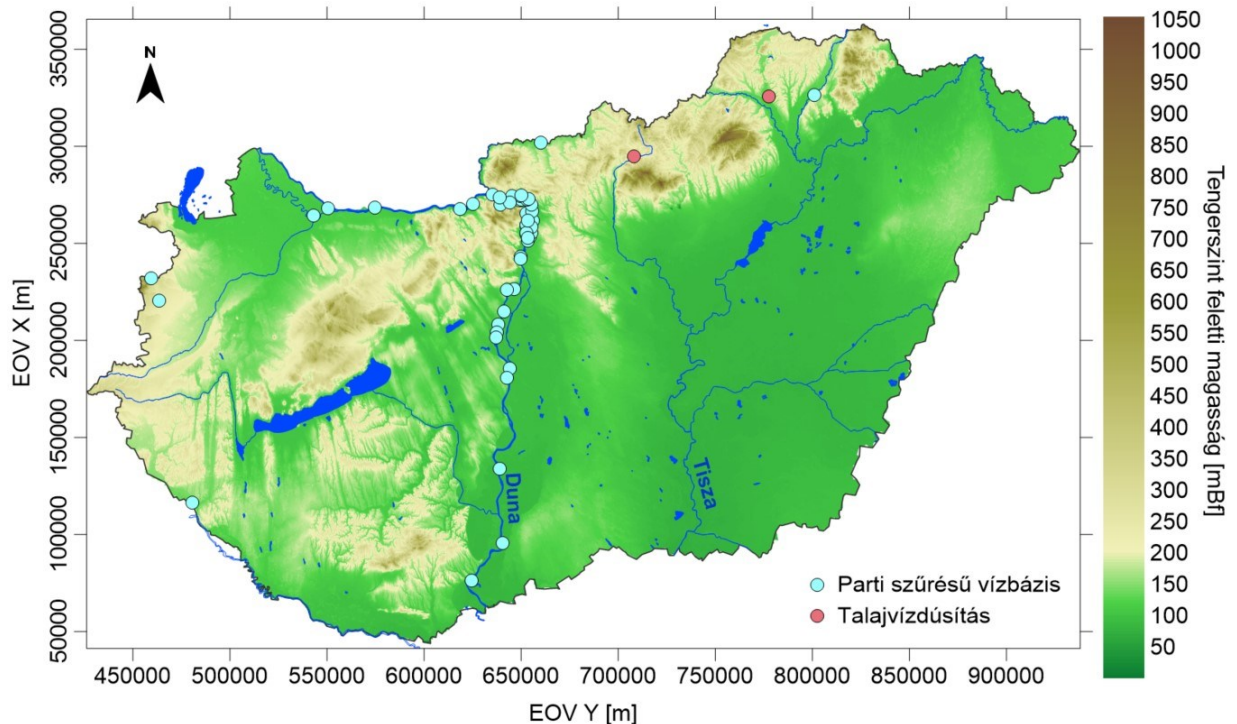
létesülhessenek (Stefan és Ansems, 2018). A már korábban létrehozott projektek tanulságait felhasználva kevesebb befektetést igényelve és kisebb kockázattal létesíthetők új rendszerek (Dillon és mtsai., 2009b).

Európából több, mint 200 működő MAR helyszínt tartalmaz az adatbázis, a legtöbb Németországban, Hollandiában és Franciaországban található (2.5. ábra; Sprenger és mtsai., 2017). Észak-Európában az elsődleges cél, hogy felszíni beszivárogtató módszerekkel növeljék a felszínalatti víz elérhetőséget, ezen túl néhány tóhoz kapcsolódó parti szűrésű rendszer is előfordul. Közép-Európában a Rajna, Elba és Duna mentén számos parti szűrésű rendszer található. Ezzel szemben Dél-Európában elsősorban felszíni beszivárogtató módszereket használnak és sok esetben úgy, hogy nem termelik ki a vizet, az elsődleges cél a víztartók vízutánpótlása (Sprenger és mtsai., 2017).



2.5. ábra: Az európai MAR rendszerek és az itt található egyszerűsített hidrogeológiai képződmények áttekintése (rövidítés: FAV – felszínalatti víz; IHME 1500 – Európa Nemzetközi Hidrogeológiai Térképe 1:1.500.000) (Sprenger és mtsai., 2017 alapján).

A nemzetközi MAR adatbázis mindössze hat magyarországi helyszínt tartalmaz (2.5. ábra), öt parti szűrésű rendszert (Nagybajcs-Szögye, Koppánymonostor, Esztergom, Szentendrei-sziget és Csepel-sziget), valamint egy beszivárogtató medencét (Borsodszirák). Sajnos több helyen a meglévő adatok is hibásak. Ugyanakkor a VGT-3 alapján, Magyarországon jelenleg 48 parti szűrésű vízbázis üzemel, valamint két beszivárogtató medencét alkalmazó rendszer (magyar szakirodalomban talajvízdúsítás) is található (2.6. ábra; OVF, 2022). Az egyik Borsodszirákon (Mikita és Kovács, 2014), a másik pedig Bátorfőnyéren (Hegyessy, 1969).



2.6. ábra: A Magyarországon található üzemelő parti szűrésű vízbázisok és talajvízdúsítási helyek a VGT-3 alapján (az ábrázolt adatok forrása: OVF, 2022).

A célzott felszínalatti vízutánpótlás gyakorlata tehát nem ismeretlen hazánkban, a parti szűrésű rendszerek alkalmazása tekintetében több, mint 150 éves múltra tekint vissza (pl. Kontur, 1993). A hagyományos értelemben vett talajvízdúsítás, illetve rétegvízűdúsítás szintén a MAR módszerek közé sorolhatók. Érdeemes megjegyezni, hogy nem szerencsés külön talajvíz-, illetve rétegvízűdúsításról beszélni, hiszen a sekély felszín alatti rétegek vízutánpótlása kihat a mélyebb rétegekre is, így rendszerekben érdemes gondolkodni, hogy a módszer pozitív és negatív hatásait megfelelőképpen tudjuk értelmezni (Szabó és mtsai., 2020).

Számos szerző foglalkozott a témával Magyarországon, elsősorban az 1960-80-as években, felhívva a figyelmet a talajvízdúsítás alkalmazásának lehetőségeire (pl. Csobok, 1962; Fázold, 1968; Karácsonyi és Öllös, 1980), külföldi példák bemutatásával egyaránt (pl. Bauer, 1973; Déri, 1972; Déri, 1975; Öllös, 1970; Páris, 1961). Déri József 1972-ben megjelent *Talajvízdúsítás* c.

könyve részletesen foglalkozik a módszer előnyeivel és hátrányaival, típusaival, kutatási és vizsgálati módszereivel, valamint a vízutánpótlás közben lejátszódó fizikai, kémiai és biológiai folyamatokkal egyaránt, és sok szempontból máig megállja a helyét. Ugyanakkor a vízpótlásra való igény a mai napig jelen van. Ehhez kapcsolódóan az elsődleges feladat az igények, lehetőségek és az alkalmas területek felmérése lenne (pl. OVF, 2017, 2022; Pálfai, 2007; Páris, 2009; Somlyódy, 2011). Páris Emil következő sorai (Páris, 2006) remekül összefoglalják ezt az igényt:

„Célszerűnek tartanám a felszíni és felszínalatti vízkészletek komplex hasznosítási lehetőségeinek szervezett vizsgálatát. (...) Célszerű lenne például feltárni azokat a helyeket, ahol a belvizek egy része a felszínközeli talajvízrétegekben tározható lenne, azokat a helyeket, ahol az ivóvízellátás céljából kiemelt vizeket, vagy tisztított szennyvizeket esetlegesen a terület alatt található mélyebben fekvő, vagy más rétegekben, öntözés céljára, biztonságosan lehetne elhelyezni. Javaslom az egyes felszíni vízgyűjtő területek alatt fekvő vízáadó rétegek szervezett feltárását, a bennük található vízkészletek mennyiségének meghatározását, valamint azoknak a felszíni vízkészletekkel összhangban való hasznosítását. A felszín alatti rétegekben való vízelhelyezés következményeinek, a rétegekben elérhető tisztítási folyamatoknak jobb megismerését. Fontosnak tartom a felszínalatti vízáadó rétegekkel kapcsolatos, környezetbarát, természeti eszközökkel való műszaki megoldások, mint például a talajvízdúsítás, kialakítását.”

Korábban megfogalmazódott (pl. Páris, 2006), de mára egyre inkább növekszik az igény a belvíz és az árvizek (pl. Derts és Koncsos, 2012; Dobó és mtsai., 2020), valamint a csapadékvizek (pl. Bíró 2019, Gayer 2019) visszatartására, továbbá a szennyvizek újrahasznosítására (pl. Tóth, 2018; Vermes, 2017). Ezek a többletvízforrások alkalmazhatóak lehetnének a felszínalatti vízszintek csökkenésének megállítására (pl. Pálfai, 1995; Rakonczai és Fehér, 2015; Szalai, 2011), az aszálykori vízhiány csökkentésére (pl. Pálfai, 2004; Tamás, 2017), a növekvő öntözési vízigény kielégítésére (pl. Ligetvári, 2017), valamint a felszínalatti víztől függő ökoszisztémák (FAVÖKO) helyreállításához és fenntartásához (pl. Nagy és mtsai., 2016) is hozzájárulna, amelyek szintén jelentős vízgazdálkodási kihívások Magyarországon. A célzott felszínalatti vízutánpótlás, mint módszer megoldási lehetőséget kínál a vízbőség és a vízhiány kiegyenlítéséhez, a stabilabb vízellátás biztosításához és a klímaváltozáshoz való alkalmazkodáshoz (2.7. ábra). Ennek megvalósulásához elengedhetetlen a magyarországi helyzet ismerete mellett a nemzetközileg alkalmazott módszerek ismerete, továbbá a lehetőségek felmérése, stratégiák kidolgozása, valamint a jogi keretek megteremtése (Szabó és mtsai., 2020).



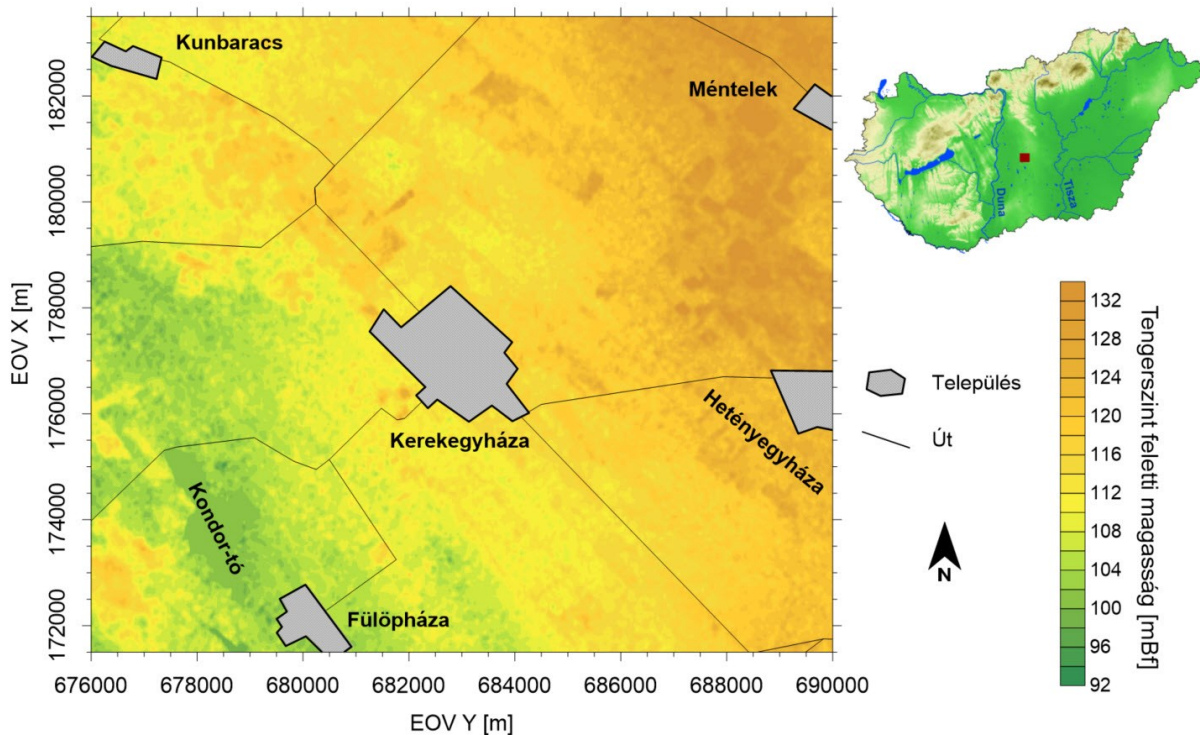
2.7. ábra: MAR rendszerek alkalmazási lehetőségei a hazánkban jelenlévő vízgazdálkodási problémák megoldásának elősegítésére (Szabó és mtsai., 2020).

Az utóbbi években két Európai Unió projekt, az ENeRAG (Czanuer és mtsai., 2022) és a DEEPWATER-CE (2021) is foglalkozott a MAR-ok kérdéskörével, amelyek kapcsán újra elindult a szakmai diskurzus a témában. Továbbá Magyarország 2021. évi vízgyűjtő-gazdálkodási tervének (VGT-3; OVF, 2022) intézkedési programja is szorgalmazza a célzott felszínalatti vízutánpótlás beépítését a hazai vízügyi stratégiákba.

3. A kutatási terület bemutatása

3.1. A kutatási terület földrajzi elhelyezkedése

A kutatási terület Magyarországon, a Duna-Tisza közti Homokhátság (DTkH) területén található, és Kerekegyháza települést és környékét foglalja magába (kiterjedés: EOY Y: 676000 – 690000 m, EOY X: 171500 – 183500 m; a vetület EPSG-kódja: 23700), 168 km²-es területen. Kerekegyháza egy kb. 6700 fős város Kecskeméttől kb. 17 km-re északnyugatra, Bács-Kiskun Vármegyében, a Kecskeméti járásban (KSH, 2022; 3.1. ábra).



3.1. ábra: A kutatási terület elhelyezkedése és domborzati viszonyai (SRTM30 digitális domborzatmodell alapján; EPSG-kód: 23700).

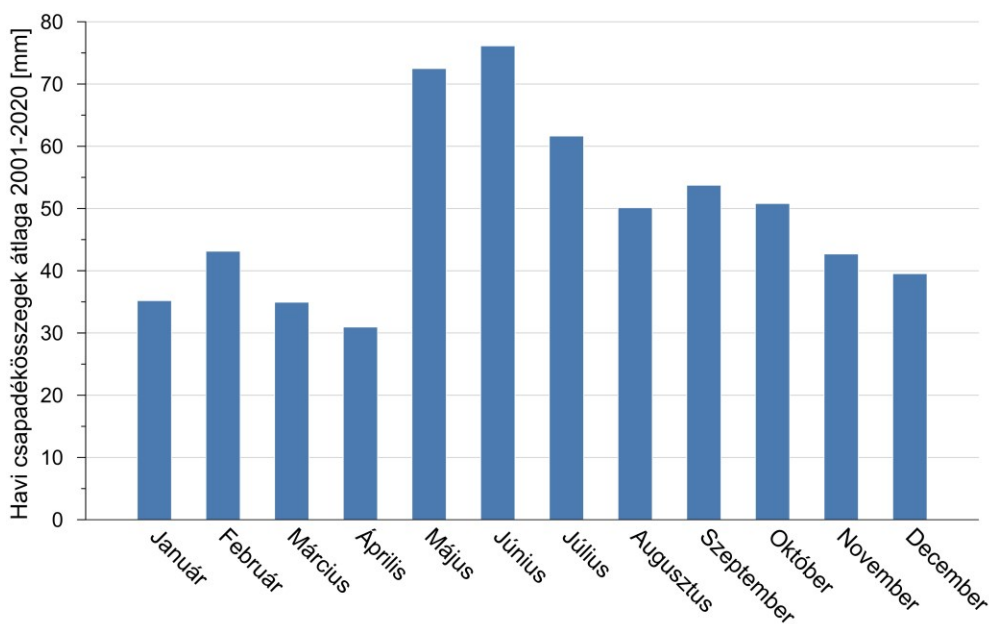
3.2. A hidrogeológiai környezet elemei

3.2.1. Domborzat

A vizsgált terület a Duna és a Tisza között helyezkedik el (3.1. ábra). A DTkH az ország egyik legnagyobb hordalékkúp-síksága, amely 130–140 m tengerszintfeletti magasságot ér el a hátság gerincén. A folyóvölgyek 85–90 m tengerszint feletti magasságban helyezkednek el. Kerekegyháza a hátság nyugati oldalán, a Duna-vízgyűjtőjén fekszik, a Kiskunsági homokhát földrajzi kistáj területén. A kutatási területen belül a domborzati szintkülönbség kb. 30–40 m, a térszín változatos. A Kondor-tó a terület DNy-i részén található, kb. 100 m tengerszintfeletti magasságon (3.1. ábra).

3.2.2. Éghajlat

A vizsgált terület éghajlata mérsékelt meleg és száraz (Kocsis, 2018). A Köppen-Geiger klímaosztályozás alapján meleg mérsékelt/kontinentális éghajlat jellemzi, meleg nyarakkal, száraz évszak nélkül (Köppen-Geiger kód: Cfb; Kottek és mtsai., 2006) Az évi középhőmérséklet 10,5–11°C körüli. Az éves átlagos csapadékmennyiség 500–550 mm/év (Kocsis, 2018), időbeli eloszlása egyenetlen. A legtöbb csapadék május és június hónapokban jelentkezik, míg a legszárazabb időszakok a január, a március és az április (3.2. ábra). Magyarországi viszonylatban magas a napsütéses órák száma, meghaladja az évi 2000 órát (Kocsis, 2018). Az evapotranszpiráció mértéke az éves csapadék 80–90 %-a, átlagosan 470 mm (Szilágyi és mtsai., 2012). A kutatási terület közelében (kb. 5 km) található kútcsoportra vonatkozó $^3\text{H}/^3\text{He}$ korprofil használva a beszivárgás mértékét kb. 48 ± 6 mm/év-re becsülték (Palcsu és mtsai., 2017), ami körülbelül 9 %-a az éves csapadéknak és így jó összhangban van a becsült evapotranszpiráció mértékével.

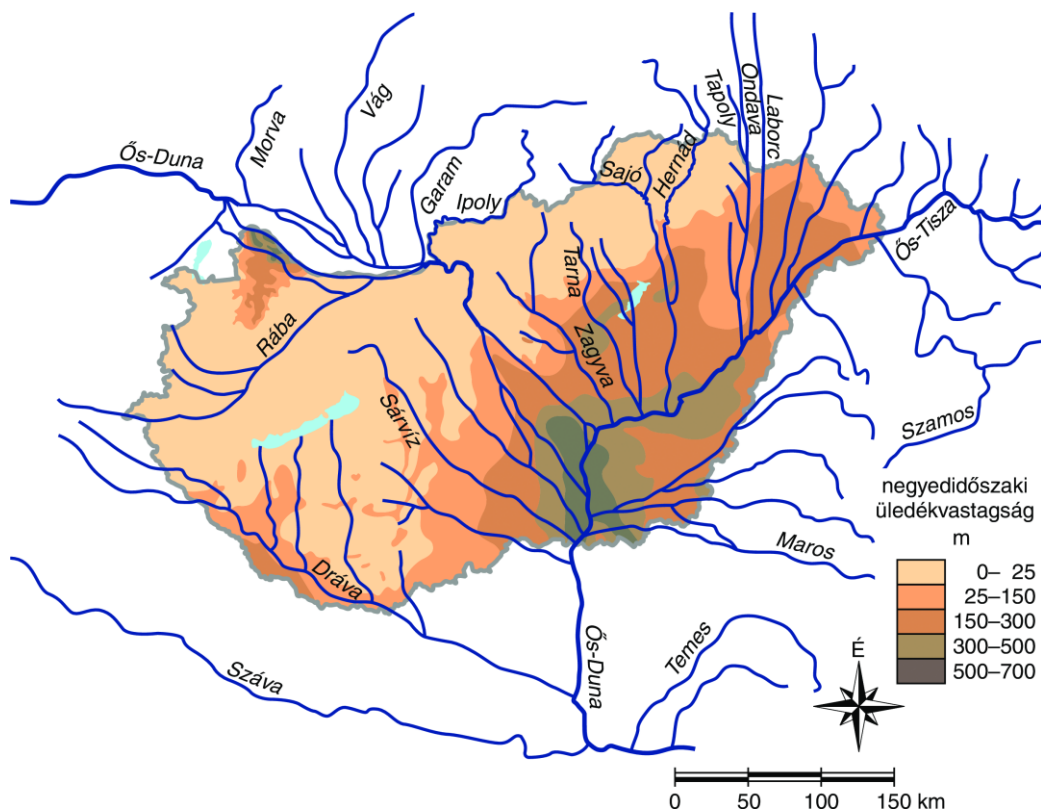


3.2. ábra: Havi csapadékösszegek átlaga 2001-2020 között
(az ábrázolt adatok forrása: OMSZ, Fülöpháza mérőállomás).

3.2.3. Geológia

A doktori kutatás témája szempontjából a terület sekélyföldtani felépítésének ismerete az elsődleges. A DTKH területén kb. 100–500 m vastag negyedidőszaki üledéksor található, vastagsága DK felé nő (Franyó, 1992). A Pannon-tó feltöltődését követően (Magyar és mtsai., 2013) a területen folyóvízi üledékképződés zajlott először az Ős-Duna és mellékfolyói által, amely jelentős méretű, felfelé finomodó üledékes rétegsorral jellemezhető hordalékkúpsíkságot hozott létre (Gábris és Nádor, 2007; Gábris és mtsai., 2012; 3.3. ábra). Miután a folyók medre áthelyeződött, eolikus üledékképződés kezdődött a területen, amely során futóhomok és lösz képződése volt jellemző (Borsy, 1977). A mélyedésekben tavi karbonátok rakódtak le (Rónai, 1985). Ezek a folyamatok változatos, heterogén földtani képet eredményeztek.

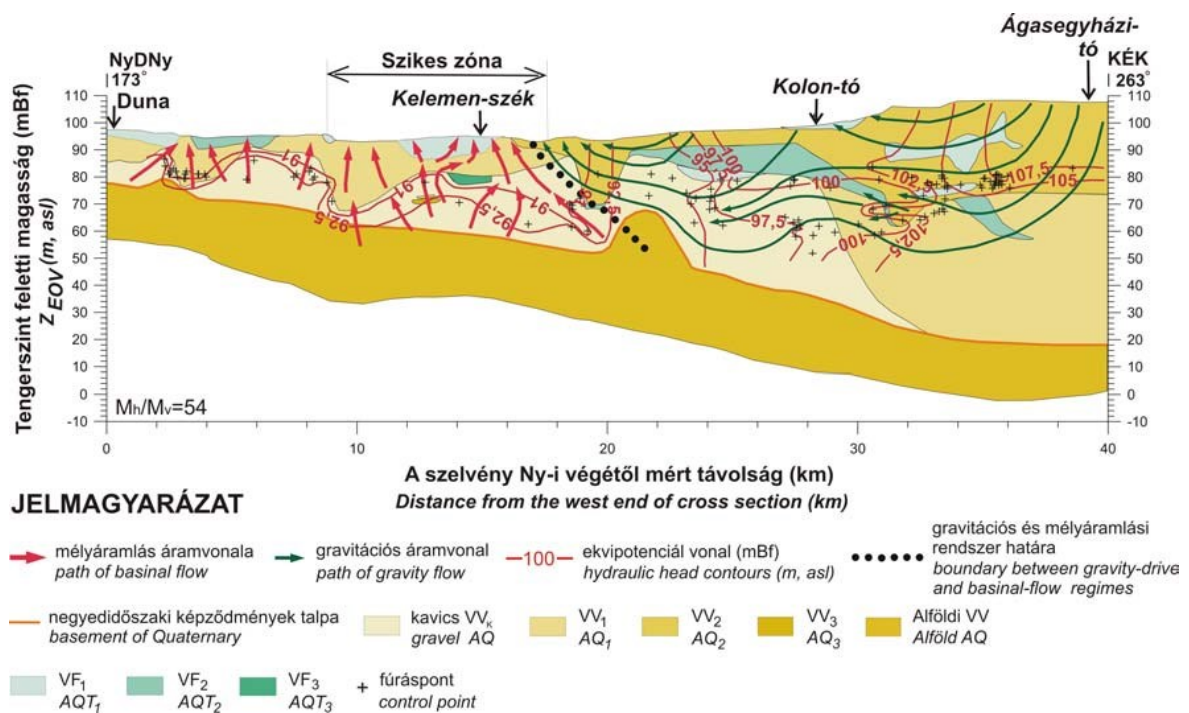
A szűkebb kutatási területen belül a negyedidőszaki képződmények vastagsága kb. 150–200 m, amelyek a Zagyvai Formációra települnek (Püspöki és mtsai., 2021). A felszínen futóhomok, mellette lösz, löszös homok, valamint a mélyedésekben mészszipa található (Kuti és Kőrössy, 1989).



3.3. ábra: A vízhalózat a negyedidőszak elején és közepén (Mezősi (2011), Borsy (1989) és Gábris és Nádor (2007) alapján).

3.3. A kutatási terület hidrogeológiai viszonyai

A Duna-Tisza közti Homokhátságon kb. 300 m mélységig a felszínalatti vízáramlás fő hajtóereje a gravitáció (Mádlné Szőnyi és mtsai., 2005; Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009). E rendszer a csapadékvíziből kapja az utánpótlást, a hátság magasabban fekvő területeiről (Erdélyi, 1967). Garamhegyi és mtsai. (2020) vízszintidősor elemzése alapján a beáramlási terület határát kb. 105 mBf tengerszintfeletti magasságban állapította meg. Kecskeméttől nyugatra az áramlás Ny-i irányba, a Duna felé történik (3.4. ábra). A hierarchikusan fészkelte gravitációs áramlási rendszer fő megcsapolódási területe kb. a Dunától 20 km-re K-re, Fülöpháza vonalában található, de lokális megcsapolódások is előfordulnak (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009).

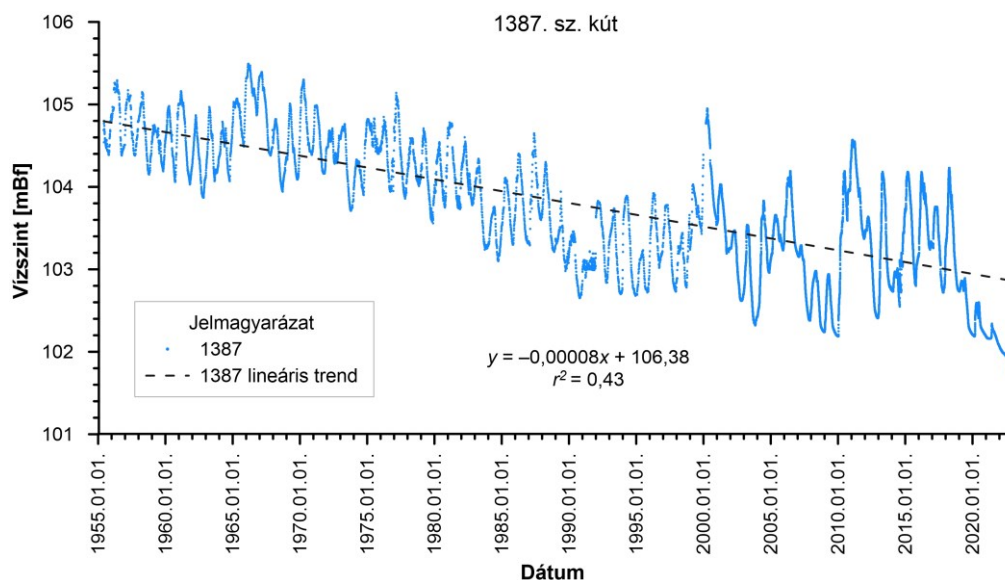


3.4. ábra: Lokális hidraulikai keresztmetszvény a Duna és az Ágasegyházi-tó között (rövidítések: VV – vízvezető, AQ – aquifer; VF – vízfogó, AQT – aquitard; Mádlné Szőnyi és mtsai., 2005).

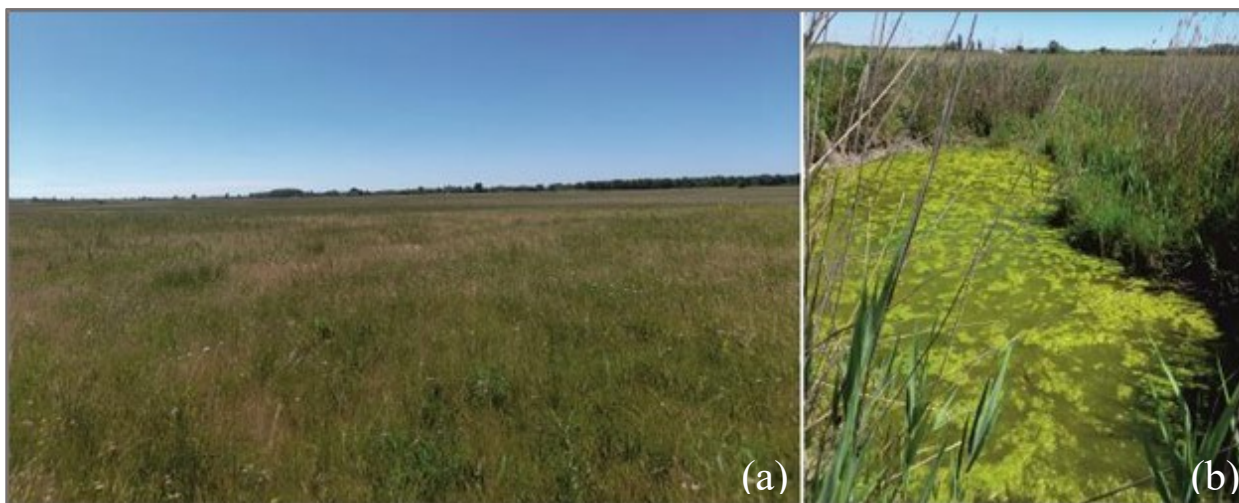
A kutatási terület alapvetően beáramlási területen található, a függőleges hidraulikus gradiens értéke kb. $2-4 \times 10^{-2}$; a vízszintes hidraulikus gradiens egy nagyságrenddel kisebb, kb. $1-2 \times 10^{-3}$ (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009). A kutatási terület a 3.4. ábrán látható szelvény nyomvonalától kb. 15 km-re északra helyezkedik el, az Ágasegyházi-tóval hasonló tengerszintfeletti magasságon.

A DTkH jelentős vízhiánnyal jellemezhető, a felszínalatti vízszint csökkenése az 1970-es években kezdődött és a mai napig fennáll (Major és Neppel, 1988; OVF, 2022). Az éghajlatváltozás, a felszínalatti vízkivétel, a nagyfokú erdősítés és a belvízelvezetés hatására átlagosan 2–3 m-rel csökkent a felszínalatti víz szintje, de bizonyos területeken elérte a 6–7 m-t is. A csökkenés mértéke a beáramlási területen a legnagyobb, átlagosan $-0,042$ m/év az elmúlt

50 évben (Garamhegyi és mtsai., 2020). Ez a jelenség a kutatási területen is megmutatkozik. A Kondor-tó térségében 65 év alatt kb. 3 m-t csökkent a vízszint (3.5. ábra). A Kondor-tó pedig az 1980-as évek közepétől kezdődően fokozatosan kiszáradt (Ujházy és Biró, 2013; 3.6. ábra).



3.5. ábra: A Kondor-tó közelében található 1387. sz. megfigyelőkút vízszint időszora 1955-től (az ábrázolt adatok forrása: ADUVÍZIG; a kút elhelyezkedése a 6.2. ábrán látható).



3.6. ábra: (a) A Kondor-tó kiszáradt medre, (b) a meder legmélyebb részén található időszakos vízborítás (Oláh, 2022; a képek készítésének időpontja: 2021.06.15.).

4. Az alkalmazott módszerek áttekintése

A doktori kutatás egyes céljainak elérése érdekében különféle módszereket alkalmaztam, amelyeket az áttekinthetőség érdekében ebben a fejezetben foglalok össze. A módszerek részletes leírását az 5–7. fejezetekben található alfejezetek és a hozzájuk tartozó mellékletek tartalmazzák (4.1. ábra). Az adatok térbeli elhelyezkedését bemutató térképek (5.1., 5.9., 6.2. és 7.8. ábra) szintén az alfejezetekben találhatók.

A Duna-Tisza közére már készültek korábban regionális léptékű vizsgálatok a felszínalatti vízáramlások tekintetében hidraulikai és vízkémiai adatfeldolgozások alapján (pl. Mádl-Szönyi és Tóth, 2009), ugyanakkor a helyi jellemzők megismerése érdekében szükséges volt ezeket a vizsgálatokat lokális léptékben is elvégezni. **A kutatási terület vízáramlási viszonyainak feltérképezéséhez** archív kútadatokat használtam, amelyek a Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatóságának (SZTFH) Vízföldtani Adattárában, valamint Földtani, Geofizikai és Bányászat Adattárában található vízföldtani naplókából származnak (összesen 89 kút), és amelyek a kutak létesítéskori adatait tartalmazzák (1949–2016-ig). Az elérhető adatok közül a kutak vízszint (összesen 71 kút), valamint általános vízkémiai paramétereit (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- és SO_4^{2-}) dolgoztam fel (összesen 34 kút).

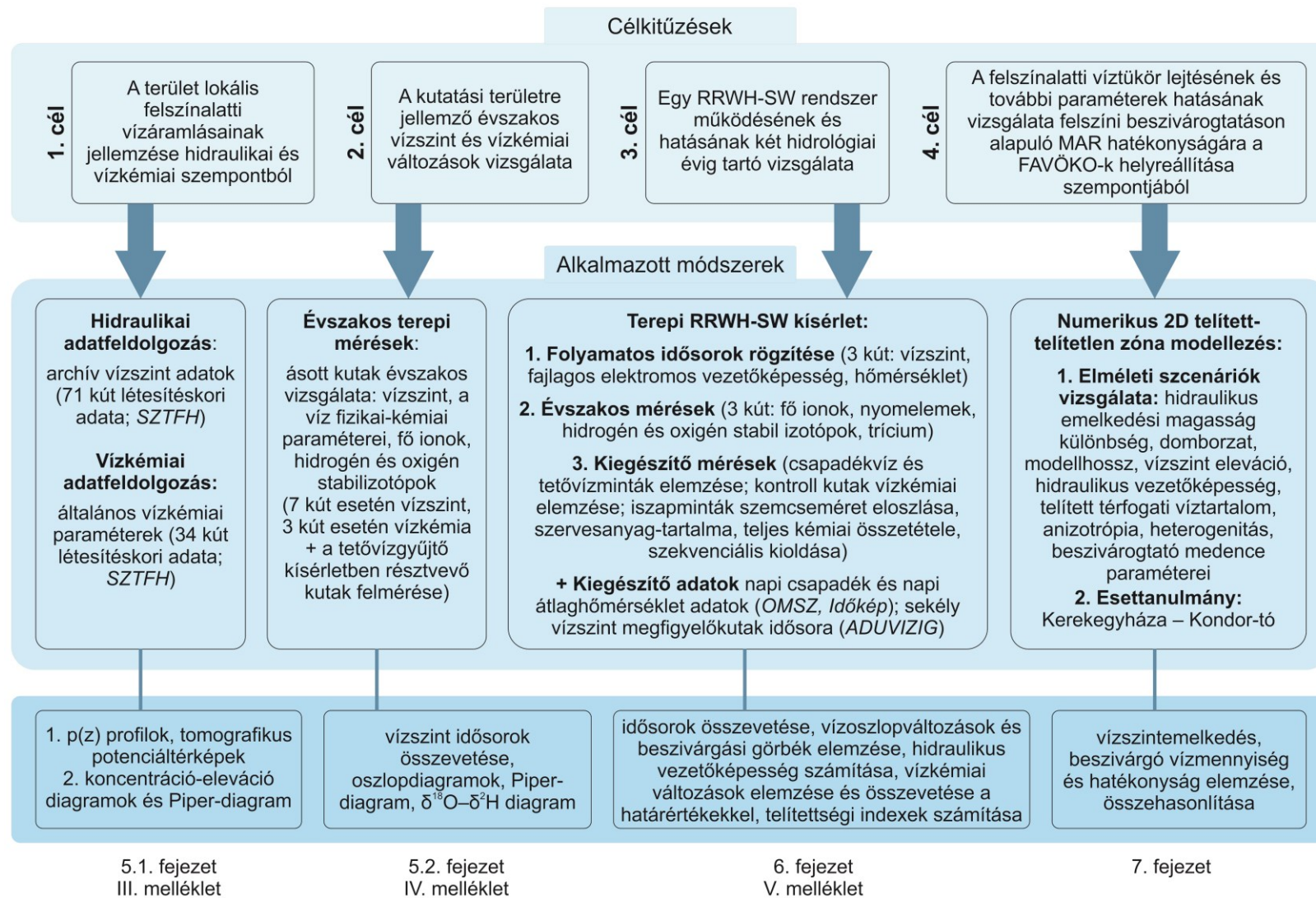
Ugyanerre a területre elemeztem a **felszínalatti vízszint és vízminőség időbeli változékonyságát**, amely a vízpótlás vizsgálata szempontjából elengedhetetlen. Ezért évszakos méréseket végeztem a Kerekegyháza környékén található sekély ásott kutakban. Az első felmérés alkalmával összesen 17 ásott kutat sikerült azonosítani a területen. Ezek közül hét kút volt alkalmas a vízszint mérésére, amelyek közül mindössze három esetén volt lehetőség vízmintavételre. E kutak esetén mértem a víz fizikai-kémiai paramétereit (hőmérséklet, pH, fajlagos elektromos vezetőképesség, redox potenciál, oldottóxigén-tartalom), valamint vízmintát vettem laboratóriumi elemzésre (fő ionok, NO_3^- , hidrogén és oxigén stabilizotópok mérésére). Az évszakos vizsgálatokba a tetővízgyűjtő kísérlet három kútját is bevontam.

Az **RRWH-SW módszer alkalmazhatóságát** egy terepi kísérlet folyamatos monitorozásával vizsgáltam. Doktori kutatásom kezdő időszakában kialakításra került egy kísérleti rendszer az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén működő hidrogeológiai munkacsoport projektje révén egy szakdolgozati munka keretében (kb. két hónapos megfigyelés), melybe már a kezdetektől fogva bekapcsolódtam (Ridavits, 2020). Ezt a munkát folytattam és terjesztettem ki a mérési időtartamot 26 hónapra, valamint bővítettem a mérési paraméterek körét. Folyamatos idősorokat rögzítettem a vízszint, a fajlagos elektromos vezetőképesség, és a hőmérséklet tekintetében a beszivárogtatásra használt kútban (SW),

valamint a két megfigyelőkútban (P1, P2) automata mérőműszerekkel, fél órás időközönként. Az évszakos mérések során vizsgáltam a fő ionokat, nyomelemeket, a hidrogén és oxigén stabilizotópokat és a tríciumot. Az eredmények értelmezéséhez további kiegészítő méréseket végeztem a csapadék, a tetővíz és két kontroll kút (KE01, KE02) vízkémiai összetétele tekintetében, továbbá vizsgáltam két iszapminta szemcseméret-eloszlását, szervesanyag-tartalmát, valamint két másik iszapminta kémiai összetételét (teljes kioldást és szekvenciális kioldást követően). Valamint további adatokat igényeltem: napi átlaghőmérséklet és napi csapadékmennyiség (OMSZ, Időkép Kft.); környékbeli sekély megfigyelőkutak vízszintidősora (ADUVIZIG); amelyeket szintén felhasználtam a terepi mérési eredmények értelmezéséhez.

A felszínalatti vízszint lejtésének és további befolyásoló paraméterek (domborzat, modellhossz, a vízszint elevációja, a közeg geológiai tulajdonságai, heterogenitás és a beszivárogtató medence paraméterei) **hatásának értékelésére** kétdimenziós telített-telítetlen zóna modellezést végeztem, különböző elméleti scenáriók vizsgálatával. Továbbá teszteltem az eredményeket egy Kerekegyháza és a Kondor-tó közötti félelméleti szelvény mentén.

A térképek szerkesztéséhez Surfer 15, a diagramok készítéséhez Grapher 13, az ábrák rajzolásához CorelDRAW X8, a számításokhoz Microsoft Excel, a numerikus modellezéshez GeoStudio SEEP/W 2021 (GEO-SLOPE, 2015), a beszivárgási görbék elemzéséhez AquiferTest Pro 11.0 (WH, 2021), telítettségi indexek számításához PHREEQC Version 3 (Parkhurst és Appelo, 2013), szemcseméret-eloszlás adatok alapján történő hidraulikus vezetőképesség (K) számításához HydrogeoSieveXL (Devlin, 2015) programot használtam.



4.1. ábra: Összefoglaló a célkitűzésekről, az alkalmazott módszerekről és a vonatkozó fejezetekről

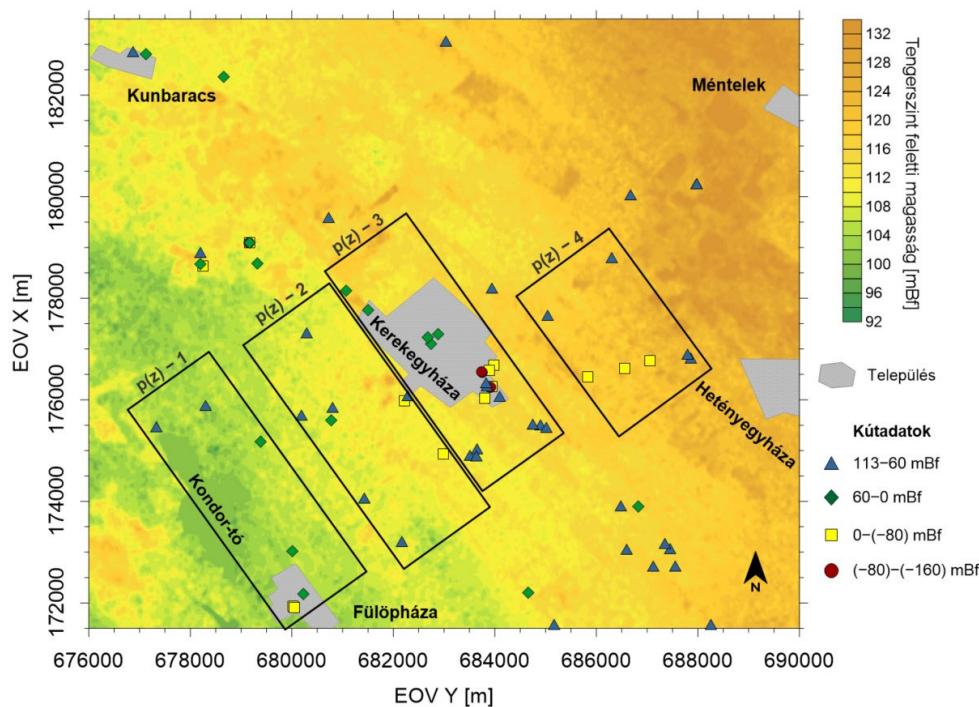
5. A kutatási terület lokális hidrogeológiai viszonyainak feltérképezése

5.1. A lokális felszínalatti vízáramlások jellemzése

5.1.1. Felhasznált adatok és alkalmazott módszerek

A kutatási terület lokális felszínalatti vízáramlásainak hidraulikai és vízkémiai szempontból történő jellemzéséhez archív kútadatokat használtam, amelyek a kutak létesítéskori adatait tartalmazzák. Ahhoz, hogy az adatok hidraulikai szempontból használhatóak legyenek, fontos szempont volt az alábbi paraméterek megléte: a kutak koordinátái, a szűrőzött szakasz aljának és tetejének mélysége, illetve a nyugalmi vízszint. Ahol ezek hiányoztak, azok nem voltak felhasználhatóak a hidraulikai feldolgozás során. Azokban az esetekben, ahol a tengerszint feletti magasság hiányzott, ez az érték pótolható volt domborzattérképek segítségével.

A vízkémiai adatfeldolgozásokhoz csak azon kutak adatait használtam fel, amelyek esetén elérhető volt a Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- és SO_4^{2-} értéke is. Az adatok esetén szükséges volt az ionegyensúlyok ellenőrzése: amennyiben a kationok és anionok közötti eltérés nagyobb volt, mint 5%, azt a mérést a feldolgozások során nem vettem figyelembe. Az adatok szűrését követően a hidraulikai adatfeldolgozás során összesen 71 kút adatát dolgoztam fel, amelyek elhelyezkedését az 5.1. ábra mutatja. Megfelelő vízkémiai elemzés ezek közül 34 kútból volt elérhető (III/A. és III/B. melléklet).



5.1. ábra: Archív kútadatok elhelyezkedése a mélységtartományok megjelölésével. A különböző $p(z)$ profilokhoz használt kútadatokat téglalapok jelölik. (Megjegyzés: EPSG-kód: 23700; tengerszintfeletti magasság az SRTM30 digitális domborzatmodell alapján.)

A hidraulikai adatfeldolgozás során nyomás-eleváció ($p(z)$) profilokat és tomografikus potenciáltérképeket készítettem (Mádlné Szőnyi és mtsai., 2013). Ehhez szükséges volt a hidraulikus emelkedési magasság értékének kiszámítása, az alábbi összefüggés alapján (1. egyenlet):

$$h = z_f - d_v \quad (1)$$

ahol h [mBf] a hidraulikus emelkedési magasság, z_f [mBf] a tengerszintfeletti magasság, a d_v [m] pedig a nyugalmi vízszint mélysége.

A h értékét a szűrőközep elevációjára vonatkoztatjuk, amely a következő összefüggés segítségével adható meg (2. egyenlet):

$$z_{szk} = z_f - \left[\frac{d_{szf} - d_{sza}}{2} \right] \quad (2)$$

ahol z_{szk} [mBf] a szűrőközep elevációja, z_f [mBf] a tengerszintfeletti magasság, d_{szf} [m] a szűrőzött szakasz tetejének mélysége és d_{sza} [m] a szűrőzött szakasz aljának mélysége.

A h alapján megadható a nyomás, az alábbi összefüggés segítségével (3. egyenlet):

$$p = [\rho_v \cdot g \cdot (h - z_{szk})] / 10^6 \quad (3)$$

ahol p [MPa] a nyomás, ρ_v a víz sűrűsége [1000 kg/m³], g a gravitációs gyorsulás [9,8067 m/s²], h [mBf] a hidraulikus emelkedési magasság és z_{szk} [mBf] a szűrőközep elevációja.

A $p(z)$ profilok a kutak vízszint adataiból számított nyomás értékeket ábrázolják az eleváció függvényében. A mért értékekre illesztett egyenes segítségével megadható a területre jellemző vertikális nyomásgradiens, amelyet a hidrosztatikus nyomásgradienssel (9,81 MPa/km) összehasonlítva következtethetünk a felszínalatti vízáramlás irányának vertikális komponensére. Amennyiben a területre jellemző nyomásgradiens 9,81 MPa/km-hez közeli értéket vesz fel, akkor hidrosztatikus nyomásgradiensről beszélhetünk. Ilyenkor az áramlásnak nincs vertikális komponense (átáramlási terület). Ha 9,81 MPa/km-nél kisebb az értéke, akkor az áramlás vertikális komponense lefelé mutat (beáramlási terület), míg ennél nagyobb értékek esetén, az áramlás vertikális komponense felfelé irányul (kiáramlási terület).

A horizontális potenciáeloszlás megismerésére tomografikus potenciáltérképeket készítettem különböző elevációtartományokra. Tekintettel az adatok mennyiségére és kedvezőtlen térbeli eloszlására, a gridháló létrehozásához inverz távolság módszert (inverse distance to a power) alkalmaztam. Az elevációtartományok határát a $p(z)$ profilok alapján, tehát az adatok mélységeloszlását figyelembe véve határoztam meg. Ezek alapján 3 térképet készítettem, amelyeken feltüntettem a domborzatot, a térkép elkészítéséhez használt kútadatok helyét,

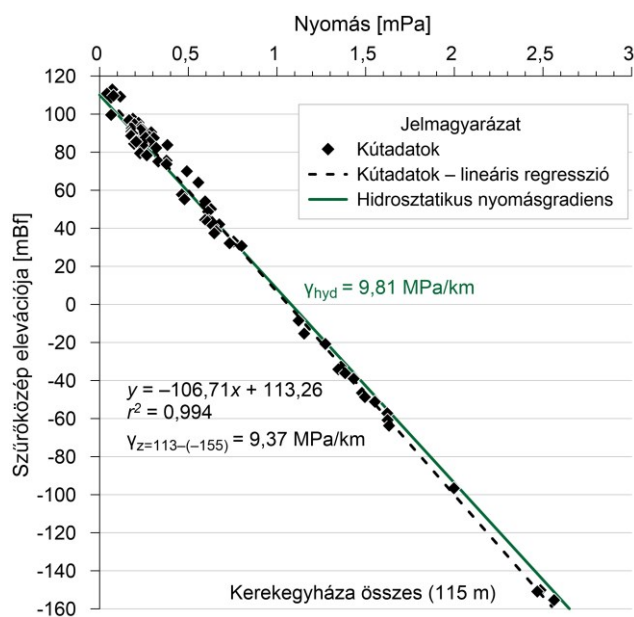
valamint az ekvipotenciálok alapján meghatározható horizontális áramlási irányokat is. Az utóbbiak mindig a nagyobb h értékek felől a kisebbek felé mutatnak; és homogén, izotróp közegben merőlegesen az ekvipotenciál vonalakra. A rendelkezésre álló adatok térbeli eloszlása és kis száma nem tette lehetővé, hogy hidraulikai keresztmetszelvényt készítsék és egyértelmű kontúrvonalakat jelenítsék meg.

A vízkémiai adatok esetében koncentráció-eleváció diagramokat készítettem a TDS és a Cl⁻ mélységgel történő változásának megismerésére, amelyek segítenek a felszínalatti vízáramlások jellemzésében. Valamint Piper-diagramot szerkesztettem, amely egyrészt segít meghatározni az egyes minták kation, illetve anion dominanciáját; másrészt ezek alapján megadható a minták vízkémiai fáciese (Back, 1966; Freeze és Cherry, 1979). A hidraulikai adatokhoz hasonlóan, a különböző mélységtartományból származó adatokat különböző szimbólumokkal jelöltem.

5.1.2. Eredmények és értelmezésük

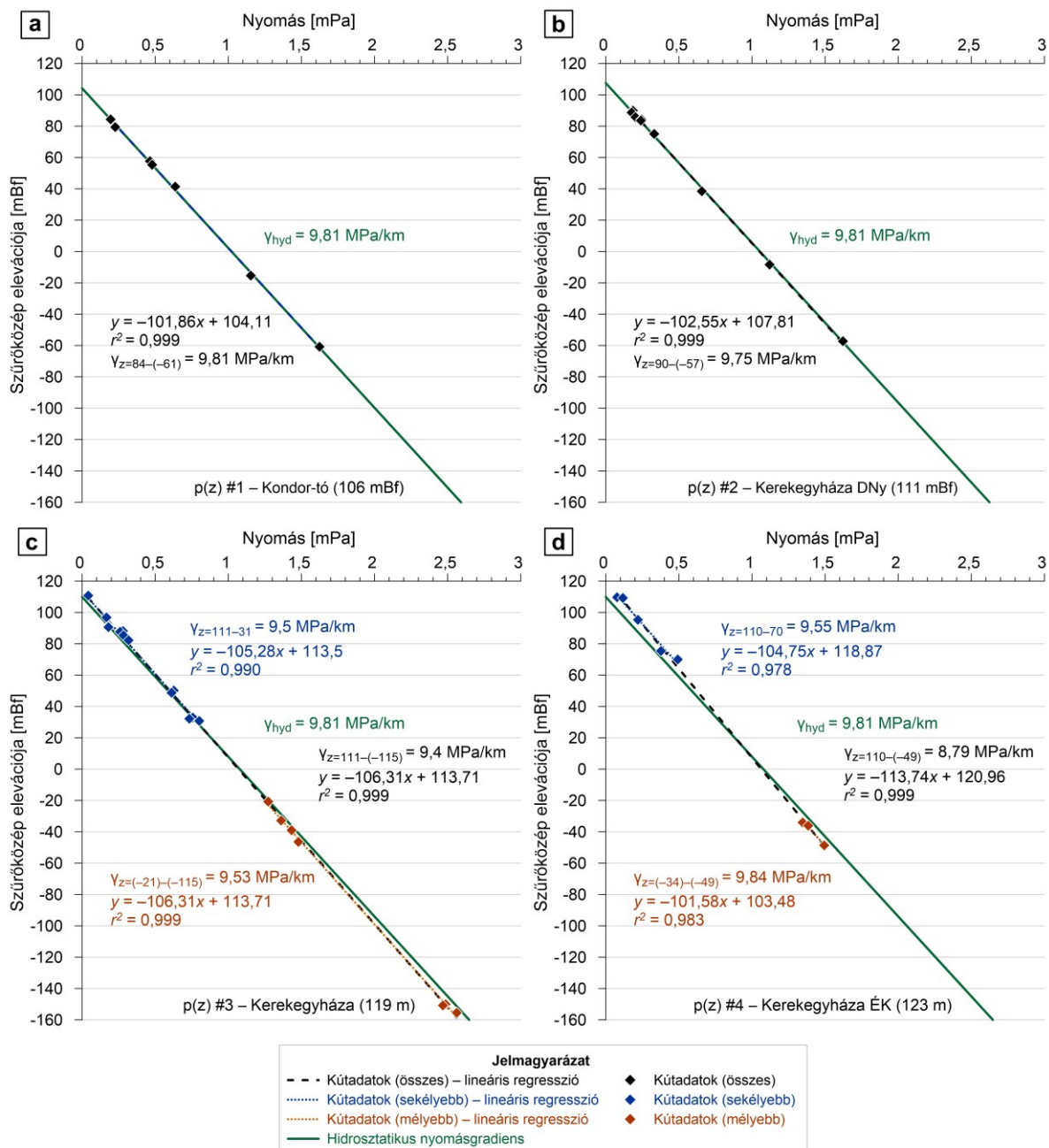
5.1.2.1. Hidraulikai adatfeldolgozás

A területre összesen 5 $p(z)$ profilt szerkesztettem: egyet a teljes területre, négyet pedig DNY–ÉK irányban (a domborzat lejtésének megfelelően) kisebb területekre (5.1. ábra; III/A. melléklet). Az egész területet magába foglaló $p(z)$ profil összesen 71 kút adata alapján készült, 113 mBf és –155 mBf közötti szűrőközép elevációval (5.2. ábra). Az adatokra illesztett egyenes alapján a vertikális nyomásgradiens értéke 9,37 MPa/km, ami szubhidrosztatikus, így összességében lefelé történő áramlást jelez.



5.2. ábra: $p(z)$ profil az összes Kerekegyháza környéki kútdatra. A kutak elhelyezkedése az 5.1. ábrán látható. A $p(z)$ profilon feltüntetésre került az átlagos tengerszint feletti magasság, az adatokra illesztett egyenes egyenlete, a determinációs együttható (r^2), a vertikális nyomásgradiens értéke (γ_z), valamint a hidrosztatikus nyomásgradiens (γ_{hyd}).

Mivel a terület, amiről az adatok származnak meglehetősen nagy, valamint a domborzati változékonyság is jelentős, ezért érdemes kisebb területekre vonatkozó $p(z)$ profilokat is készíteni a területi különbségek megismerésére. A Kondor-tó térségére készített $p(z)$ profil alapján a vertikális nyomásgradiens $9,81 \text{ MPa/km}$ a 84 mBf és -61 mBf közötti elevációtartományra (5.3a. ábra), ami hidrosztatikus, így az áramlásnak nincs vertikális komponense (átáramlási terület).



5.3. ábra: Lokális $p(z)$ profilok DNY-ról ÉK felé haladva: (a) $p(z)$ #1 – Kondor-tó, (b) $p(z)$ #2 – Kerekegyháza DNY, (c) $p(z)$ #3 – Kerekegyháza, (d) $p(z)$ #4 – Kerekegyháza ÉK. A kutak elhelyezkedése a 5.1. ábrán látható. A $p(z)$ profilokon feltüntetésre került az átlagos tengerszint feletti magasság, az adatokra illesztett egyenes egyenlete, a determinációs együttható (r^2), a vertikális nyomásgradiens értéke (γ_z), valamint a hidrosztatikus nyomásgradiens (γ_{hyd}).

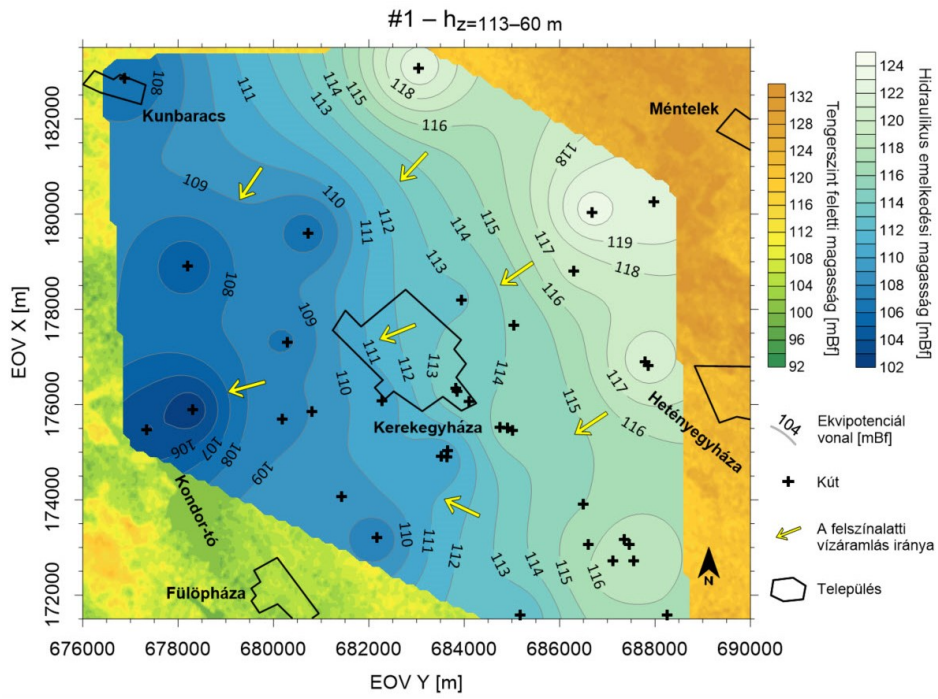
A Kondor-tó és Kerekegyháza között elhelyezkedő terület (5.3b. ábra) esetén a vertikális nyomásgradiens értéke 9,75 MPa/km 90 és -57 mBf közötti elevációtartományra, amely enyhén szubhidrosztatikus. A Kerekegyháza szűkebb térségére vonatkozó $p(z)$ profil esetén (5.3c. ábra) az összes adatra vonatkozóan a nyomásgradiens 9,4 MPa/km; a sekélyebb adatokra 9,5 MPa/km (111 és 31 mBf között); a mélyebb adatokra pedig 9,53 MPa/km (-21 és -115 mBf között). Ezek mindegyike szubhidrosztatikus, lefelé történő áramlást jelez. A Kerekegyházától ÉK-re lévő területre az összes adatra vonatkozóan 8,79 MPa/km a vertikális nyomásgradiens (5.4d. ábra), amely szubhidrosztatikus, az áramlás vertikális komponense lefelé mutat. A sekélyebb adatokra illesztett egyenes alapján 110 és 70 mBf között a gradiens 9,55 MPa/km, míg a mélyebb adatok alapján 9,84 MPa/km. Az előbbi szubhidrosztatikus, míg utóbbi közel hidrosztatikus. A mélyebb tartományból származó adatok (5.4d. ábra; III/A. melléklet) viszonylag új kutakhoz tartoznak (2010-2015), így feltehetően a területen történő vízkitermelés miatt már alacsonyabb vízszinteket mutatnak, amely hozzájárulhat a jelentős szubhidrosztatikus nyomásgradiens kialakulásához. Ugyanakkor a sekély kutak adatai szintén beáramlást jeleznek.

A négy $p(z)$ profil eredményeit összevetve ÉK-ről DNY-ra haladva először lefelé történő áramlás jellemző (beáramlási terület), majd a Kerekegyházától DNY-ra lévő területek már átáramlási jelleget mutatnak.

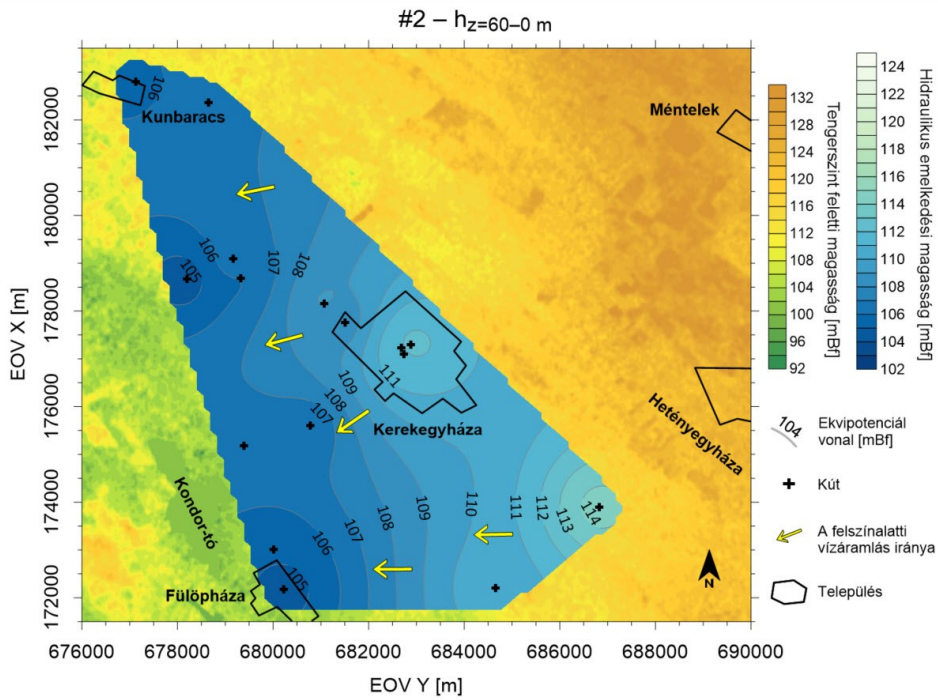
Az adatok mélységeloszlását figyelembe véve, három elevációtartományra készítettem tomografikus potenciáltérképeket: #1: $z = 113 - 60$ mBf, #2: $z = 60 - 0$ mBf, #3: $z = 0 - (-80)$ mBf. Ennél mélyebben már csak nagyon kevés adat állt rendelkezésre és azok térbeli eloszlása nem tette lehetővé a térkép szerkesztését.

A legfelső tartományra készített térkép alapján a legnagyobb h értékek a terület ÉK részén, míg a legalacsonyabbak a terület Ny-i részén fordulnak elő (5.4. ábra). Az áramlás alapvetően ÉK felől DNY felé, illetve K-ről Ny felé történik, amely jól leköveti a domborzati változásokat. A középső térkép hasonló képet mutat, de kisebb területet fed le (5.5. ábra): a legmagasabb értékek Kerekegyháza környékén fordulnak elő míg a legalacsonyabbak a terület Ny-i részén, így az áramlás Ny-i, DNY-i irányba történik. A harmadik térkép már csak a terület középső részét fed le (5.6. ábra). A legmagasabb értékek Kerekegyháza környékén találhatóak, míg a legalacsonyabbak tőle DNY-ra és K-re. Az áramlás iránya alapvetően ÉK-K felől, DNY-Ny felé mutat, illetve keleten a negatív anomália irányába, K felé. A negatív anomáliát a 4. $p(z)$ profilon is szereplő 3 mélyebb kút okozza, amelyek 2010 és 2015 között létesültek.

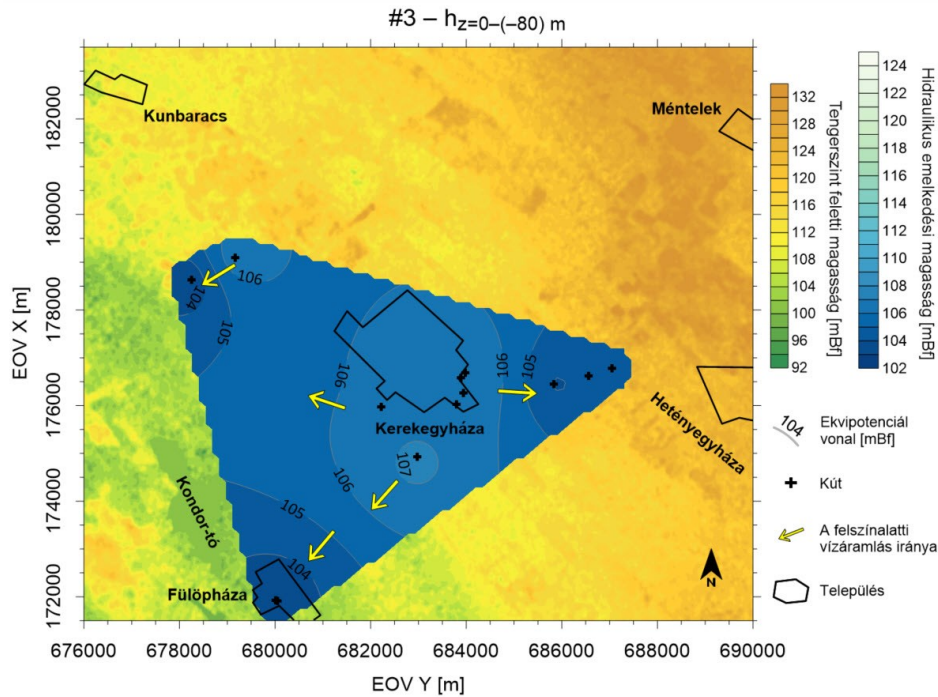
Az első két térképet összehasonlítva a h értékek eloszlásában és értékében jelentős változás nem történik (5.4–5.5. ábra); míg a harmadik térképen, a Kondor-tó térségét leszámítva, alacsonyabb értékek jelentkeznek (5.6. ábra), amely lefelé történő áramlásra utal.



5.4. ábra: Tomografikus potenciáltérkép a $z = 133 - 60$ mBf elevációtartományra.



5.5. ábra: Tomografikus potenciáltérkép a $z = 60 - 0$ mBf elevációtartományra.

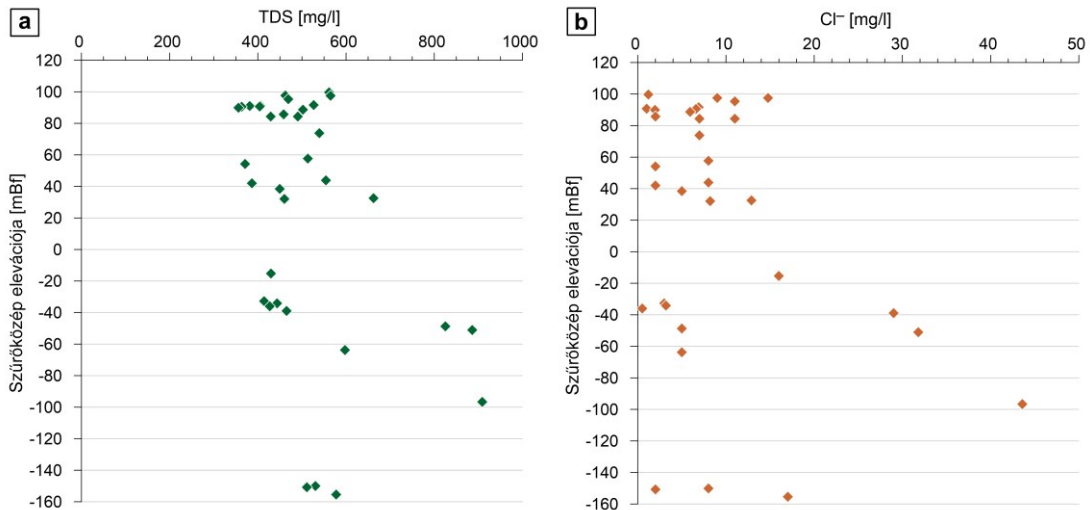


5.6. ábra: Tomografikus potenciáltérkép a $z = 0 - (-80)$ mBf elevációtartományra.

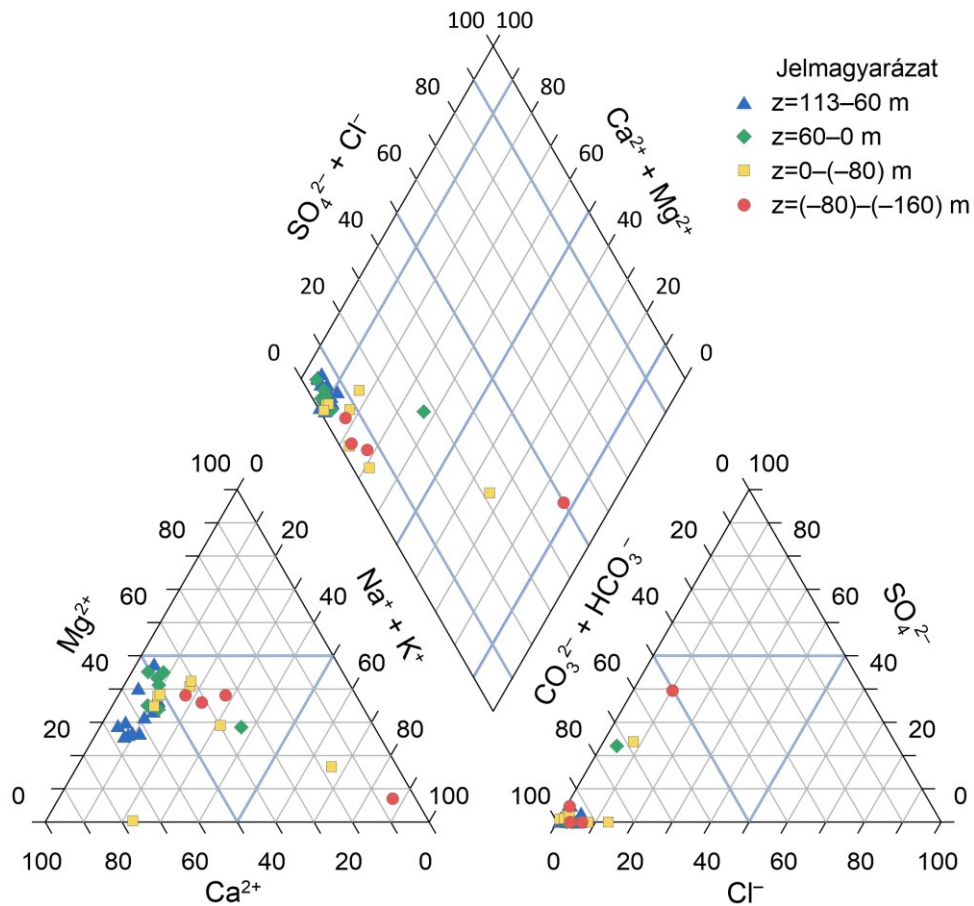
5.1.2.2. Vízkémiai adatok feldolgozása

Az összes oldottanyag-tartalom és a klorid mélységeloszlását az 5.7. ábrán látható koncentráció-eleváció diagramok mutatják. A TDS összességében 356 és 909 mg/l között mozog: a sekély mélységtartományban (0 mBf-ig) 356 és 662 mg/l közötti, míg mélyebben ennél nagyobb értékeket is felvesz (5.7a. ábra). A mélységgel enyhe növekedés tapasztalható. A Cl^- 0,5 és 43,6 mg/l között változik (5.7b. ábra). Sekély mélységben (0 mBf-ig) az értéke nem haladja meg a 15 mg/l-t; ennél mélyebben viszont tág tartományban mozog. A mélységgel szintén enyhe növekedés tapasztalható.

A Piper-diagram (5.8. ábra) alapján a domináns kation a minták többségében (21 minta, főleg a két felső elevációtartományban) a kalcium. Két minta mutat nátrium-kálium dominanciát, míg a maradék 11 minta esetén nincs domináns kation. Az anionok tekintetében egyértelmű hidrogénkarbonát dominancia mutatkozik. A minták többsége $\text{Ca}+\text{Mg} - \text{HCO}_3$ (12 minta) vagy $\text{Ca}+\text{Mg}, \text{Na}+\text{K} - \text{HCO}_3$ fáciesbe (28 minta) esik, Back (1966) beosztása alapján. Két minta $\text{Ca}+\text{Mg}, \text{Na}+\text{K} - \text{HCO}_3, \text{Cl}+\text{SO}_4$, további kettő pedig $\text{Na}+\text{K}, \text{Ca}+\text{Mg} - \text{HCO}_3, \text{Cl}+\text{SO}_4$ fáciesbe tartozik. Az utóbbiak mélyebb kutakból származnak.



5.7. ábra: Az archív adatok alapján készített koncentráció-eleváció diagramok (a) az összes oldottanyag-tartalomra (TDS) és (b) a Cl^- koncentrációra vonatkozóan.



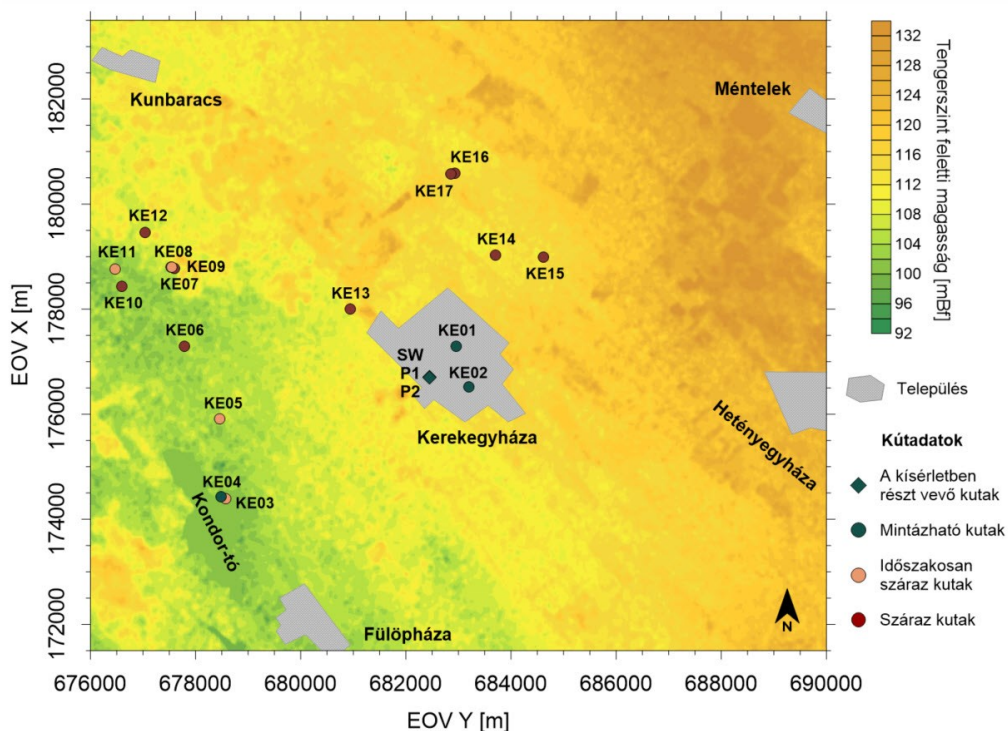
5.8. ábra: Piper-diagram a különböző elevációtartományokra vonatkozó archív kútadatokra.

5.2. A felszínalatti vízszint és vízminőség időbeli változékonysága

5.2.1. Mérések és alkalmazott módszerek

A felszínalatti vízszint és vízminőség évszakos felmérésének célja az volt, hogy megismerjük a MAR telepítés környezetének felszínalatti vízviszonyait és annak évszakos változékonyságát, ami segít a tetővízgyűjtő kísérlet eredményeinek értelmezésében, valamint tervezési szempontból is fontos terepi információval szolgál a helyi hidrogeológiai környezetről.

2020. szeptember 16-tól a Kerekegyházi Önkormányzat munkatársa segítségével rendszeresen felmértük a területen található ásott kutakat, hogy képet kapjunk ezek állapotáról és a felszínalatti víztükör helyzetéről. Összesen 17 kutat jártunk be (KE01–KE17; 5.9. ábra; IV/A. és IV/B. melléklet), amelyek közül 10 száraz volt. A maradék hét kútból további négy kút esetén az első felmérés során tudtunk vízszintet mérni, de a további megfigyelési időszakban ez nem volt mindig lehetséges, időszakosan kiszáradtak. Mindössze három olyan kút volt (KE01, KE02, KE04), amelyben vízszintmérés és vízkémiai mérés is lehetséges volt. A KE01 és KE02-es kutak Kerekegyháza területén találhatóak és ezekbe a kutakba már kb. 30 és 10 éve bevezetik a csapadékvizet. Az utóbbi esetén a csapadékvízbevezetés rendszeresen tisztán tartott tetőről érkezik, míg az előbbi esetén nincs rendszeres karbantartás. A KE04-es kút a kiszáradt Kondor-tó közelében található. A kút állapota jó, de nincs lefedve, így behullik a csapadék és jobban ki van téve a párolgásnak, valamint szennyezők is könnyebben bejuthatnak.



5.9. ábra: Az Kerekegyháza környékén felmért ásott kutak elhelyezkedése és állapota. (Megjegyzés: EPSG-kód: 23700; tengerszintfeletti magasság az SRTM30 digitális domborzatmodell alapján.)

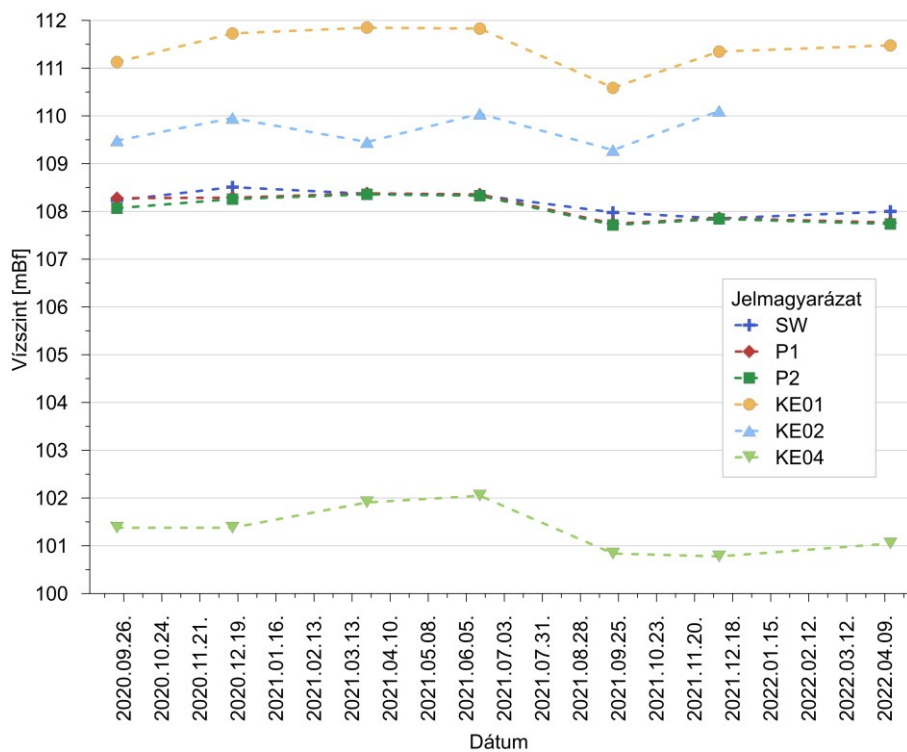
Az első felmérést követően még további másfél évig megfigyelés alatt tartottuk a mintázható és időszakosan száraz kutakat (a KE11-es kút kivételével, amelyet később már nem látogathattunk meg). Ezen túlmenően az évszakos felmérések során vizsgáltuk a tetővízgyűjtő kísérletben (lásd 6. fejezet) részt vevő ásott kutat (SW) és a közelében kialakított megfigyelőkutakat (P1, P2), amelyek fűrt kutak és így a csapadék közvetlenül nem befolyásolja őket. Tehát az évszakos felmérés és a kísérlet eredményei egymással szoros összefüggésben vizsgálhatók. Ebben a fejezetben az SW, P1 és P2-es kút vonatkozásában azokat az eredményeket mutatom be, amelyek a terület általános megismerését szolgálják és amelyeket a területen található többi kút vonatkozásában érdemes értelmezni. Minden más eredményt a 6. fejezet tartalmaz.

Összesen 7 alkalommal történtek mérések az alábbi időpontokban: 2020.09.16–23., 2020.12.15., 2021.03.24., 2021.06.15., 2021.09.21., 2021.12.08., 2022.04.13 (IV/C. melléklet). A terepi felmérések során megmértük a vízszintet és a víz fizikai-kémiai paramétereit (hőmérséklet, pH, fajlagos elektromos vezetőképesség, redox potenciál, oldottoxigén-tartalom), valamint vízmintát vettünk a főelemek laboratóriumi elemzésére, amelyre az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének laboratóriumában került sor. 2020 decemberétől ezek a mérések hidrogén és oxigén stabilizotóp mérésekkel egészültek ki (Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratórium – HEKAL, Debrecen). A mérési módszerekkel kapcsolatos bővebb információt (mérések helye, módja és pontossága) a IV/C. melléklet tartalmaz.

5.2.2. Eredmények és értelmezésük

5.2.2.1. Vízsztinváltozások

A vizsgált kutakban a vízszintek évszakos változásokat mutattak (5.10. ábra; IV/D. melléklet). A kísérletben résztvevő kutak esetén a vízszint kiegyenlítettebb volt, az ingadozás mértéke kb. 60–70 cm volt a megfigyelési időszak alatt. Ezzel szemben KE01 és KE04 több, mint 1 m-es változékonyságot mutatott. Ezekben a kutakban a vízszintmaximum 2021 tavaszán jelentkezett. KE02-es kút esetén a vízszint folyamatosan változott.

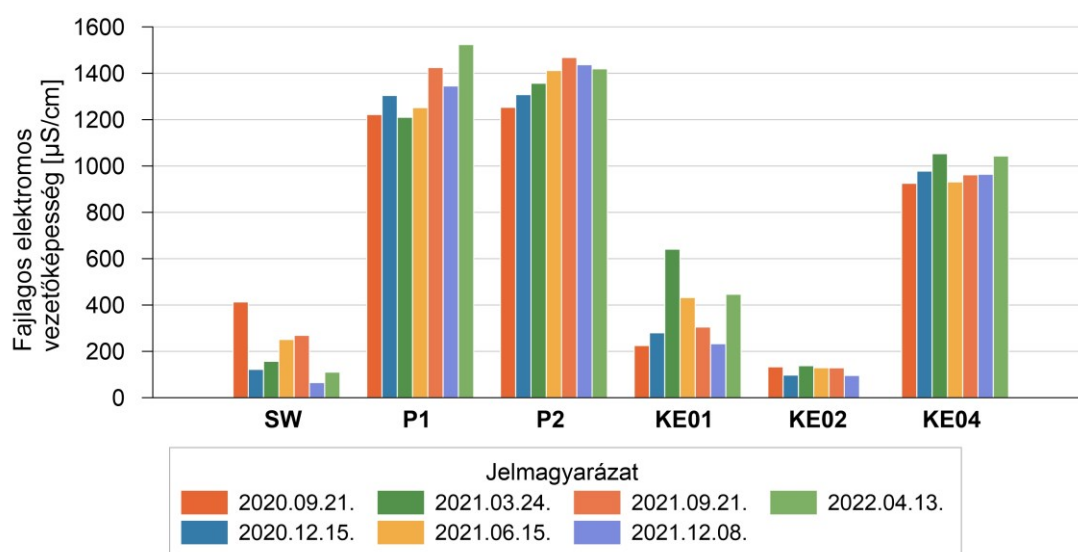


5.10. ábra: Az évszakos felmérések során vizsgált kutak vízszintjének változása az idő függvényében.

5.2.2.2. Vízkémiai változások

A kutakban mért fajlagos elektromos vezetőképesség (amely arányos a víz összes oldottanyag-tartalmával), változását az 5.11. ábra mutatja; az adatok a IV/E. mellékletben találhatóak. A legnagyobb értékek P1 (1210–1524 $\mu\text{S}/\text{cm}$) és P2 kutak (1253–1468 $\mu\text{S}/\text{cm}$) esetén jelentkeztek, a legkisebbeket pedig KE02 (96–138 $\mu\text{S}/\text{cm}$) mutatta. A kísérletben résztvevő kutak esetén különböző tendenciák figyelhetők meg: SW esetén átlagosan csökkentek az értékek, P1 esetén nőttek, míg P2 esetén kezdeti növekedés után 2021 szeptemberétől csökkentek. Ugyanakkor SW esetén évszakos különbségek is megfigyelhetők: a szeptemberi mintázások során jelentkeztek a legnagyobb, míg a decemberi mintázások esetén a legkisebb értékek. KE01

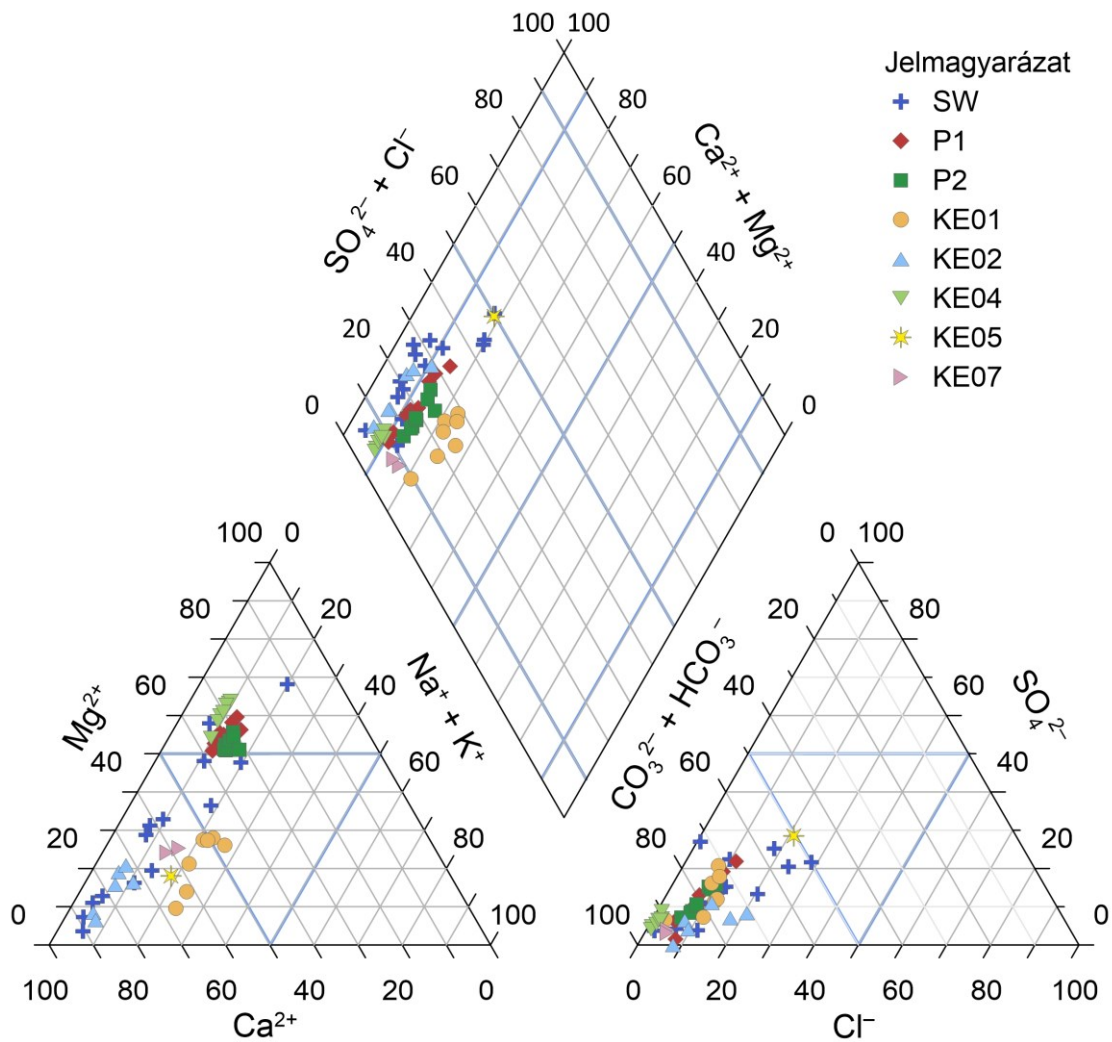
és KE04 szintén évszakos változásokat jeleztek, itt a maximumok a tavaszi mintázásokhoz köthetők. KE02 esetén az értékek tartósan alacsonyan maradtak.



5.11. ábra: A fajlagos elektromos vezetőképesség változása az évszakos felmérések során vizsgált kutakban.

A vízkémiai mérések eredményeit Piper-diagramon ábrázoltam (5.12. ábra) és Back (1966) alapján értelmeztem. Kationok tekintetében jelentős különbségek figyelhetők meg az egyes kutak és bizonyos esetekben az egyes mérések között is. A KE01, KE02, KE05 és KE07 kutakból vett minták többsége kalcium dominanciát mutatott, míg a KE04, P1 és P2 kutak esetén a magnézium volt a domináns kation. Bizonyos fokú változékonyság minden kút esetén megfigyelhető volt, de az SW-ből vett minták kifejezetten tág tartományban mozogtak, a magnéziumtól a kalcium dominanciáig. Az anionok tekintetében egy minta kivételével hidrogénkarbonát dominancia jellemző; ugyanakkor KE01, KE02, SW, P1 és P2 tágabb tartományban mozgott. Ezek alapján a különböző minták fácies tekintetében is elkülönültek. A KE04 minták Ca+Mg – HCO₃, a KE07 minták Ca+Mg, Na+K – HCO₃, a KE01 és P1 minták többsége, valamint a KE05 és a P2 minták Ca+Mg, Na+K – HCO₃, Cl+SO₄ fáciesbe estek. A KE02 minták három, míg az SW minták négy különböző fáciesben is előfordultak, de a legdominánsabb ezek közül a Ca+Mg – HCO₃, Cl+SO₄ volt.

A kutak elsősorban a kationok tekintetében különültek el egymástól. Az SW, valamint a KE01-es és KE02-es kutakban a csapadékvíz-bevezetés miatt széles tartományba mozognak az értékek, de elsősorban Ca²⁺ dominanciát mutatnak. Ezzel szemben azokra a kutakra, amelyekbe nem történik vízbevezetés (KE04, P1, P2), Mg²⁺ dominancia jellemző.

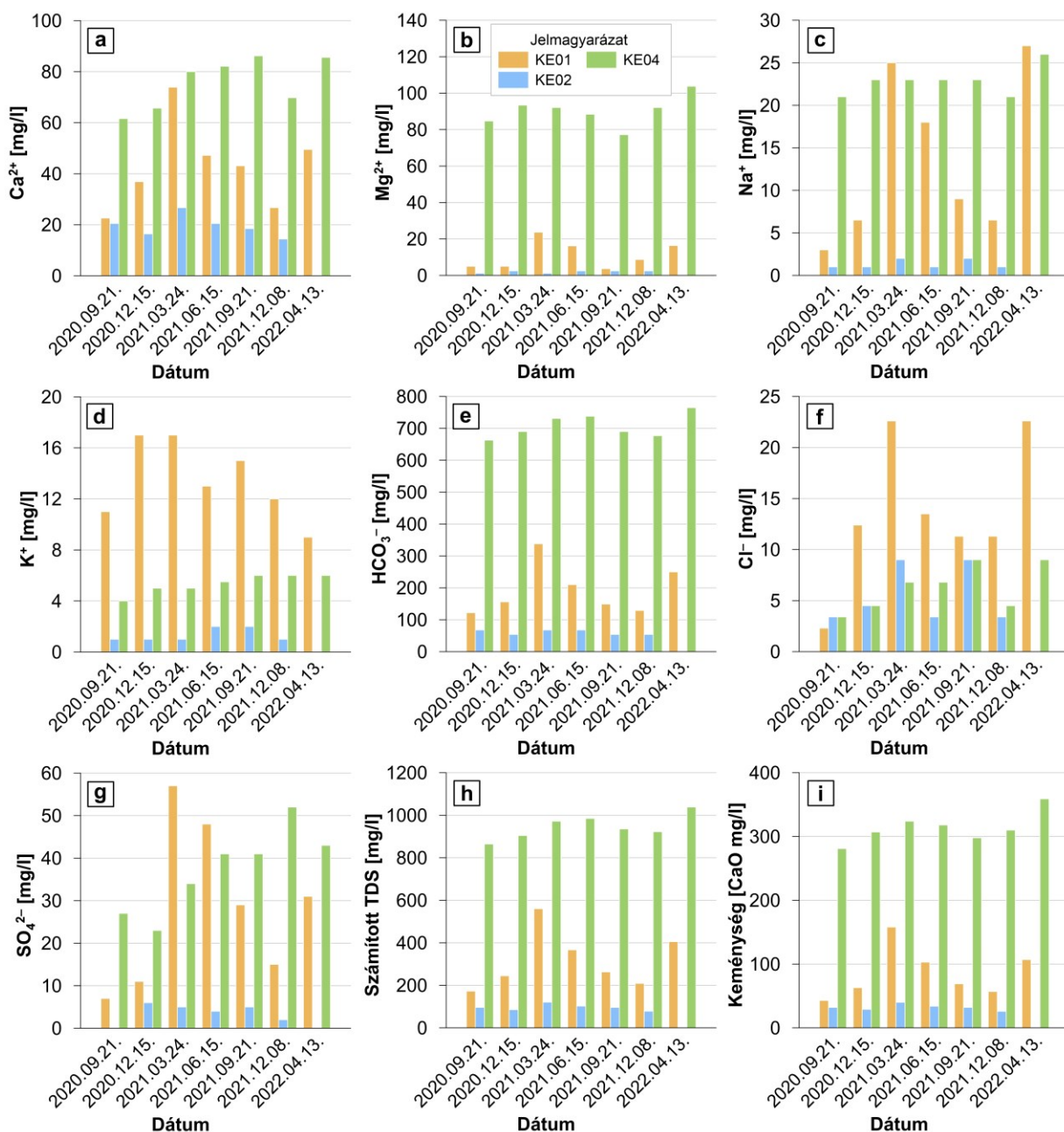


5.12. ábra: Az évszakos felmérések során vizsgált kutakból vett vízminták alapján készített Piper-diagram.

A vízkémiai paraméterek évszakos változásainak vizsgálatához oszlop-diagramokat készítettem (5.13. ábra), amelyeken KE01, KE02 és KE04 kutak adatait ábrázoltam. SW, P1 és P2 változásaival bővebben az 6.3.3.2. fejezetben foglalkoztam.

A Ca^{2+} értéke KE02-ben alacsonyabb volt (14–27 mg/l) és relatíve stabil, míg KE01 (23–74 mg/l) és KE04 (62–86 mg/l) kutakban magasabb és változó (5.13a. ábra). A KE01-es kút esetén évszakos változások voltak megfigyelhetőek, a legmagasabb értékek tavasz elején jelentkeztek. A Mg^{2+} esetén KE04 mutatta a legnagyobb értékeket (77–104 mg/l), míg KE01 (4–24 mg/l) és KE02 (1–3 mg/l) esetén jóval alacsonyabbak voltak (5.13b. ábra). A Na^+ koncentráció szintén a KE02-es kútban volt a legalacsonyabb (1–2 mg/l) és nem mutatott változást a megfigyelési időszak során (5.13c. ábra). A KE04-es kútban egy nagyságrenddel magasabb értékek fordultak elő (21–26 mg/l), de az adatsor változékonysága szintén alacsony volt. Ezzel szemben KE01 esetén az értékek tág tartományban mozogtak (3–27 mg/l), a legnagyobb értékek kora-tavasszal

jelentkeztek. A K^+ esetén (5.13d. ábra) a legalacsonyabb értékek a KE02-es kút mintáiban fordultak elő (1–2 mg/l), KE04-nél 4–6 mg/l között mozgott, míg a legnagyobb értékek a KE01-es kúthoz tartoznak (9–17 mg/l).



5.13. ábra: A fő vízkémiai paraméterek változása a KE01, KE02 és KE04 kutakban.
 (a) Ca^{2+} , (b) Mg^{2+} , (c) Na^+ , (d) K^+ , (e) HCO_3^- , (f) Cl^- , (g) SO_4^{2-} , és (h) TDS.
 A szulfát mérési módszerének alsó határa 25 mg/l.

A HCO_3^- tekintetében is jól elkülönülnek a minták (5.13e. ábra): KE02-nél 54–68 mg/l, KE01-nél 122–338 mg/l és KE04-nél 663–765 mg/l közötti értéket vett fel. A legnagyobb változékonyságot ebben az esetben is KE01 mutatta. A Cl^- értéke (5.13f. ábra) 10 mg/l alatt maradt KE02 és KE04 esetén is (3–9 mg/l), míg KE01-ben jelentős változásokat mutatott (2–23

mg/l). A SO_4^{2-} koncentráció tekintetében (5.13g. ábra) is KE02-ben jelentkeztek a legkisebb értékek (0–6 mg/l), míg KE01 (7–57 mg/l) és KE04 (23–52 mg/l) esetén széles tartományban változott az értéke. A NO_3^- tartalom egyik kútban sem volt jelentős, értéke 0–8 mg/l között változott (IV/F. melléklet).

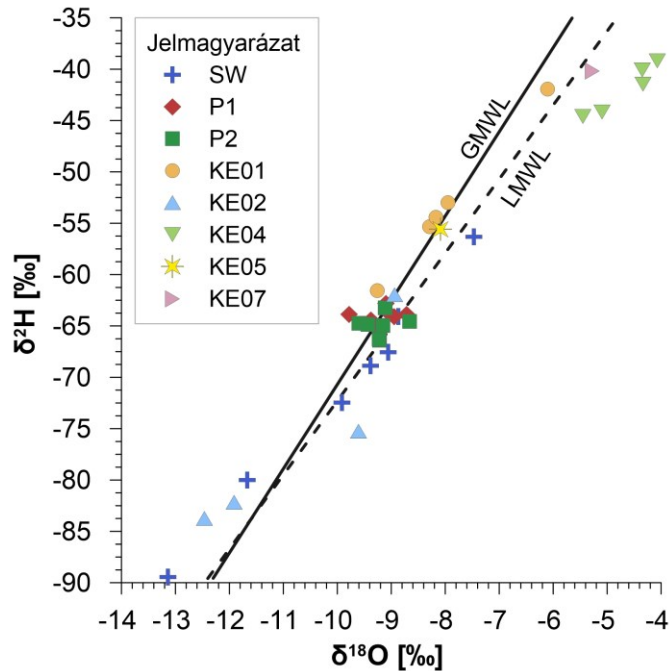
A TDS (5.13h. ábra) és a keménység (5.13i. ábra) hasonló képet mutatott a három kútban. A KE02-nél jelentkeztek a legkisebb értékek (TDS: 78–121 mg/l, keménység: 26–40 mg/l). KE01 esetén magasabb értékek voltak jellemzőek, amelyek jelentősen változtak a megfigyelési időszak során (TDS: 173–560 mg/l, keménység: 43–158 mg/l). A legmagasabb értékek a KE04-es kúthoz tartoztak (TDS: 865–1038 mg/l, keménység: 281–359 mg/l).

A KE01-es kút a legtöbb paraméter tekintetében évszakos változásokat mutatott, ahol szinte minden esetben a márciusi–áprilisi mintázási időpontokra estek a legmagasabb értékek. A KE04-es kút csak a Mg^{2+} és a keménység tekintetében követte ezt a tendenciát; a HCO_3^- és a TDS tekintetében nyáron mutatta a legnagyobb értékeket. Ezzel szemben KE02 végig alacsony koncentrációt mutatott minden paraméter tekintetében.

Tehát a vízkémiai paraméterek időbeli változása alapján a kutak szintén elkülönülnek egymástól. Az egyes paraméterek idősorai alapján a P1 és P2 kutak a legtöbb paraméter esetén szignifikánsan korreláltak egymással (9-ből 7 esetben; IV/G. melléklet), illetve KE01 és KE04 is többször mutatott 0,7-nél nagyobb korrelációs együtthatót (4 esetben). Szintén több esetben korrelált a KE04 a P1-es kúttal (3 paraméter) és a P2-es kúttal (4 paraméter). Ugyanakkor ezek a korrelációk csak az esetek felében voltak szignifikánsak 95%-os szignifikancia szinten a kis mintaszám miatt. Ezek az eredmények alátámasztják a P1–P2-es és a KE04-es kutak vízkémiai hasonlóságát, amely a Piper-diagram (5.12. ábra) alapján is megmutatkozott.

5.2.2.3. Stabilizotóp-összetétel

A hidrogén és oxigén stabilizotóp mérések eredményeit az 5.14. ábra mutatja be, a mért értékek megtalálhatók a IV/H. mellékletben.



5.14. ábra: A különböző kutakból származó stabilizotóp-összetétel adatok. Globális csapadékvíz-vonal (Global Meteoric Water Line, GMWL): $\delta^2H = 8,2\delta^{18}O + 11,3$ (Rozanski és mtsai., 1993); lokális csapadékvíz-vonal (Local Meteoric Water Line, LMWL): $\delta^2H = 7,2\delta^{18}O + 0,3$ (Bottyán és mtsai., 2017).

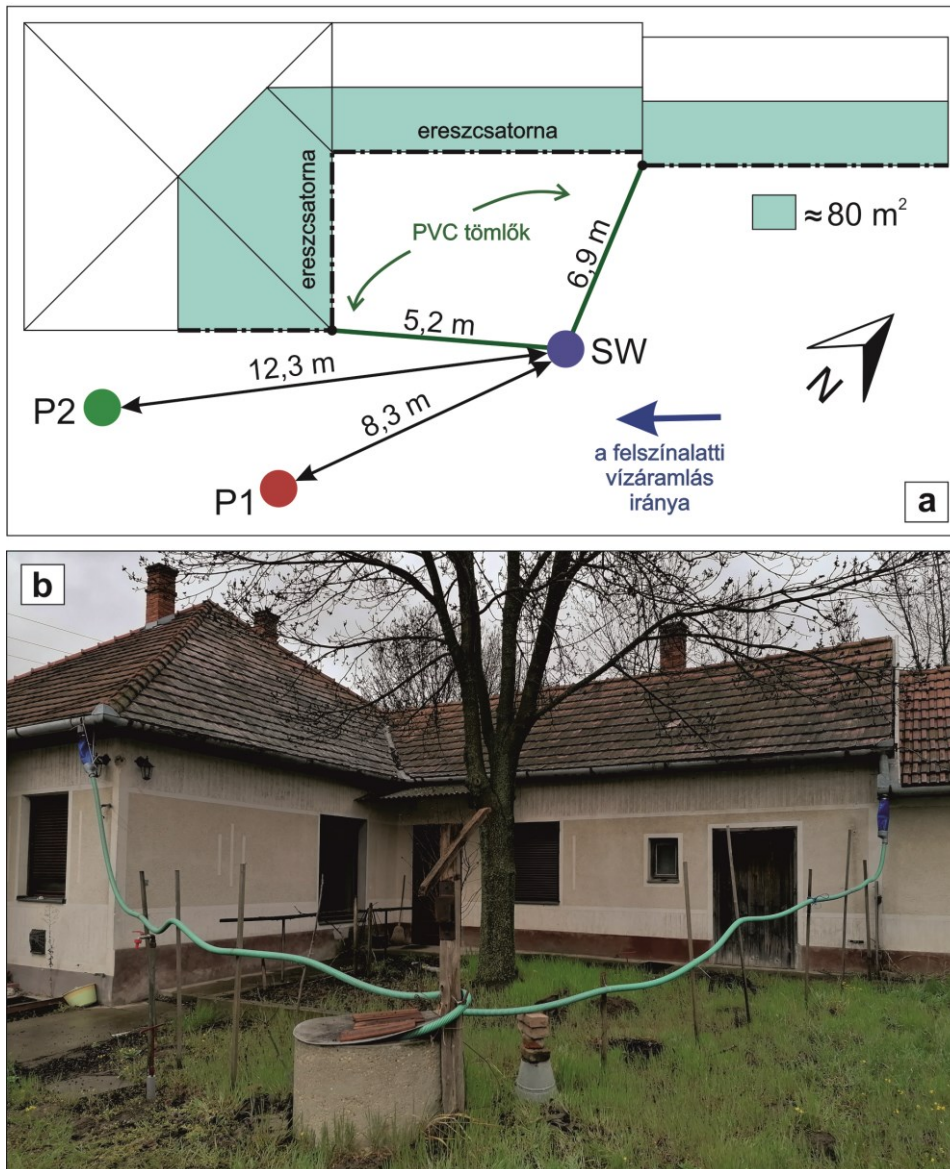
A mért értékek széles tartományban változtak (δ^2H : $-89,5$ és $-39,2$ ‰; $\delta^{18}O$: $-13,1$ és $-4,1$ ‰ között), ugyanakkor a különböző kutak izotóp-összetétel alapján is jól elkülönülnek. A KE02 (δ^2H : $-83,8$ és -62 ‰; $\delta^{18}O$: $-12,5$ és $-8,9$ ‰ között) és SW (δ^2H : $-89,5$ és $-56,3$ ‰; $\delta^{18}O$: $-13,1$ és $-7,5$ ‰ között) értékei hasonlóan széles tartományban változnak, hozzájuk tartoznak a legkisebb értékek, mind δ^2H és $\delta^{18}O$ tekintetében. KE01 szintén jelentős változásokat mutatott, de az itt mért értékek nagyobbak voltak (δ^2H : $-61,6$ és $-41,9$ ‰; $\delta^{18}O$: $-9,3$ és $-6,1$ ‰ között). Mindhárom kút értékei a globális és lokális csapadékvízvonal (GMWL, LMWL) mentén változtak, amely a kutakba történő csapadékvízbevezetéssel magyarázható.

A KE04-es kút értékei voltak a legnagyobbak és ezek kissé a GMWL és LMWL alá estek. Ennek oka lehet, hogy ez a kút nincs lefedve így közvetlenül is kap csapadékot, valamint így a párolgás is jelentősebb, mint a többi kút esetén. A KE05 és KE07-es kutakból 1–1 mintát tudtunk venni, ezek inkább KE01 és KE04 kutakkal mutattak hasonlóságot. A P1 és P2-es kutak stabilizotóp-összetétele ezekhez a változásokhoz képest meglehetősen stabil volt (δ^2H : $-66,4$ és $-62,8$ ‰; $\delta^{18}O$: $-9,8$ és $-8,7$ ‰ között). Ezek keskeny átmérőjű fúrt kutak (bővebben 6.1. fejezet), így a szezonális hatások kevésbé érvényesülnek.

6. Tetővíz ásott kútba vezetésének vizsgálata terepi kísérlet segítségével

6.1. A kísérlet bemutatása

2020 januárjában egy terepi kísérletet indítottunk el (Ridavits, 2020), amely egy családi ház tetőszerkezetéről az esővizet a ház udvarán található sekély ásott kútba (SW) vezeti (6.1. ábra). A kísérlet kialakításának részleteit, valamint az első 2 hónapos időszak eredményeinek részletes feldolgozását Ridavits (2020) tartalmazza.



6.1. ábra: (a) A kísérleti helyszín sematikus ábrája a kutak (SW, P1, P2) és PVC tömlők elhelyezkedésének, a vízgyűjtésre használt tetőfelület és a lokális felszínalatti vízáramlási irány bemutatásával (Ridavits, 2020 után módosítva); (b) a kísérleti helyszín 2021 áprilisában.

SW 6,2 m mély, a kút alul nyitott, átmérője 0,8 m. A kút egy uralkodóan homokból és kőzetlisztből álló, fedetlen sekély vízáadó rétegből nyeri a vizét (Ridavits, 2020), amelyre magas

TDS jellemző (~1000-1700 mg/l). Bár SW körülbelül 20 évig használaton kívül volt (a tulajdonos szóbeli közlése alapján), megfelelő állapotban találtuk: a betongyűrűk épek voltak és egy bádofedéllel le volt fedve. SW azon kevés kutak egyike, amely még nem száradt ki a területre jellemző vízszintsüllyedés hatására. A kezdeti vízoszlop SW-ben kb. 0,7 m volt a beszivárogtatás megkezdése előtt. A kút talpán felgyülemlett iszapot a kísérlet megkezdése előtt, majd 2021 májusában (kúttisztítás keretében) is eltávolítottuk, hogy növeljük SW beszivárogtatási hatékonyságát. Mivel az esővíz vízadóba történő bejuttatását kizárólag a gravitáció hajtja (azaz nem használtunk szivattyúkat), a „beszivárgás” kifejezés jobban leírja az esővízgyűjtési folyamatot, mint az „injektálás”, így a továbbiakban is ezt a kifejezést használom.

Az összegyűjthető esővízmennyiség szempontjából fontos a tető mérete. A teljes ferde tetőfelület 115 m²; függőleges csapadékot tekintve ez körülbelül 80 m² csapadékot fogadó sík felületnek felel meg. A sekély ásott kút és az ereszcatornákat PVC tömlőkkel kötöttük össze. Az ereszcatornákat a kísérleti idő alatt háromszor tisztítottuk meg, a kísérlet megkezdése előtt, majd 2020 és 2021 decemberében. A víz egy szűrőhálón haladt át, mielőtt a csőrendszerbe került megakadályozva ezzel a levelek és más nagyobb szennyezők bejutását a kútba. A szűrőháló azonban nem távolítja el a finomszemcsés anyagokat. A szűrőket 2020 decemberében, 2021 májusában, majd 2021 decemberében cseréltük.

A sekély felszínalatti víz áramlásának irányában két megfigyelő kút (P1 és P2) alakítottunk ki (6.1. ábra). Az SW és P1 közötti távolság 8,3 m, SW és P2 között pedig 12,3 m. A megfigyelő kutak mélysége 6,7 m, ebből az utolsó 1 m szűrőzött, így hozzávetőlegesen ugyanazt a mélységet szűrőzik, mint SW. A kutak átmérője 0,04 m.

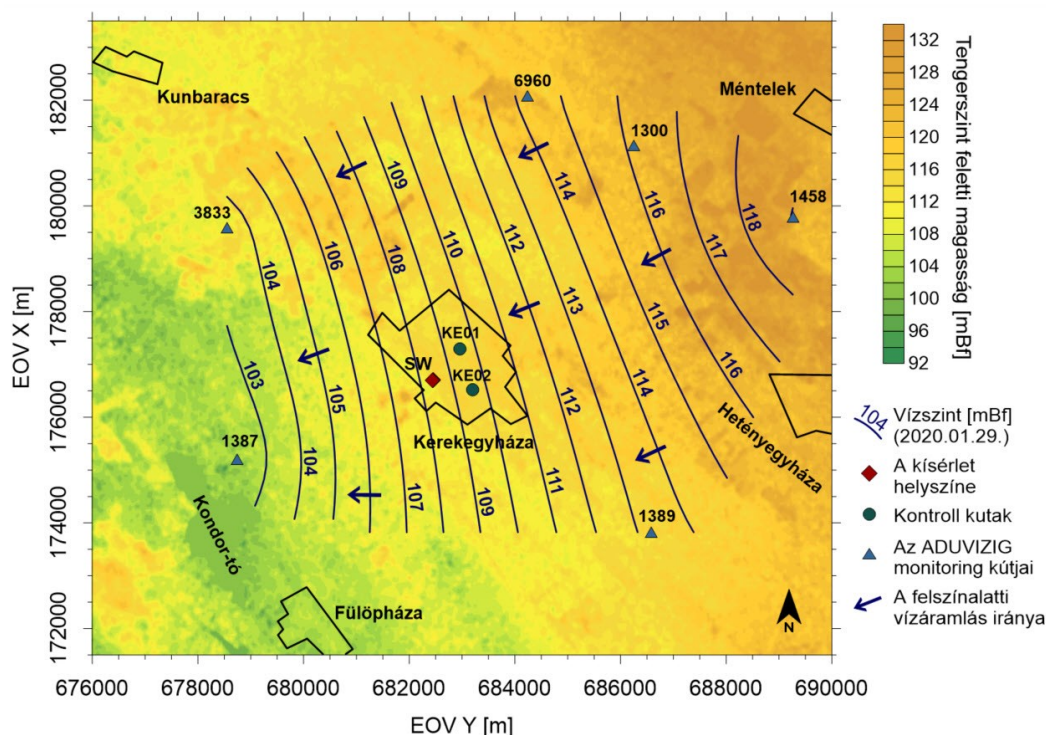
6.2. Adatok és alkalmazott módszerek

6.2.1. A folyamatos idősorok vizsgálata

Az ásott kútban (SW; 6.2. ábra) és a megfigyelőkutakban (P1–P2) a vízszintet, a hőmérsékletet és a fajlagos elektromos vezetőképességet digitális regisztráló műszerek segítségével rögzítettük fél óránként (2. táblázat), hogy információkat gyűjtsünk ezeknek a paramétereknek a változásairól és ezzel a csapadékgyűjtési folyamat a felszínalatti vízre gyakorolt hatásáról. A megfigyelési időszak alatt (~26 hónap, 805 nap) összesen több mint 38000 adat került rögzítésre kutanként és paraméterenként. Ezeket az idősorokat összevettem egymással, valamint a csapadék mennyiségével és más a területen található megfigyelőkutak idősoraival.

A meteorológiai adatok (csapadék és napi középhőmérséklet) 2020.01.28. és 2021.06.29. között az Időkép Kft.-től származtak (Kerekegyházi mérőállomás), majd 2021.06.30-tól az Országos Meteorológiai Szolgálattól (OMSZ) igényeltük őket, amelyeket a szomszédos településen, Fülöpházán mértek (46214-es mérőállomás).

A területileg illetékes vízügyi igazgatóságtól (ADUVIZIG) a területre rendelkezésre álló további 6 sekély megfigyelő kút vízszint adatait igényeltük, a kísérlet során mért idősorokkal való összevetéshez. Ezeknek a kutaknak a kísérleti helyszíntől mért maximális távolsága 5 km volt (6.2. ábra).



6.2. ábra: A kísérleti projekt, a kontroll kutak és a területen található ADUVIZIG megfigyelőkutak elhelyezkedése. A vízszinttérkép a monitoring kutakban a kísérlet kezdeti napján (2020.01.29.) mért adatok alapján készült. (Megjegyzés: EPSG-kód: 23700; tengerszintfeletti magasság az SRTM30 digitális domborzatmodell alapján.)

6.2.2. Vízkémiai mérések

A vízmintavétel SW esetében búvárszivattyúval történt, kb. 100 l víz kivételét követően. A P1 és P2 mintavételezése kis méretű (0,1 l térfogatú) bailerekkel történt, a kutak kis átmérője miatt, kb. 1 l víz kivétele után. A fő anionok és kationok meghatározásához SW-ből 2020 januárjától (Ridavits (2020) méréseit folytatva), P1–P2-ből pedig 2020 szeptemberétől vettünk vízmintákat, amelyek az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének laboratóriumában kerültek elemzésre (2. táblázat).

2. táblázat: Az automata regisztráló műszerekkel és a vízkémiai vizsgálatok során mért paraméterek, a mérések helye, az alkalmazott mérési módszerek és azok pontossága.

Mérés helye	Paraméter	Mérési intervallum	Módszer	Pontosság
Terepen (SW)	Vízszint	2020.01.31– 2022.04.09. (30 percenként)	DATAQUA automata mérőműszer	±0,1 %
	Fajlagos elektromos vezetőképesség (25 °C-on)			±1 %
	Hőmérséklet			±0,1 °C
Terepen (P1, P2)	Nyomás	2022.02.04– 2022.04.13. (30 percenként)	CTD-Diver automata mérőműszer	± 0.5 cmH ₂ O
	Fajlagos elektromos vezetőképesség (25 °C-on)			± 1%
	Hőmérséklet			± 0,1 °C
Terepen	Légnyomás	2020.02.04– 2022.04.13. (30 percenként)	Baro DIVER automata mérőműszer	± 0.5 cmH ₂ O
	Léghőmérséklet			± 0,1 °C
ELTE Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest	Ca ²⁺	SW: 2020.01.14-től (14 alkalom);	Titrimetria (MSZ 448/3-85)	±5 mg/l
	Mg ²⁺		Lángfotometria	±2 mg/l
	Na ⁺ , K ⁺		Titrimetria (MSZ EN ISO 9963-1:1998)	±0.5 mg/l
	HCO ₃ ⁻	P1, P2: 2020.09.10-től (9 alkalom);	Titrimetria (MSZ 1484-15:2009)	±12 mg/l
	Cl ⁻		Titrimetria (MSZ 1484-15:2009)	±2 mg/l
	SO ₄ ²⁻	PR, RT: 2021.04.14.	Spektrofotometria (MSZ 12750/16-1988)	±5 mg/l
	NO ₃ ⁻		Kolorimetriai teszt (VISOCOLOR ECO Nitrate)	Skála: 0-1-3-5-10-20-30-50-70-90-120 mg/l
Ökológiai Kutatóközpont, Vízi Ökológiai Intézet Budapest	TOC, DOC	SW, P1, P2: 2021.02.11. PR, RT: 2021.04.14.	MULTI N/C 3100 TOC/TN (Analytik Jena, Jena, Németország)	±3 %
Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, majd Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest	Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Na ⁺ , K ⁺ , Mn ²⁺ , Fe ²⁺ , PO ₄ ³⁻	SW, P1, P2: 2021.02.11-től (6 alkalom);	Jobin-Yvon Ultima 2C ICP-OES	Részletes információ elérhető a laboratóriumtól
	HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻		Acidimetria	
	Cl ⁻ , SO ₄ ²⁻		Ionkromatográfia – CD	
	NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻	Ionkromatográfia – UV		
	NH ₄ ⁺	Spektrofotometria		
	F ⁻	Fotometria		
	H ₂ SiO ₃	KE01, KE02: 2021.09.21.	Jobin-Yvon Ultima 2C ICP-OES	
	nyomelemek	Elmer ELAN DRG II ICP-MS		
	kémiai oxigénigény	Permanganometria	± 0.5 mg/l	
	lebegőanyag-tartalom	Tömegmérés	± 2 mg/l	
ATOMKI – Isotoptech Zrt. Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratórium, Debrecen	δ ² H	SW, P1, P2: 2020.12.15-től (7 alkalom)	Üregrezonátorral fokozott lézerspektrometria (Cavity Enhanced Laser Spectroscopy)	±0.50 ‰
	δ ¹⁸ O			±0.08 ‰
	³ H	SW, P1, P2: 2020.12.15-től (5 alkalom)	³ He termelődéses módszer (³ He ingrowth method)	±0.15 TU

A stabilizotóp (H és O) és trícium mérések 2020 decemberében indultak a Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratóriumban (HEKAL, Debrecen). A megvett vízminták részletes laboratóriumi vizsgálata, beleértve a nyomelemeket is, 2021 februárjában kezdődött, és

szezonálisan folytatódott a Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatóságának (korábban Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat) geokémiai laboratóriumában.

A csapadékvíz összetételének megismerése érdekében 2021 áprilisában két mintát vettünk: (1) közvetlenül műanyag gyűjtőedényben gyűjtött csapadék (minta azonosító: „PR”), (2) a PVC tömlőkből gyűjtött tetővíz (minta azonosító: „RT”).

Tekintettel a tetőről potenciálisan bekerülő szerves szennyezőkre, az SW, P1, P2, PR és RT összes szerves szén (TOC) és oldott szerves szén (DOC) tartalmának mérése az Ökológiai Kutatóközpont, Vízi Ökológiai Intézetében (Budapest) történt, egy alkalommal.

A szezonális mintázások során (lásd 5.2. fejezet) vizsgált KE01-es és KE02-es kutak (6.2. ábra) kontrollként szolgáltak a kísérlet eredményeinek értelmezéséhez, mert ezekbe a lakosok kb. 30, illetve kb. 10 éve bevezetik a csapadékvizet. Ezekben a főelemeket 2020. szeptemberétől vizsgáltuk szezonálisan, összesen 7 alkalommal (lásd. 5.2. fejezet), míg részletes laboratóriumi vizsgálat (fő- és nyomelemek) egyszer történt. Ezek a vizsgálatok segítik a csapadékvíz-bevezetés hosszú távú szennyezési kockázatának meghatározását.

E mérések céljai a következők voltak: i) az eredeti vízösszetétel meghatározása, ii) a bekövetkező változások nyomon követése, iii) a beszivárgási folyamat követése a különböző kutak adatsorainak összehasonlításával, iv) az eredmények összehasonlítása a felszínalatti vizekre vonatkozó, a 6/2009. (IV. 14.) KvVM-EüM-FVM együttes rendeletben (a továbbiakban: 6/2009. rendelet) meghatározott magyarországi határértékekkel az esetleges szennyeződések kimutatása érdekében.

A terepi mérések során készített fényképeket az V/A. melléklet tartalmazza.

6.2.3. A hidraulikus vezetőképesség meghatározása

A hidraulikus vezetőképesség (K) meghatározása érdekében üledékmintát gyűjtöttünk a P1 megfigyelőkút fúrása során a vízáadó rétegből (Ridavits, 2020; minta azonosító: „DR-A”) és a karbantartás során (2021. májusában) az ásott kút aljáról (minta azonosítók: a felső rétegből „SW-T”, az alsó rétegből „ST-B”). A minták szemcseméret-eloszlása szitálással ($d = 0,063$ mm felett) és hidrometrálással ($d = 0,063$ mm alatt) került meghatározásra az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének laboratóriumában (Orsovai és Végh, 1989). Az SW-T és az ST-B esetében a szervesanyag-tartalom becslése 550 °C-on történő izzítási veszteség (LOI) méréssel történt.

A hidraulikus vezetőképesség értékét a szitálás és hidrometrálás eredményeiből a HydrogeoSieveXL Excel-alapú programmal (Devlin, 2015) határoztam meg. A kútfenek hidraulikus vezetőképességének megállapításához beszivárgási görbéket elemeztem, az

AquiferTest Pro 11.0 szoftver segítségével (WH, 2021). A K érték becsléséhez 26 csapadékeseményt választottam ki, amelyek elemzéséhez a Bouwer és Rice módszert (1976) alkalmaztam, amely a legjobban alkalmas a kísérletben lejátszódó folyamatok vizsgálatára. A megadott paraméterek a következők voltak: i) fedetlen víztartó réteg, amelynek vastagsága 20 m, ii) a víztartót a kút csak részben harántolja (partially penetrating well), iii) a kút sugara 0,4 m, mélysége 6,2 m, a szűrőzött szakasz hossza: 0,2 m, iv) a porozitás: 30%. Mivel a kút talpa nyitott, de ilyen lehetőséggel nem tud számolni a szoftver, így egy minimális, 0,2 m-es szűrőzött szakaszt állítottam be. A paraméter változtatása nem befolyásolta jelentősen a kapott eredményeket. A porozitás értékének 30%-ot adtam meg, amely egy átlagos érték porózus közegekben (Freeze és Cherry, 1979) és jó összhangban van a HydrogeoSieveXL szoftverrel kapott értékekkel (lásd. 6.3.1.4. fejezet).

6.2.4. A kút talpán lévő iszap kémiai összetételének vizsgálata

Az ásott kútban a megfigyelési időszakban észlelt vízkémiai változások és egyes elemek megnövekedett koncentrációja indokolta tette a kút talpán felgyülemlett iszap kémiai összetételének vizsgálatát, amelyre 2023. februárjában került sor. Mivel a kísérlet az általam vizsgált észlelési időszakon túl is folytatódik, ezért két mintát tudunk venni e célból („SW-I-1” és „SW-I-2” mintaszámokkal), amelyek i) teljes kémiai összetételének vizsgálata, illetve ii) szekvenciális kioldás (Ure, 1996) utáni vizsgálata a Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatóságának geokémiai laboratóriumában történt. A teljes kémiai összetétel meghatározásához LiBO_2 -os feltárást alkalmaztak, a főelemek mérése ICP-OES, a nyomelemek mérése ICP-MS műszerrel történt.

A szekvenciális kioldás három lépcsőben történt: i) ecetsavas kioldás a kicserélhető (agyagok, szervesanyag, vas- és mangán oxidok felületén kötöttek) és a karbonátokhoz kötött elemtartalom meghatározására; ii) hidroxil-aminos kioldás a redukálható vas és mangán oxid-hidroxidokhoz kötött elemtartalom meghatározására; és iii) hidrogén-peroxidos és híg savas feltárást a szulfidokhoz és a szerves anyagokhoz kötött elemtartalom meghatározására. A feltárt minták mérése szintén ICP-OES és IC-MS segítségével történt.

Ezen vizsgálatok kiegészítésére PHREEQC Version 3 geokémiai modellező szoftver (Parkhurst és Appelo, 2013) alkalmazásával vizsgáltam az ásott kút vízösszetételére vonatkozó telítettségi indexeket. Ehhez az SZTFH által mért vízkémiai paramétereket (pH, fő- és nyomelemek) használtam fel (V/F. melléklet).

6.3. A vízbejuttatás hatásának vizsgálata és értelmezése

6.3.1. Hidraulikai változások

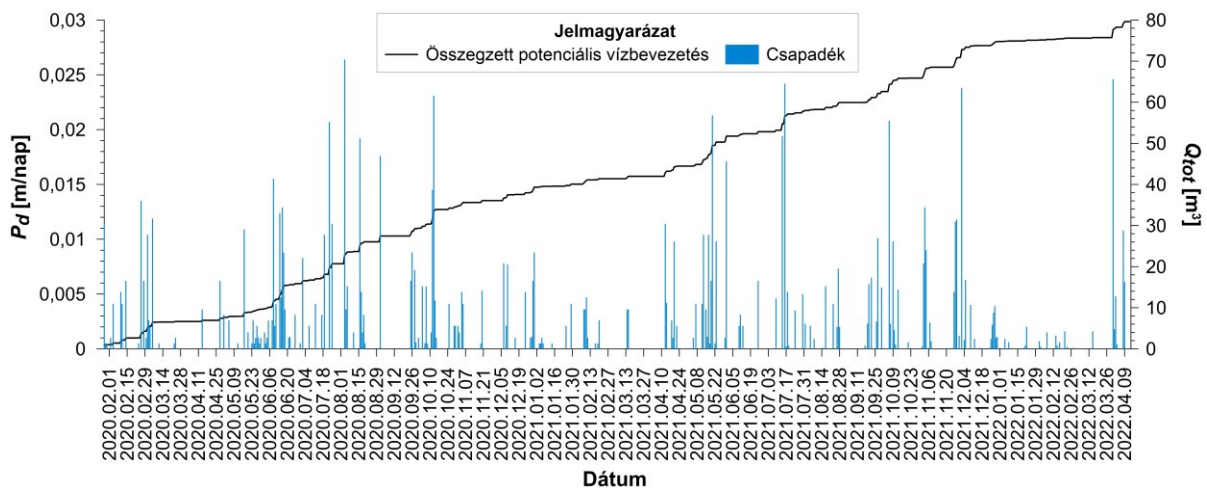
6.3.1.1. A bejuttatott víz mennyisége

Az első megválaszolandó kérdés a tetőfelületről összegyűjthető víz mennyisége volt. A potenciálisan gyűjthető csapadékmennyiség az alábbi képlet (4. egyenlet) alapján számítható:

$$Q_d = A_r \cdot P_d \quad (4)$$

ahol: Q_d a potenciálisan gyűjthető napi csapadékmennyiség [m^3/nap]; A_r a csapadékot fogadó sík tetőfelület [m^2 , jelen esetben 80 m^2]; P_d a napi csapadékmennyiség [m/nap].

A vizsgált területen 2020 januárja és 2022 áprilisa között megfigyelt napi csapadékmennyiségek (P_d) és az ezek alapján számított összegzett maximális vízbevezetés (Q_{tot}) az 6.3. ábrán látható. A teljes csapadékmennyiség (P_{tot}) a megfigyelési időszak (összesen 26 hónap) végén $P_{tot} = 0,995 \text{ m}$ volt, így elméletileg $Q_{tot} = 79,6 \text{ m}^3$ összegyűjtött csapadékvíz eredményezett, amelyet fel lehetett használni a víztartó utánpótlására. Fontos kiemelni, hogy a tetőre lehulló és a kútba jutó esővíz tényleges mennyiségét számos egyéb tényező is befolyásolja, mint például a szél iránya, a csapadék intenzitása, a csapadék hossza, a párolgás mértéke, valamint az ereszcatorna és a PVC tömlőrendszer állapota. Így e számítás a bejutó csapadékmennyiség becslésére szolgál, ennél pontosabb mérésére nem volt lehetőség.



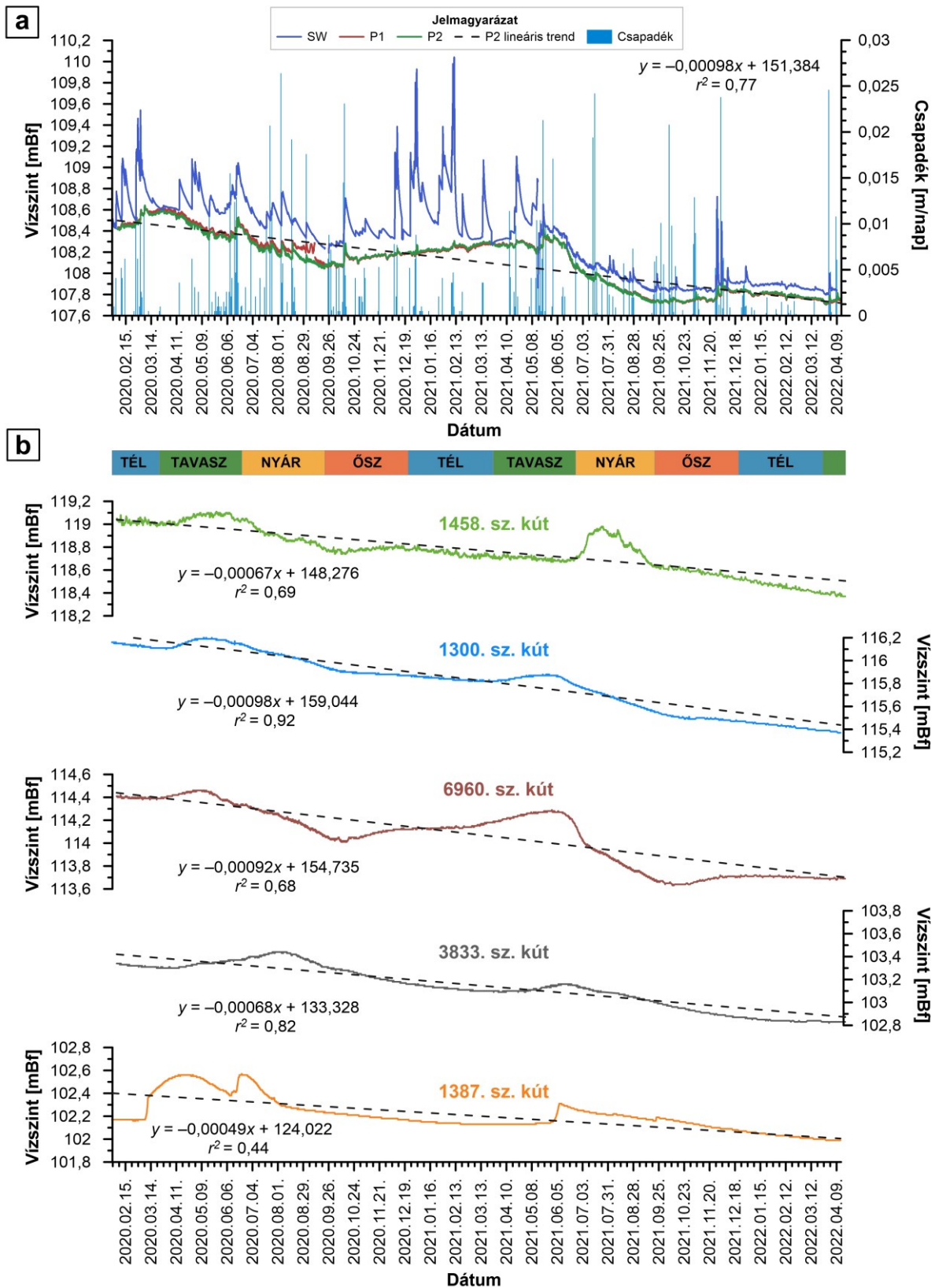
6.3. ábra: A napi csapadékmennyiség (P_d) [m/nap] és az összegzett potenciális vízbevezetés (Q_{tot}) [m^3] a megfigyelési időszakban (adatforrás: Időkép – 2021. 06. 29-ig, OMSZ – 2021. 06. 30-tól).

6.3.1.2. A vízszintek időbeli változása

Az SW, P1 és P2 kutak szezonális vízszint változást mutattak (6.4a. ábra): 2020. március végéig emelkedés, 2020. szeptember közepéig csökkenés, 2021. május közepéig emelkedés, majd a megfigyelés végéig (2022. április), egy időszakos decemberi növekedést leszámítva, csökkenés jellemezte őket. Az SW vízszintjének változása közvetlenül kapcsolódik a csapadékesemények bekövetkezéséhez, a csapadék kútba történő bejutása váltja ki. SW vízszintje mindig magasabb, mint P1 és P2 kutaké, hiszen ez a beszivárogtató kút, és a felszínalatti vízáramlás ebből az irányból történik (6.1. ábra). A P1 és P2 kutak vízszintmaximuma 2020 márciusában és 2021 májusában volt megfigyelhető. A vízszintváltozás tartománya SW esetén kb. 2 m, míg P1-ben és P2-ben kb. 1 m.

Az SW, P1 és P2 vízszint-idősorokat összehasonlítottam a Kerekegyháza környékén található sekély megfigyelőkutak idősoraival (a kutak elhelyezkedése: 6.2. ábra), hogy értékelhetőek legyenek a megfigyelt tendenciák hasonlóságai és eltérései. Valamennyi kútnál általános vízszintcsökkenés figyelhető meg (6.4. ábra és 3. táblázat). A vízszintmaximumok is csökkentek, átlagosan 0,22 m-t. Míg a kísérleti kutakban a csökkenés mértéke valamivel kisebb volt, P1 és P2 esetében 0,21 m, illetve 0,17 m. Az éves vízszintminimumok is kivétel nélkül csökkentek: átlagosan 0,3 m-t, P1 és P2 esetén 0,32 m-t. A legkevésbé érintett kút a 1387. sz. kút, amely a Kondor-tó közelében található és ahol az éves minimumok között mindössze 0,01 m különbség volt.

Figyelembe véve a kutak vízszintmaximumának időbeli különbségeit, 2020-ban az SW, P1 és P2 kutak vízszintmaximuma sokkal hamarabb (március-április) jelentkezik, mint a többi kútban (május: 1458., 1300., és 6960. sz. kutak; július-augusztus: 3833. sz. kút), kivéve a 1387. sz. kutat, ahol ez márciustól júliusig tart. 2021-ben a vízszintmaximumok május-júniusban figyelhetők meg, kivéve a 1458. sz. kutat, amely júliusban mutatja a legmagasabb értékeket. Az SW, P1 és P2 esetében tapasztalható őszi-téli vízszintemelkedés (a 6960. sz. kút kivételével) nem, vagy csak kisebb mértékben jelentkezik. A vízszint minimumok általában nyár végén, ősz elején jelentkeznek. A 3833. és a 1387. sz. kutak esetén kevésbé markánsak, itt folyamatos csökkenést lehet megfigyelni. A kísérletben részt vevő kutak viselkedése nagyon hasonló a környéken található többi megfigyelő kúthoz, azonban a felfedezett különbségeket, nevezetesen a korábbi vízszint maximumot és az őszi vízszintemelkedést okozhatja a tetővíz beszivárogtatása.



6.4. ábra: *Vízszintváltozások a kísérletben résztvevő (a) ásott kútban (SW) és a megfigyelő kutakban (P1, P2), valamint (b) a környéken található megfigyelő kutakban (adatforrás: ADUVIZIG). A P2-re és a megfigyelő kutakra illesztett lineáris trendeket szaggatott vonal jelöli az egyenes egyenletének feltüntetésével. A napi csapadékmennyiséget a 6.4a. ábra mutatja (adatforrás: Időkép – 2021.06.29-ig, OMSZ – 2021.06.30-ig). A 6.4b. ábrán a csillagászati évszakok láthatók.*

3. táblázat: A megfigyelt vízszintkülönbségek [m] a kísérletben részt vevő kutakban (SW, P1, P2) és a területen található megfigyelőkutakban.

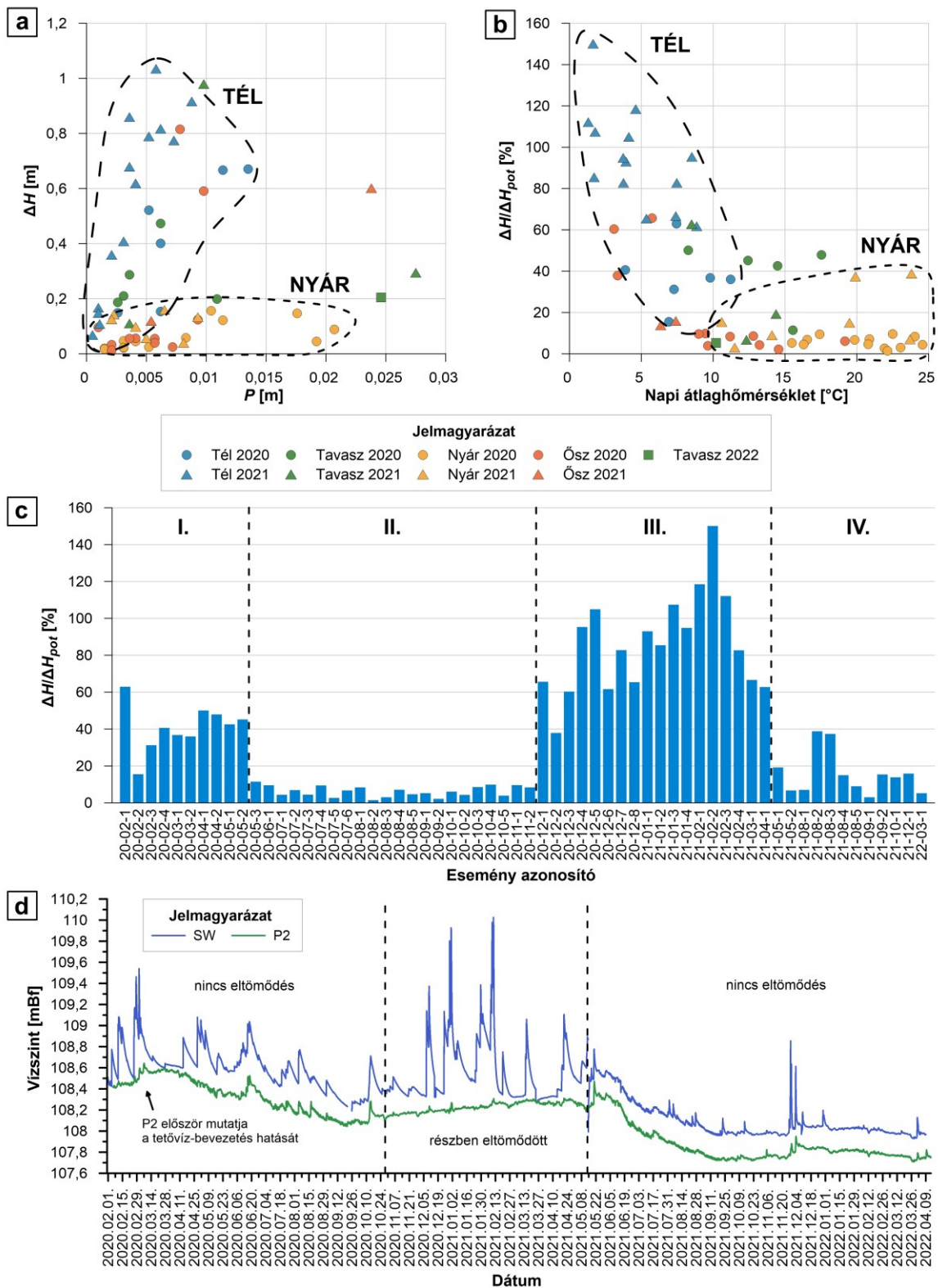
Kút azonosító	Az éves vízszintmaximumok [mBf] különbsége			Az éves vízszintminimumok [mBf] különbsége		
	Max 2020	Max 2021	Különbség [m]	Min 2020	Min 2021	Különbség [m]
P1	108,74	108,53	-0,21	108,05	107,73	-0,32
P2	108,74	108,57	-0,17	108,04	107,72	-0,32
1458	119,11	118,98	-0,13	118,74	118,45	-0,29
1300	116,2	115,88	-0,32	115,86	115,46	-0,40
6960	114,46	114,29	-0,17	114,01	113,63	-0,38
3833	103,44	103,16	-0,28	103,15	102,85	-0,30
1387	102,57	102,31	-0,26	102,16	102,06	-0,10
Átlag	-	-	-0,22	-	-	-0,30

6.3.1.3. Változások a vízszlop-emelkedés mértékében

Az ásott kútból történő beszivárgás dinamikájának jobb megértése érdekében a tetővízbevezetés hatására kialakuló vízszlopokat és azok változásait is vizsgáltam. Az SW vízszintje nagyon érzékeny a csapadékeseményekre (6.4a. ábra): a vízszint gyors emelkedést mutat a bejutó tetővíz hatására. A csapadékesemények után a vízszint a vízáadó réteg hidrodinamikai tulajdonságaival, ezen belül is a vízvezető képességgel (K) és a fajlagos hozammal (S_y) arányosan csökken.

Tehát a vízszint hirtelen emelkedést, majd fokozatos csökkenést (recessziót) mutat egy csapadékesemény következtében, ahogy a víz beszivárog a vízáadó rétegbe (6.4a. ábra). A csapadékmennyiség (P) azonban nem mindig volt lineárisan arányos a tetőről összegyűjtött víz bejuttatása által kiváltott vízszlop-változással (ΔH). A P és ΔH kapcsolatának elemzésére 58 különböző csapadékeseményt választottam ki, amelyek mindegyike maximum egy napig tartott (6.5. ábra; V/B. melléklet).

A különböző évszakok eltérő összefüggést mutatnak a P és ΔH tekintetében: télen nagyobb, míg nyáron alacsonyabb a vízszlop növekedése (6.5a. ábra); a tavaszi és őszi csapadékesemények mindkét csoportban előfordulnak.



6.5. ábra: (a) A csapadékmennyiség (P) és a vízszlop-növekedés (ΔH) közötti kapcsolat SW esetén. (b) A napi átlaghőmérséklet [°C], valamint a megfigyelt (ΔH) és a potenciális vízszlop-növekedés (ΔH_{pot}) százalékos aránya SW esetén. A csapadékesemények évek és a csillagászati évszakok alapján kerültek besorolásra. (c) A megfigyelt (ΔH) és a potenciális vízszlop-növekedés (ΔH_{pot}) százalékos arányának időbeli változása SW-ben, a kiválasztott csapadékeseményekre. Esemény azonosító: éé-hh-szám. (d) SW és P2 vízszintidősorai, kiegészítve a különböző eltömődési időszakokkal.

Ha a potenciálisan gyűjthető tetővízmennyiség teljesen eléri a kutat, akkor elméletileg ezzel arányosan nő a vízszint. Ezek alapján a következő egyenletet (5. egyenlet) vezettem be a potenciális vízoszlop-növekedés kiszámításához:

$$\Delta H_{pot} = \frac{P_d \cdot A_r}{r_{SW}^2 \cdot \pi} \quad (5)$$

ahol ΔH_{pot} a potenciális vízoszlop-növekedés [m], P_d a napi csapadékmennyiség [m/nap], A_r a tető hasznos felülete [m²], és r_{SW} az SW kút sugara [m]. Tehát elméletben, pl. 0,01 m csapadék 1,6 m vízoszlop-növekedést vált ki. Ez az összefüggés azonban ritkán figyelhető meg a kísérlet során.

A kiválasztott eseményeknél a megfigyelt (ΔH) és potenciális vízoszlop-növekedés (ΔH_{pot}) arányát a napi átlaghőmérséklethez viszonyítva szignifikáns negatív korrelációt ($r(62) = -0,7$; $p < 0,05$) kaptam (6.5b. ábra). A magasabb hőmérséklet különösen nyáron nagyobb párolgást eredményezhet, így kevesebb víz juthat a kútba a tetőről, mint télen. Ez lehet az egyik befolyásoló tényező, azonban a párolgás önmagában nem magyarázza a megfigyelt változásokat, mivel még októberben és novemberben is megfigyelhetők kisebb értékek, amikor a párolgás értéke általában nem magas (6.5c. ábra).

A kiválasztott eseményekre vonatkozó ΔH és ΔH_{pot} arányának időbeli eloszlását tekintve a következő tendenciák figyelhetők meg (6.5c. ábra): 2020 májusáig ezen értékek átlagos aránya 41% (I. időszak), majd 6 % nyáron és ősszel 2020 decemberéig (II. időszak), 2021 májusáig átlagosan 86% (III. időszak), majd a megfigyelési időszak végéig újra lecsökken átlagosan 16%-ra (IV. időszak). Az értelmezéshez figyelembe kell venni, hogy a számítások kevésbé megbízhatóak a 21-08-01 eseménytől, mert a csapadékadatok már egy távolabbi meteorológiai állomásról származnak (lásd 6.2.1. fejezetet). Továbbá a kútba jutó víz mennyiségének megállapítása becsléssel történik és számos tényezőtől függ (lásd 6.3.1.1. fejezet), így egyes esetekben a ΔH és ΔH_{pot} aránya nagyobb lehet 100 %-nál.

Feltételezve, hogy a rendszer megfelelően működik, és az összes csapadékvíz a tetőről a kútba jut, a vízoszlop-emelkedés mértéke a csapadékesemény ideje alatt a kútból a víztartóba való beszivárgás mértékétől függ. A Darcy-törvény alapján a beszivárgás mértéke függ a hidraulikus emelkedési magasság különbségtől (tehát a kútba bekerülő csapadékvíz mennyiségétől és a környező vízszint elhelyezkedésétől), valamint a víztartó réteg telített hidraulikus vezetőképességétől (Freeze és Cherry, 1979).

A megfigyelt és a potenciális vízoszlop-emelkedés arányának csökkenése mindkét évben májusban következik be (6.5c. ábra) a márciusi és áprilisi viszonylag alacsony

csapadékmennyiségek után (lásd 6.4a. ábra). Ezek a szárazabb időszakok alacsonyabb vízszinteket és szárazabb körülményeket eredményezhetnek magában a víztartóban is, ami hatással lehet a beszivárgás mértékére. Ha a felszínalatti vízszint alacsonyabb és a pórusok kevésbé telítettek, akkor a sekély kútból hatékonyabb lehet a beszivárgás, így kisebb a vízoszlop növekedése a kútban. Ez a folyamat azonban nem vizsgálható a kiválasztott 30 perces mérési gyakorisággal.

A hidraulikus vezetőképesség változásának hatása leginkább a 6.5c. ábrán figyelhető meg. Jelentős különbség van az I. és a III. időszak között. 15,5 hónapos üzemelés után a kút talpán 40 cm vastag finom üledékréteg halmozódott fel, ami a pórusok eltömődését és ezáltal a hidraulikus vezetőképesség csökkenését okozta. Ezért a III. periódusban a beszivárgás mértéke lassabb volt és így nagyobb vízoszlop alakulhatott ki (6.5c. ábra).

A P1 és P2 szintén reagált a csapadékeseményekre, de kisebb mértékben (6.4a. és 6.5d. ábra). Voltak olyan csapadékesemények, amikor a megfigyelőkutak vízszintemelkedése egyértelmű volt (pl. 2020 nyara), és voltak olyanok, amikor a természetes (napi) vízszintingadozás elfedte a csapadékvíz beszivárgásának hatását.

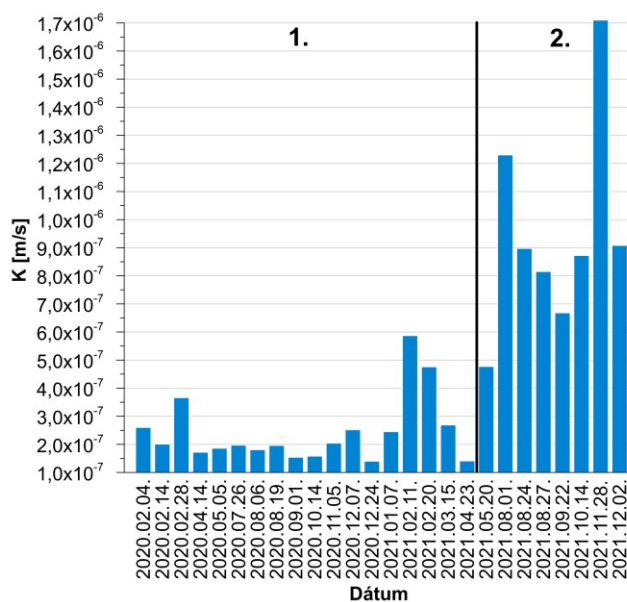
Az eltömődési folyamat az SW és P2 vízszintjeinek összehasonlításával is kimutatható (6.5d. ábra). (Mivel nincs jelentős különbség a P1 és a P2 kutak vízszintjei között, ezért ebben az esetben csak a P2 kút kerül bemutatásra, mert ez megbízhatóbb eredményeket adott.) A P2 kútban először 2020. február 26-án észlelhető vízszintemelkedés, egy hónappal a projekt indulása után. 2020 májusa és októbere között a P2 vízszintje magasabb csúcsokkal követte SW vízszintjét. 2020 októbere és 2021 májusa között (kútkarbantartás ideje) SW jóval magasabb csúcsokat mutatott, azonban a P2 vízszintje alig emelkedett a csapadékesemények után. Ezek alapján arra lehet következtetni, hogy SW-ben 2020 őszén előrehaladt a kút talpának feliszapolódása és ez lelassította a beszivárgási folyamatot és rontotta a kutak közötti kapcsolatot. A kútfenek azonban nem tömődött el teljesen, a beszivárgás továbbra is megvalósult, mivel SW vízszintje minden csapadékeseményt követően csökkenni kezdett. A kút talpának megtisztítása után a kutak vízállása ismét hasonlóan változott, kiugróan magas csúcsok nélkül. Ezek az eredmények jó egyezést mutatnak a megfigyelt és potenciális vízoszlop-növekedés összehasonlításából kapott eredményekkel (6.5c. ábra).

6.3.1.4. A hidraulikus vezetőképesség változása

Az egyik legfontosabb paraméter, amely meghatározza a sekély kút beszivárogatási hatékonyságát, a kútfenék hidraulikus vezetőképessége. A szemcseméret-eloszlás (V/C. melléklet) elemzése alapján a víztartó átlagos hidraulikus vezetőképessége $1,8 \times 10^{-6}$ m/s (geometriai átlag), míg a kút talpán 15 és fél hónap alatt lerakódott üledéké $8,7 \times 10^{-7}$ m/s a felső részen és $3,9 \times 10^{-7}$ m/s az alsó részen (4. táblázat). A kútfenék hidraulikus vezetőképességét infiltrációs görbe elemzéssel (slug test) is megbecsültem, Bouwer és Rice módszer (1976) alkalmazásával. Az egyes kiértékelt beszivárgási görbék eredményét a 6.6. ábrán kronológiai sorrendben ábrázoltam (az értékek megtalálhatók az V/D. mellékletben), a hidraulikus vezetőképesség és ezáltal a beszivárogatási hatékonyság időbeli változásának követéséhez. A kútfenék megtisztítása előtt (2021. május) a legtöbb esemény $1-3 \times 10^{-7}$ m/s közötti K értéket mutatott, 3 téli csapadék esemény kivételével. A felhalmozódott üledékek eltávolítása után a hidraulikus vezetőképesség megnőtt, elérve az $1,2 \times 10^{-6}$ m/s-os értéket is (6.6. ábra). Ezek az eredmények összhangban vannak a szemcseméret-eloszlás elemzéséből és a vízoszlop-változások értékeléséből származó eredményekkel (6.3.1.3. fejezet).

4. táblázat: A víztartó hidraulikus vezetőképessége és porozitása a P1 fúrása során gyűjtött minta (DR-A), valamint az SW talpának hidraulikus vezetőképessége és porozitása az onnan gyűjtött üledékminták alapján a meghatározási módszerek nevével és a különböző értékek átlagával (SW-T: felső réteg, SW-B: alsó réteg).

Minta azonosító	Hidraulikus vezetőképesség [m/s]						Porozitás [%]
	Sauerbrei	Zunker	Barr	Alyamani és Sen	Mértani közép	Számtani közép	
DR-A	$3,5 \times 10^{-6}$	$1,2 \times 10^{-5}$	$1,7 \times 10^{-6}$	$1,6 \times 10^{-7}$	$1,8 \times 10^{-6}$	$4,4 \times 10^{-6}$	33
SW-T	$1,3 \times 10^{-6}$	$4,9 \times 10^{-6}$	$1,7 \times 10^{-7}$	$5,5 \times 10^{-7}$	$8,7 \times 10^{-7}$	$1,7 \times 10^{-6}$	29
SW-B	$3,3 \times 10^{-7}$	$2,2 \times 10^{-6}$	$3,7 \times 10^{-8}$	$8,5 \times 10^{-7}$	$3,9 \times 10^{-7}$	$8,5 \times 10^{-7}$	27



6.6. ábra: A hidraulikus vezetőképesség (K) értéke 26 kiválasztott beszivárgási görbe Bouwer és Rice módszerrel (Bouwer és Rice, 1976) történő értékelése alapján (1: a kútban lévő üledék eltávolítása előtt, 2: a kútban lévő üledék eltávolítása után).

6.3.1.5. Az vízáramlás sebessége

A beszivárogtató kút és a megfigyelőkutak közötti hidraulikus emelkedési magasság különbség (Δh) és a távolság (Δl) ismeretében kiszámítható a Darcy-fluxus és a vonalmenti sebesség (v) az alábbi összefüggések alapján (6–7. egyenlet; Freeze és Cherry, 1979):

$$q = -K \cdot \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (6)$$

$$v = \frac{q}{n} \quad (7)$$

ahol: q a Darcy-fluxus [m/s], K a hidraulikus vezetőképesség [m/s], Δh a hidraulikus emelkedési magasság különbség [m], Δl a távolság [m], v a vonalmenti sebesség [m/s], n pedig a porozitás [-]. A víztartóra vonatkozó átlagos adatok alapján (6.3.1.4. fejezet; 4. táblázat) a K értékét $1,8 \times 10^{-6}$ m/s-nak, a porozitást 33%-nak vettem. Az SW–P1 távolság 8,3 m, az SW–P2 12,3 m. A számolás során azokat a mért vízszint adatokat figyelmen kívül hagytam, amelyek közvetlenül az SW karbantartása után lettek rögzítve (2021.05.14.), mert ekkor a kút teljesen víztelenítve lett és kisebb vízszintek jelentkeztek, mint P1 és P2 kutakban.

Az SW kútban tapasztalt jelentős vízoszlop-növekedések hatására a hidraulikus emelkedési magasságkülönbség a kutak között tág tartományban változik (lásd 6.3.1.2. fejezet; 6.4. ábra). 2020 márciusában P1 és P2 kutak vízszintje elérte SW vízszintjét, illetve 2021 tavaszán is megközelítették. Ekkor a beszivárogtató kút és a megfigyelőkutak között a Δh értéke 0 volt.

Ezzel szemben 2020–21 fordulóján (6.5c. ábra, III. időszak) a csapadékbejuttatás hatására jelentős vízoszlopok alakultak ki SW-ben és ilyenkor a kutak közötti Δh értéke meghaladta az egy métert is. Ezért a kutak közötti hidraulikus gradiens, a vízáramlás fluxusa és a vonalmenti sebessége időben változik, és így nem jellemezhető egy értékkel. Az 5. táblázat ezen értékek minimumát, alsó kvartilisét, mediánját, felső kvartilisét és maximumát tartalmazza az SW–P1 és SW–P2 kutak viszonyára vonatkozóan.

A P1 és P2 kutak hasonló értékeket mutattak, így együttesen mutatom be őket. A Darcy-fluxus $1,3 \times 10^{-8}$ m/s (alsó kvartilis) és $6,1 \times 10^{-8}$ m/s (felső kvartilis) között mozgott. Ehhez mérten a vonalmenti sebesség 4×10^{-8} m/s és $1,8 \times 10^{-7}$ m/s között változott. Ezek alapján a P1 kút esetén az elérési idő 1,55 és 4,12 év közé tehető, a medián 2,99 év. A P2-es kút távolabb található a beszivárogtató kúttól. Itt az elérési idő 2,11 és 9,76 év közé tehető, a medián 4,24 év.

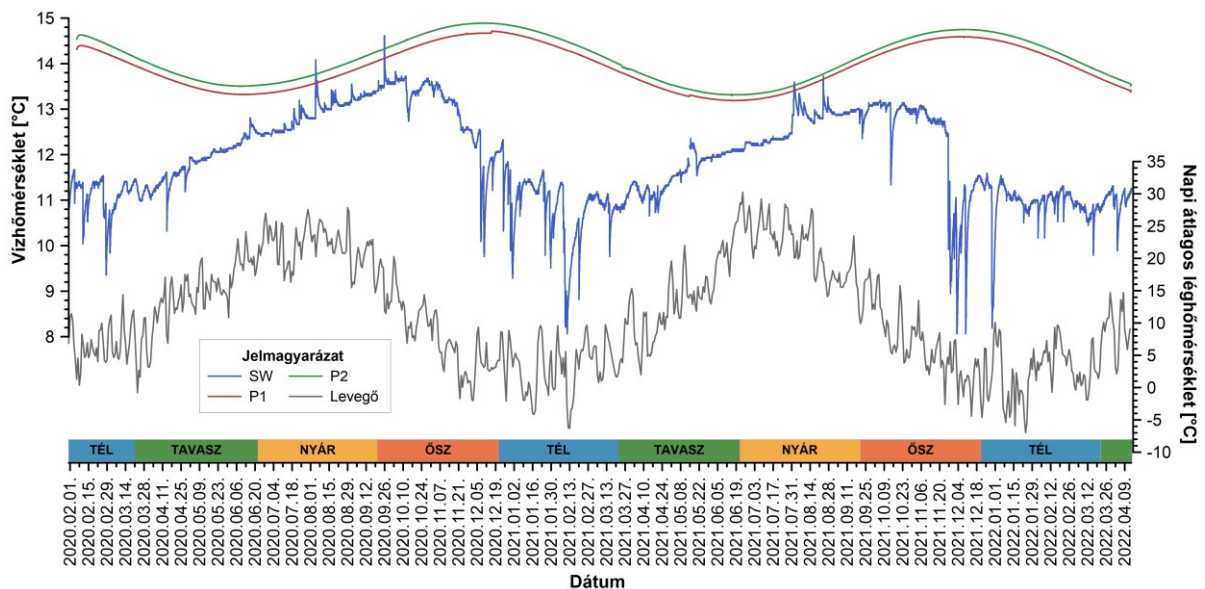
5. táblázat: Az SW–P1 és SW-P2 kutak viszonya alapján számított hidraulikus emelkedési magasság különbség (Δh), hidraulikus gradiens ($\Delta h/\Delta l$), Darcy-fluxus (q), vonalmenti sebesség (v) és elérési idő.

	Paraméter	Mérték-egység	Minimum	Alsó kvartilis	Medián	Felső kvartilis	Maximum
SW – P1	Δh	m	0,000	0,097	0,134	0,258	1,752
	$\Delta h/\Delta l$	(m/m)	0,000	0,012	0,016	0,031	0,211
	Darcy-fluxus (q)	m/s	–	$2,1 \times 10^{-8}$	$2,9 \times 10^{-8}$	$5,6 \times 10^{-8}$	$3,8 \times 10^{-7}$
		m/év	–	0,665	0,915	1,765	11,980
	Vonalmenti sebesség (v)	m/s	–	$6,4 \times 10^{-8}$	$8,8 \times 10^{-8}$	$1,7 \times 10^{-7}$	$1,2 \times 10^{-6}$
		m/év	–	2,015	2,773	5,349	36,304
Elérési idő	év	–	4,12	2,99	1,55	0,23	
SW – P2	Δh	m	0,001	0,090	0,140	0,281	1,741
	$\Delta h/\Delta l$	(m/m)	0,000	0,007	0,011	0,023	0,142
	Darcy-fluxus (q)	m/s	–	$1,3 \times 10^{-8}$	$3,0 \times 10^{-8}$	$6,1 \times 10^{-8}$	$3,8 \times 10^{-7}$
		m/év	–	0,416	0,957	1,922	11,910
	Vonalmenti sebesség (v)	m/s	–	$4,0 \times 10^{-8}$	$9,2 \times 10^{-8}$	$1,8 \times 10^{-7}$	$1,1 \times 10^{-6}$
		m/év	–	1,260	2,900	5,824	36,091
Elérési idő	év	–	9,76	4,24	2,11	0,34	

6.3.2. Hőmérsékleti változások

A megfigyelésbe bevont kutak vízhőmérséklet-változásait egymással és a napi átlagos léghőmérsékletekkel összehasonlítva értékeltem a tetővízbevezetés hatását. SW alacsonyabb hőmérsékleti értékeket mutatott, mint P1 és P2 (6.7. ábra). A beszivárgott víz jelentősen befolyásolta az SW vízhőmérsékletét, amit az idősor pozitív és negatív anomáliái mutatnak. Az összegyűjtött víz 2020 májusáig hűtő, majd 2020 októberéig fűtő, 2021 májusáig hűtő, szeptemberéig fűtő és a megfigyelési időszak végéig (2022. április) újra hűtő hatást fejtett ki. Másrészt SW idősorában szezonális változások is megfigyelhetők: a víz hőmérséklete 2020 októberéig emelkedett, 2021 februárjáig csökkent, majd 2021 szeptemberéig ismét emelkedett, majd 2022 áprilisáig újra csökkent. A hőmérséklet ingadozási tartománya a megfigyelési időszakban kb. 6,5 °C SW esetén. A megfigyelőkutak hőmérséklete közvetlenül nem reagált a csapadékeseményekre (a vízszinttel ellentétben). P1 és P2 vízhőmérséklete minden évben júniusig csökkent, decemberig nőtt; az ingadozás mértéke kb. 1,5 °C volt.

A levegő hőmérséklete augusztusban érte el maximumát, míg az ásott kúté októberben, a megfigyelőkutak vízhőmérséklete pedig decemberben; tehát két hónapos hőmérsékleteltolás volt megfigyelhető közöttük (6.7. ábra).

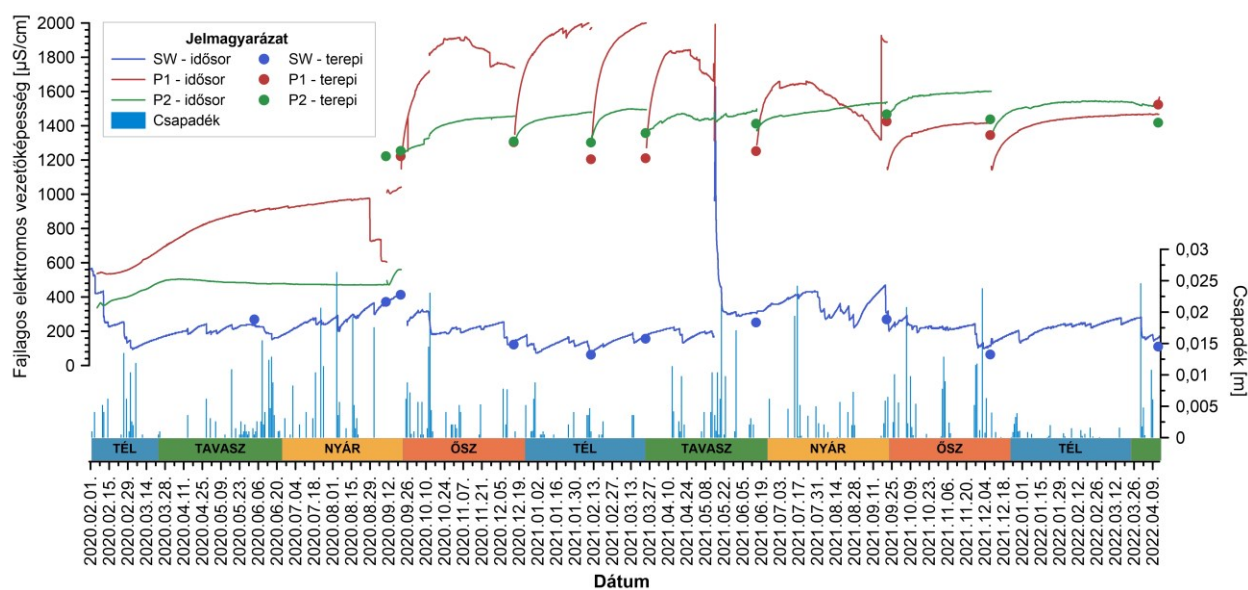


6.7. ábra: Hőmérsékletváltozások SW-ben, P1-ben és P2-ben, valamint a napi átlagos középhőmérséklet változása a megfigyelési időszak alatt. Az ábra alján a csillagászati évszakok láthatók.

6.3.3. Vízkémiai változások

6.3.3.1. Vezetőképesség

A fajlagos elektromos vezetőképesség (EC) mérése lehetővé teszi, hogy a víz összes oldottanyag-tartalmának időbeli változásait kövessük. Ennek a jelentősége a kísérlet szempontjából az volt, hogy az SW-n keresztül a sekély felszínalatti vízhez képest alacsonyabb oldottanyag-tartalmú vizet juttatunk a felszín alá. Az ásott kútban a csapadékesemények hatására lecsökken a fajlagos elektromos vezetőképesség, majd csapadékmentes időszakokban ismét növekedni kezd (6.8. ábra). Az értéke átlagosan 50 és 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ között változott, kivéve azt az időszakot, amikor a kút talpa kitisztításra került (2021. május 14.). Ekkor az összes vizet kiszivattyúztuk és az üledék eltávolítása után a kút magától visszatöltődött. Az ekkor mért 1600-1627 $\mu\text{S}/\text{cm}$ közötti értékek a víztartó vízének eredeti fajlagos elektromos vezetőképességét reprezentálják. Az ezt követő jelentős csapadékesemények után az érték újra 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ alá csökkent.



6.8. ábra: A fajlagos elektromos vezetőképesség időbeli változása SW, P1 és P2 kutak esetén az automata regisztráló műszerek és a terepi mérések alapján.

Az ásott kúttal szemben a megfigyelőkutak idősorai nem reagálnak közvetlenül a csapadékeseményekre. Általánosságban a megfigyelési időszakban a fajlagos elektromos vezetőképesség növekedése figyelhető meg. A 6.8. ábrán a mért idősorokon túl a terepen WTW műszerrel mért (lásd 5.2.2. fejezet) fajlagos elektromos vezetőképesség értékek is fel vannak tüntetve, amelyek azt mutatják, hogy a mintázáskor mért értékek a legtöbb esetben alacsonyabbak voltak, mint amit a DIVER műszerek mértek az azt megelőző időszakban. Sajnos ezekben a kutakban az automata mérés a fajlagos elektromos vezetőképesség tekintetében

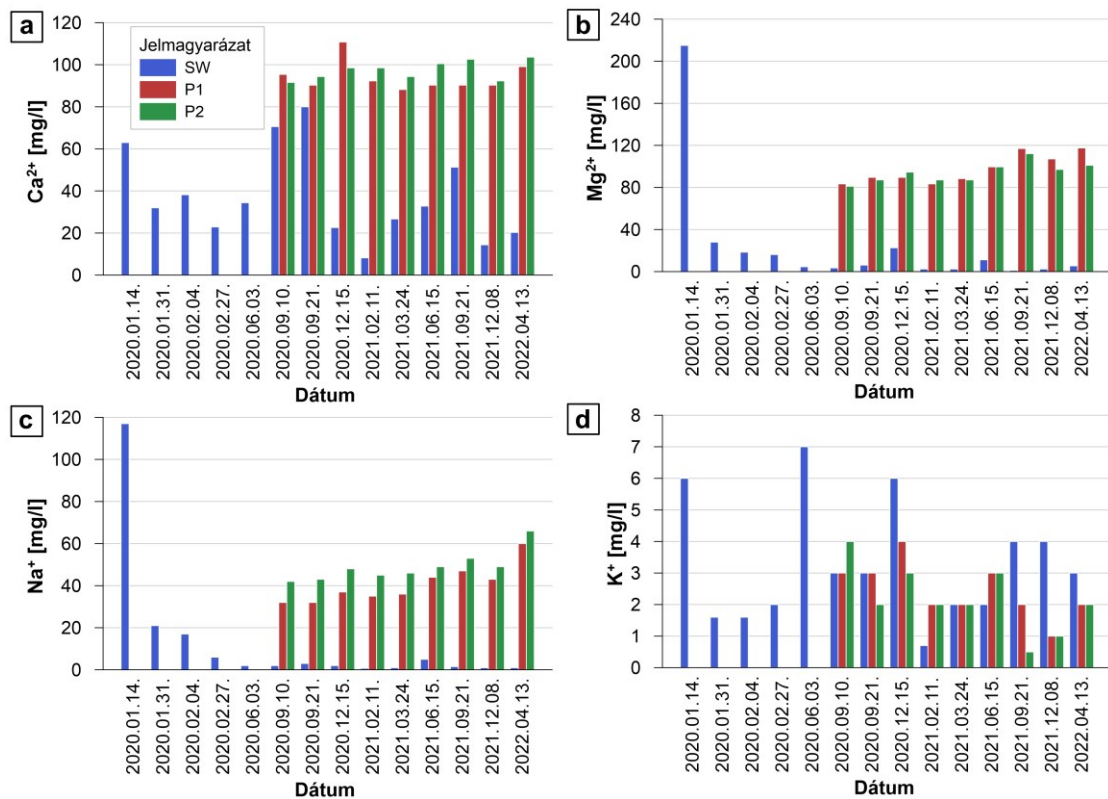
bizonytalan volt. Ez feltehetően összefügg a kutak állapotával, ugyanis P1 és P2 kutak vize iszapos volt és ez az iszap kirakódott a mérőműszerekre is, és ez okozhatta a mérés pontatlanságát. A terepi mérések alapján a fajlagos elektromos vezetőképesség 1205–1524 $\mu\text{S}/\text{cm}$ között változott a P1-es kút, és 1223–1468 $\mu\text{S}/\text{cm}$ között a P2-es kút esetén.

6.3.3.2. Főelemek

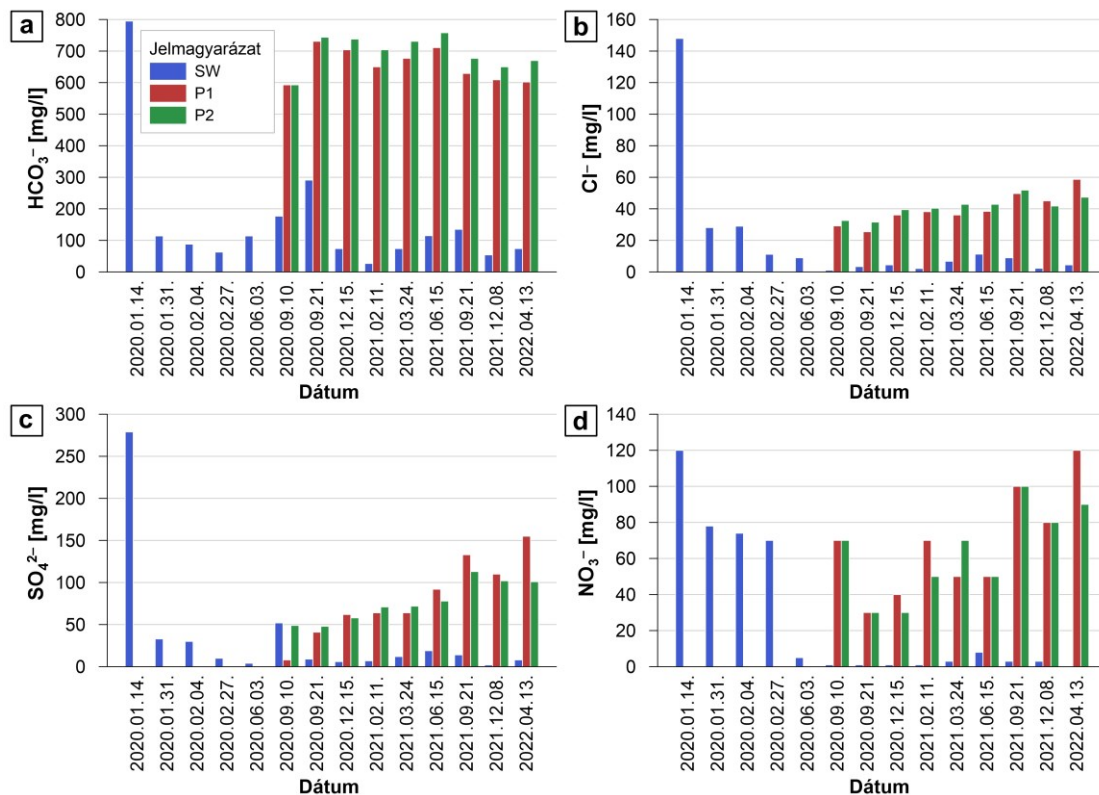
A főelemeket egymással párhuzamosan két laborban is mértük: az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének laboratóriumában kezdődtek a mérések (V/E. melléklet), majd 2021. február 11.-től az SZTFH-ban (akkori MBFSZ) is lemérésre kerültek a nyomelemekkel együtt. Mivel az ELTE-n végzett mérések hosszabb időtartamot fednek le, így a főelemek tekintetében ezeket az eredményeket mutatom be. Az SZTFH-s mérések az V/F. mellékletben találhatóak.

A vízkémiai alapállapot felmérése 2020.01.14-én, a projekt megkezdése előtt történt, egy szakdolgozati munka keretében (Ridavits, 2020). A sekély felszínalatti víz összetétele Mg^{2+} és HCO_3^- dominanciát mutatott. Jelentősen magas volt az összes oldott anyagtartalom-tartalom (TDS; 1743 mg/l), valamint a Mg^{2+} (215 mg/l), Na^+ (117 mg/l), Cl^- (148 mg/l), SO_4^{2-} (279 mg/l) és a NO_3^- (120 mg/l) koncentrációja (V/E. melléklet). A Ca^{2+} koncentrációja 8,2 és 80 mg/l (6.9a. ábra), a K^+ 0,7 és 7 mg/l között (6.9d. ábra); az első mintavételt leszámítva a Mg^{2+} 1,2 és 28 mg/l (6.9b. ábra), a Na^+ pedig 0,7 és 21 mg/l között (6.9c. ábra) változott az ásott kútban. A Mg^{2+} és a Na^+ jelentős csökkenést mutatott a megfigyelési időszak során; míg a Ca^{2+} évszakosan változott, értéke kora-ősszel volt magasabb (6.9. ábra).

Az első mérési alkalmat leszámítva, a HCO_3^- 27 és 291 mg/l (6.10a. ábra), a Cl^- 1,1 és 29 mg/l (6.10b. ábra), a SO_4^{2-} 2 és 52 mg/l (6.10c. ábra), a NO_3^- 0 és 78 mg/l között változott (6.10d. ábra). A Cl^- , SO_4^{2-} és a NO_3^- koncentrációk jelentősen csökkentek. Ezzel szemben a HCO_3^- a kezdeti csökkenés után évszakos változásokat mutatott; a legmagasabb értékek kora-ősszel jelentkeztek (6.10. ábra).

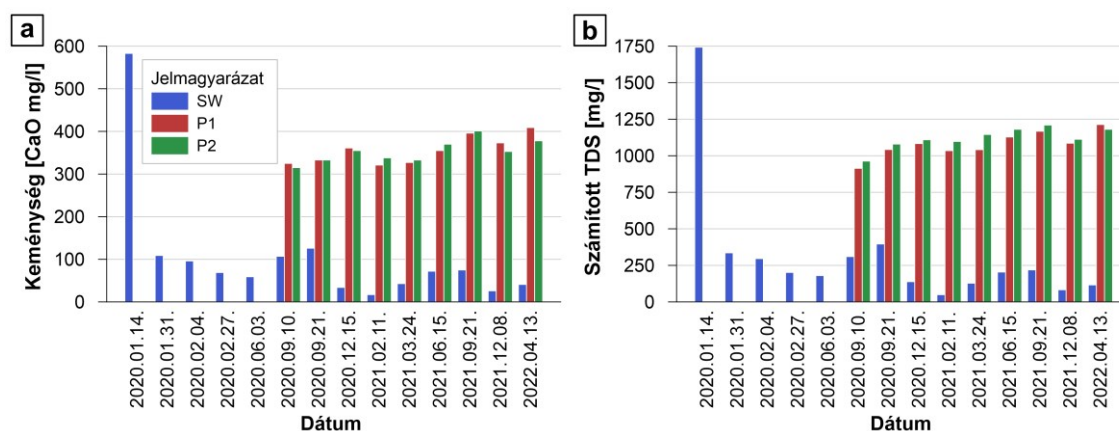


6.9. ábra: A (a) Ca^{2+} , (b) Mg^{2+} , (c) Na^+ , és (d) K^+ koncentrációjának változása az ásott kútban (SW) és a megfigyelőkutakban (P1, P2).



6.10. ábra: A (a) HCO_3^- , (b) Cl^- , (c) SO_4^{2-} , és (d) NO_3^- koncentrációjának változása az ásott kútban (SW) és a megfigyelőkutakban (P1, P2). Megjegyzés: A szulfát mérési módszerének alsó határa 25 mg/l.

A keménység 17 és 126 mg/l, az összes oldottanyag-tartalom 49,3 és 396,6 mg/l között változott, az első mérési alkalmat leszámítva (6.11. ábra). A kezdeti csökkenés után mindkét paraméter a Ca^{2+} és HCO_3^- koncentrációk esetén megfigyelt évszakos változásokat mutatott.



6.11. ábra: (a) A keménység és (b) az összes oldottanyag-tartalom (TDS) az ásott kútban (SW) és a megfigyelőkutakban (P1, P2).

A kapott eredmények alapján, jelentős vízminőség javulást sikerült elérni SW-ben a kísérlet során (6.9–11. ábra; V/E. melléklet): az esővíz bejuttatás következtében jelentősen csökkent a Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , és NO_3^- koncentrációja, valamint a TDS. A második mintavétel idejére (mintavételi idő: 2020.01.31.) rendre 87%, 82%, 81%, 88%, 35% és 81%-os kezdeti csökkenés volt megfigyelhető e paraméterekben és ehhez képest további rendre 80%, 95%, 84%, 76%, 100% és 65%-os csökkenés következett be a megfigyelési időszak végére (mintavételi idő: 2022.04.13.). A NO_3^- kezdetben túllépte a sekély felszínalatti vízre („talajvízre”) vonatkozó határértéket (50 $\mu\text{g/L}$, 6/2009. rendelet), de 2020 júniusától az értékek megfeleltek a jogszabályoknak. A Ca^{2+} és a HCO_3^- koncentrációk, valamint a TDS időben folyamatosan változtak; a legnagyobb koncentrációk az őszi mintázások során jelentkeztek.

A P1 és P2 első mintavételére 2020 szeptemberében, 7 hónappal a projekt kezdete után került sor (V/E. melléklet). A Ca^{2+} 88,2–110,8 mg/l, a Mg^{2+} 81,1–117,5 mg/l, a Na^+ 32–66 mg/l, a K^+ pedig 0,5–4 mg/l között mozgott ezekben a kutakban (6.9. ábra). A HCO_3^- 593–758 mg/l, a Cl^- 25,5–58,7 mg/l, a SO_4^{2-} 8–155 mg/l, a NO_3^- 30–120 mg/l között változott (6.10. ábra). A keménység 315–409 mg/l, az összes oldottanyag-tartalom 914–1214 mg/l közötti értékeket vett fel P1–P2 kutakban (6.11. ábra). A SW esetén megfigyelt csökkenő tendenciákkal ellentétben a Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- koncentrációk és a TDS enyhe növekedése volt megfigyelhető. A NO_3^- mutatta a legnagyobb változékonyságot ebből a szempontból.

6.3.3.3. Nyomelemek és lehetséges szennyezők

A lehetséges szennyezők meghatározása érdekében vizsgáltam a csapadék (PR) és a tetővíz (RT) vízkémiai összetételét. A kapott eredmények többsége megfelelt a felszínalatti vízre vonatkozó magyar jogszabályoknak (V/F. melléklet; 6/2009. rendelet). Ez alól kivételt képezett az ammónium és a cink. Az NH_4^+ valamivel magasabb volt a csapadékvíz mintában, mint a határérték (0,5 mg/l), azonban magasabb koncentráció az SW-ből vett egyik mintában sem volt kimutatható. A tetővízben csak a cink koncentrációja haladta meg a határértéket (200 $\mu\text{g/l}$), amely szintén kiemelkedően magas volt (13,2–249 $\mu\text{g/l}$) SW-ben, de összességében csökkent a megfigyelési időszak alatt. A PR és RT minták összehasonlítása alapján a tetővíz számos nyomelemben gazdagodott az esővízhez képest (6. táblázat). A cink koncentrációja 48,2-szer magasabb volt a tetővízben, míg a Sr, Cu, Mn, Ba és Al esetében 6,9-szer, 6-szor, 4,3-szor, 3,6-szor, illetve 1,9-szer magasabb értékeket mutatott az esővízhez képest. Ezek az eredmények azt jelzik, hogy a tető anyaga, az ereszcatornák és a csőrendszer számottevően befolyásolja a kútba jutó víz minőségét.

6. táblázat: A csapadékvíz (PR) és a tetővíz (RT) cink, stroncium, réz, mangán, bárium és alumínium koncentrációi; a PR és az RT aránya; az SW-ben mért értékek tartománya; és a felszínalatti víz minőségére vonatkozó határértékek (6/2009-es rendelet).

Paraméter	Zn	Sr	Cu	Mn	Ba	Al
PR [$\mu\text{g/l}$]	6,01	1,64	0,63	2,27	0,88	6,85
RT [$\mu\text{g/l}$]	291	11,3	3,79	9,85	3,2	12,8
PR/RT [–]	48,4	6,9	6,0	4,3	3,6	1,9
SW tartomány [$\mu\text{g/l}$]	13,2–249	19,2–102	1,41–6,18	3,08–197	4,75–41,8	10,9–252
Határérték [$\mu\text{g/l}$] (6/2009-es rendelet)	200	–	200	700	–	–

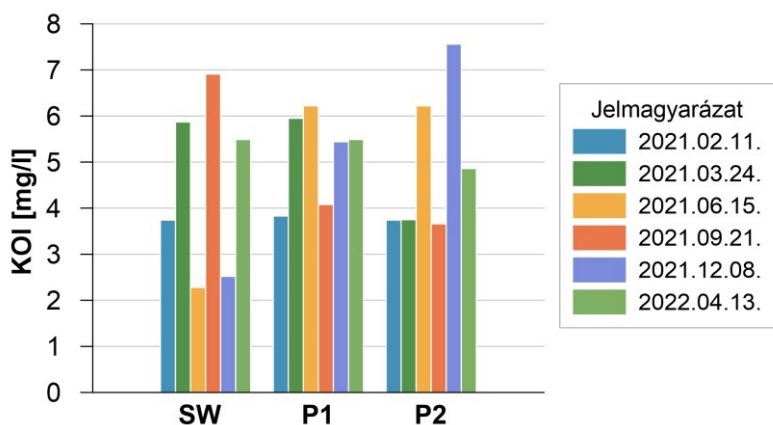
Ezenkívül az oldott szerves széntartalom (DOC) és az összes szerves széntartalom (TOC) is magasabb a tetővízben, mint a csapadékban (7. táblázat). Ezzel szemben az ásott kútban az értékek nem emelkedtek, így feltételezhetjük a kút fenekén a szerves anyagok ülepedését és/vagy lebomlását (7. táblázat).

7. táblázat: Az oldott szerves széntartalom (DOC) és az összes széntartalom (TOC) koncentrációja az ásott kútban (SW), a megfigyelőkutakban (P1, P2), a csapadékban (PR) és a tetővízben (RT).

Minta azonosító	SW	P1	P2	PR	RT
Dátum	2021.02.11.	2021.02.11.	2021.02.11.	2021.04.14.	2021.04.14.
DOC [mg/l]	1,9	3,5	3,0	1,3	8,1
TOC [mg/l]	2,7	13	11	1,7	8,1

Az ülepedési folyamatot a kútfenék 2021. májusi tisztítása is megerősítette: már 15,5 hónap után 40 cm vastag iszapréteg halmozódott fel a kút talpán. A minták szervesanyag-tartalma nem volt szignifikáns, az izzítási veszteség (LOI) a felső rétegnél (SW-T) 3,41%, az alsó rétegnél (SW-B) 2,53% volt. A monitoring kutakban a TOC és lebegőanyag-tartalom magas a PR, RT és SW mintákhoz képest. Ennek lehet természetes (geológiai) oka, vagy a kutak kialakítása.

A kémiai oxigénigény (KOI) a szervesanyagok kémiai oxidációjához szükséges oldott oxigén koncentrációját fejezi ki és minél nagyobb az értéke, annál magasabb a víz szervesanyag-tartalma. A KOI értékek hasonlóak SW-ben és P1–P2-ben, értékük 2,28 és 7,56 mg/l között változott (6.12. ábra), de nem mutattak egyértelmű trendet.

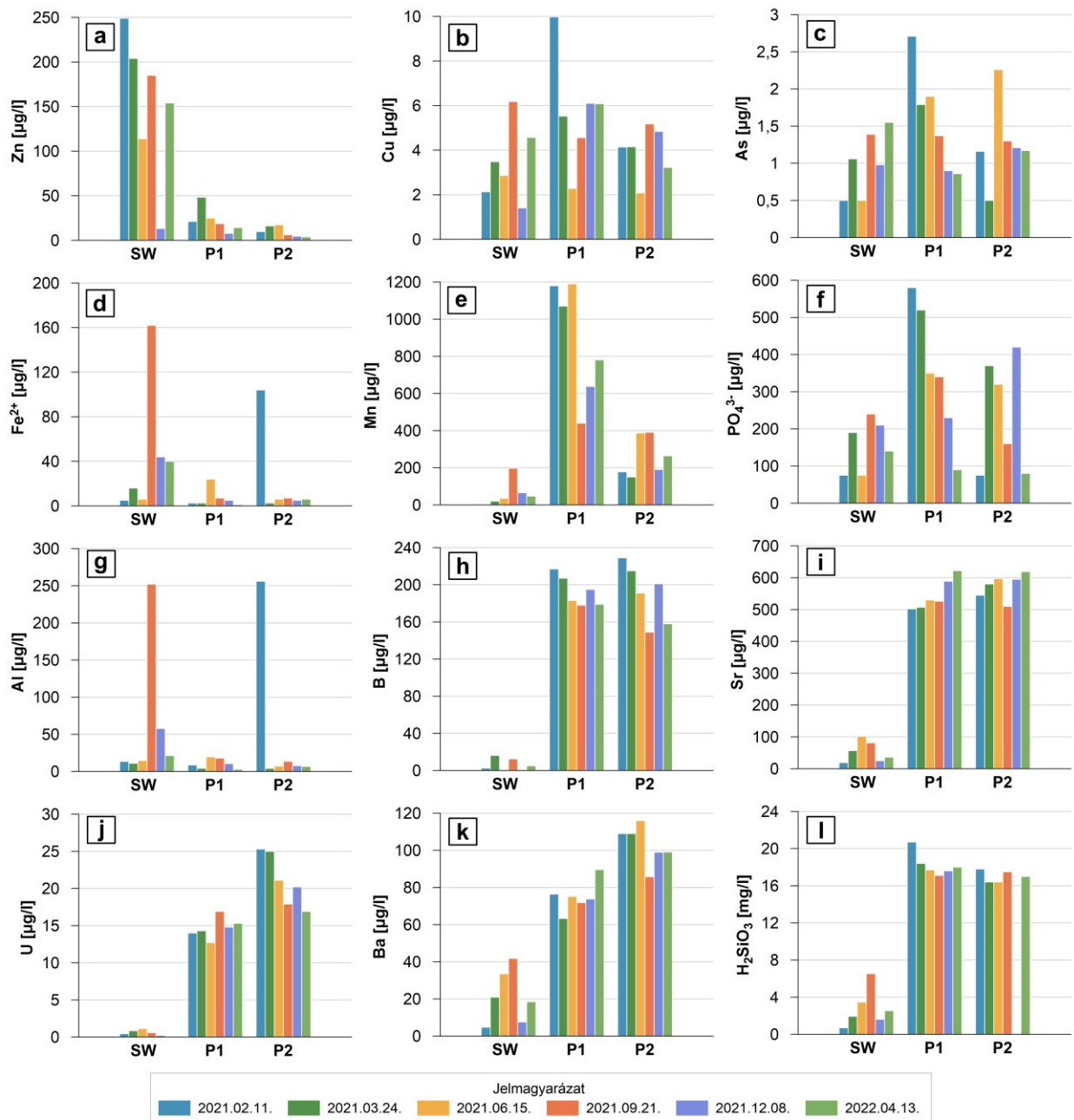


6.12. ábra: A kémiai oxigénigény (KOI) változása az ásott kútban (SW) és a megfigyelőkutakban (P1-P2).

Az SW vízminősége megfelelt a magyar határértékeknek, ez alól a cink volt az egyetlen kivétel (V/F. melléklet; 6/2009. rendelet). A P1-ben és P2-ben az NO_3^- koncentrációk szignifikánsak voltak (81–169 mg/l), és néhány esetben az NH_4^+ , a PO_4^{3-} és a szelén értéke is meghaladta a határértéket. Mivel a P1 és P2 kutak a csapadékvíz beszivárogatása nem közvetlenül befolyásolja, ezek a megfigyelések a felszínalatti víz szennyezettségét jelzik.

Az SW és a P1–P2 nyomelem-összetételét összehasonlítva a következő különbségek és tendenciák figyelhetők meg:

A cink koncentrációja jelentősen magasabb SW-ben (13,2–249 $\mu\text{g/l}$) a P1-hez (7,77–48,3 $\mu\text{g/l}$) és a P2-höz (3,78–17,4 $\mu\text{g/l}$) képest, az értéke összességében minden kútban csökkent a megfigyelési időszak végére (6.13a. ábra). A réz (SW: 1,41–6,18 $\mu\text{g/l}$; P1: 2,28–9,98 $\mu\text{g/l}$; P2: 2,08–5,18 $\mu\text{g/l}$) és az arzén (SW: 0,5–1,55 $\mu\text{g/l}$, P1: 0,86–2,71 $\mu\text{g/l}$, P2: 0,5–2,26 $\mu\text{g/l}$) koncentrációja mindhárom kútban folyamatosan változott, nem mutatva egyértelmű trendet (6.13b–c. ábra): az SW-ben kismértékben emelkedtek, P1-ben csökkentek, koncentrációjuk azonban jóval a határértékek alatt volt (200 $\mu\text{g/L}$ a Cu és 10 $\mu\text{g/l}$ az As esetében).



6.13. ábra: A kiválasztott nyomelemek és komponensek koncentrációjának változása az ásott kútban (SW) és a megfigyelőkutakban (P1-P2). (a) cink, (b) réz, (c) arzén, (d) vas (II), (e) mangán, (f) foszfát, (g) alumínium, (h) bór, (i) stroncium, (j) urán, (k) bárium ($\mu\text{g/l}$ -ben), és (l) kvasav (mg/l -ben).

A mangánkoncentráció jóval alacsonyabb volt SW-ben ($3,08\text{--}197 \mu\text{g/l}$), míg az értékek P1-ben egy nagyságrenddel magasabbak voltak ($440\text{--}1190 \mu\text{g/l}$), a P2 esetén pedig a kettő közé estek ($150\text{--}391 \mu\text{g/l}$). Egyértelmű tendenciát egyik kút sem mutatott a mangán tekintetében, évszakos változások voltak jellemzőek. SW esetén a legmagasabb érték 2021. szeptemberében volt megfigyelhető (6.13e. ábra). Ezzel szemben a vas- és alumíniumkoncentráció mindhárom kútban alacsony volt ($0,25\text{--}44 \mu\text{g/l}$ és $2,87\text{--}57,8 \mu\text{g/l}$ között mozgott), egy-egy kiugró értéket

leszámítva, SW (Fe^{2+} : 162 $\mu\text{g/l}$; Al: 252 $\mu\text{g/l}$; 2021.09.21.) és P2 (Fe^{2+} : 104 $\mu\text{g/l}$; Al: 256 $\mu\text{g/l}$; 2021.02.11.) esetén (6.13d. és 6.13g. ábra).

A foszfát koncentrációja SW-ben alacsonyabb (75–240 $\mu\text{g/l}$), míg P1 (90–580 $\mu\text{g/l}$) és P2 (80–420 $\mu\text{g/l}$) esetén valamivel magasabb volt. Továbbá P1-ben jelentős csökkenést mutatott a megfigyelési időszak alatt, a kezdeti határérték (500 $\mu\text{g/l}$) feletti koncentráció közel egy nagyságrenddel lecsökkent (6.13f. ábra).

A bór SW-ben nagyon alacsony (0–16,2 $\mu\text{g/l}$), viszont P1-ben (178–217 $\mu\text{g/l}$) és P2-ben (149–229 $\mu\text{g/l}$) jelentősen magasabb koncentrációt mutatott. Az utóbbiakban minimális szezonális változások mellett, a koncentrációk csökkenése figyelhető meg (6.13h. ábra). Az urán hasonló képet mutatott (SW: 0,11–1,14 $\mu\text{g/l}$; P1: 12,7–16,9 $\mu\text{g/l}$; P2: 16,9–25,3 $\mu\text{g/l}$), de csökkenés csak a P2-ben figyelhető meg (6.13j. ábra). A kovasavtartalom értéke szintén alacsonyabb volt SW-ben (0,7–6,53 mg/l), míg a P1-ben (17,1–20,7 mg/l) és P2-ben (16,4–17,8 mg/l) magasabb. SW-ben elsősorban szezonális változások jelentkeztek, őszi maximummal; P1-ben minimális csökkenés volt megfigyelhető (6.13l. ábra). A báriumkoncentráció valamivel kevesebb volt SW-ben (4,75–41,8 $\mu\text{g/l}$), mint P1-ben (63,3–89,6 $\mu\text{g/l}$) és P2-ben (85,8–116 $\mu\text{g/l}$). SW szezonális változásokat mutatott, őszi maximummal; P1-ben enyhe növekedés figyelhető meg; P2 esetében pedig nem volt jellemző tendencia (6.13k. ábra). A stronciumkoncentráció tekintetében SW jelentősen alacsonyabb értékeket mutatott (19,2–102 $\mu\text{g/l}$), mint P1 (502–622 $\mu\text{g/l}$) és P2 (510–619 $\mu\text{g/l}$). SW-ben évszakos változások jelentkeztek, nyári maximummal; míg P1 és P2 esetén enyhe növekedés volt megfigyelhető (6.13i. ábra).

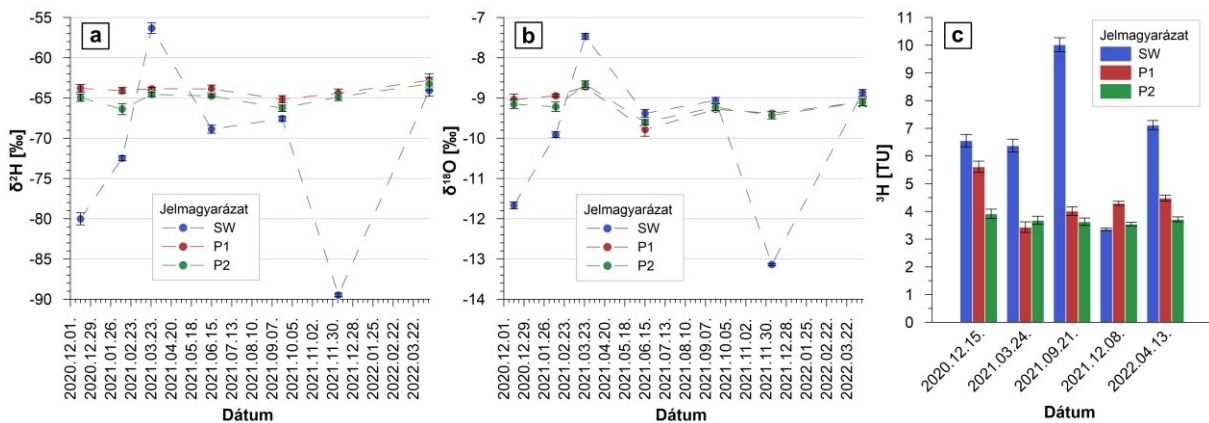
6.3.3.4. A kontroll kutak vízminősége

Az ásott kút vízminőségének változásait összehasonlítottam KE01-es és KE02-es kutak (6.2. ábra) szezonális méréseivel, valamint az egyszeri részletes kémiai elemzés eredményeivel. E kutak a kísérlet szempontjából kontroll kutakként szolgáltak, amely lehetővé tette, hogy a csapadékvíz beszivárgás a felszínalatti víz minőségére gyakorolt hosszú távú hatását vizsgáljam. A KE02 vízösszetétele meglehetősen stabil, míg a KE01 szezonális eltéréseket mutatott (lásd 5.2.2.2. fejezet). A kontroll kutak vízösszetétele nagyon hasonló volt az SW-hez (V/F. melléklet): alacsony TDS és alacsony Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , és NO_3^- koncentráció jellemezte őket. Ezzel szemben a PO_4^{3-} koncentrációja mindkét kútban meghaladta a felszínalatti vízre vonatkozó határértéket (0,5 mg/l). Minden más érték megfelelt a vonatkozó jogszabályoknak. A cink értékek (38 és 70 $\mu\text{g/l}$) alacsonyabbak voltak, mint SW-ben, de magasabbak, mint P1-ben és P2-ben. A KOI is valamivel magasabb volt a kontroll kutakban (KE01: 9,48 mg/l; KE02:

8,82 mg/l), mint az SW, P1 és P2 esetében (6.12. ábra). Ezt okozhatják a tetőről a kútba jutó szennyezők, mivel ezekben a rendszerekben nincsenek beépített szűrők.

6.3.3.5. Az izotóp-összetétel változása

A beszivárgási folyamat hatásainak nyomon követésére víz stabilizotóp-összetétel és trícium mérések is történtek (V/G. melléklet). A kutakban megfigyelt $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ trendek hasonló mintázatot mutattak (6.14a–b. ábra), különösen a $\delta^{18}\text{O}$ esetében. Az értékek ingadozási tartománya SW-ben sokkal magasabb, míg P1-ben és P2-ben alacsonyabb volt. Ez a tetővíz bejuttatás hatását mutatja az ásott kútban, ami így erőteljesebben reagált a csapadék izotóp-összetételének szezonális változásaira. SW esetében a legalacsonyabb értékek 2020 és 2021 decemberében, a legmagasabbak 2021 márciusában figyelhetők meg, mind $\delta^2\text{H}$, mind $\delta^{18}\text{O}$ tekintetében. A P1 és P2 esetében a $\delta^2\text{H}$ értéke alig változott, míg a $\delta^{18}\text{O}$ szezonális változásokat mutatott. A legalacsonyabb értékek 2021 júniusában, a legmagasabbak 2021 márciusában voltak megfigyelhetők, de az eltérések nem voltak jelentősek. A trícium SW-ben évszakosan, széles tartományban változott (3,4–10 TU), P1-ben 3,4 és 5,6 TU között mozgott, P2-ben pedig meglehetősen stabil volt (3,5–3,9 TU; 6.14c. ábra).



6.14. ábra: A stabilizotóp-összetétel: (a) $\delta^2\text{H}$, (b) $\delta^{18}\text{O}$; és (c) a trícium változása az ásott kútban (SW) és a megfigyelőkutakban (P1–P2).

6.3.4. A kút talpán felhalmozódó iszap kémiai összetétele

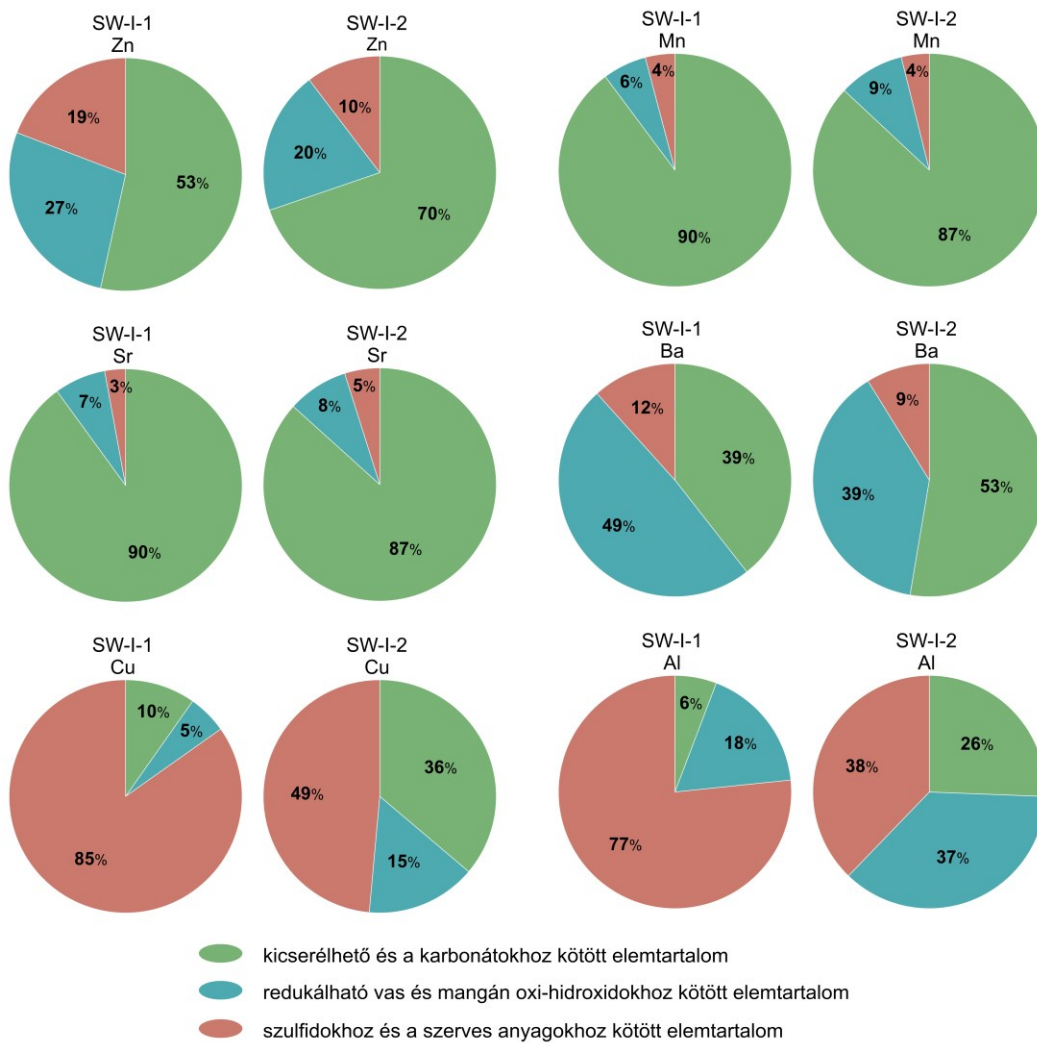
A tapasztalt vízkémiai változások, különösen a relatíve magas cink koncentráció, indokoltá tette a kút talpán felhalmozódó iszap kémiai összetételének elemzését a megkötődés lehetséges folyamatának vizsgálata érdekében.

A teljes kémiai összetétel vizsgálata alapján egy paraméter kivételével, semmi nem lépi át a földtani közegre vonatkozó határértéket (6/2009-es rendelet), valamint Magyarország geokémiai atlaszával (Ódor és mtsai., 1998) összehasonlítva is átlagosnak mondhatók a mért értékek (V/H. melléklet). A kivételt a bárium jelenti, amely mindkét mintában (SW-I-1: 296 mg/kg, SW-I-2: 287 mg/kg) meghaladta a vonatkozó határértéket (250 mg/kg), valamint az országos, az 1. és 2. geokémiai nagytájra (amelyek határán a kutatási terület található) jellemző értékeket.

A szekvenciális kioldás eredményei (V/I. melléklet) közül azokat az elemeket mutatom be részletesen, amelyek dúsulást mutattak a tetővízben a csapadékvízhez képest (6.15. ábra) és így esetlegesen szennyezést okozhatnak a kútban.

A három különböző frakció arányát vizsgálva megállapítható, hogy cink (53 és 70%), a mangán (90 és 87%) és a stroncium (90 és 87%) elsősorban kicserélhető (agyagok, szervesanyag, vas- és mangán oxidok felületén kötötten) formában és/vagy karbonátokhoz kötötten jelenik meg a két mintában (SW-I-1 és SW-I-2). A bárium hasonló mértékben fordul elő kicserélhető formában és/vagy karbonátokhoz kötötten (39 és 53%), valamint redukálható vas és mangán oxi-hidroxidokhoz kötötten (49 és 39 %). A réz és az alumínium más-más képet mutatott az egyes mintákban. Az SW-I-1 mintában elsősorban szulfidokhoz és szervesanyagokhoz kötötten jelennek meg (Cu: 85%, Al: 77%), míg SW-I-2 esetén nincs domináns frakció.

A PHREEQC geokémiai modellező szoftverrel végzett számítások alapján mindössze 4 ásvány mutatott pozitív telítettségi indexet (V/J. melléklet), amelyek a következők: böhmít (AlO(OH)), diaszpor (AlO(OH)), gibbszit (Al(OH)₃), bárium-arsenát (Ba₃(AsO₄)₂). Ezek alapján a kút vizéből jelentős ásványkiválásra nem kell számítani.



6.15. ábra: A szekvenciális kioldás eredményei az „SW-I-1” és „SW-I-2” mintákra.

7. A felszínalatti vízszintlejtés hatásának vizsgálata a vízpótlás hatékonyságára

7.1. Elméleti modellek

7.1.1. Alkalmazott módszerek

Tekintettel arra, hogy korábbi kutatások rámutattak a vizsgált területen a felszínalatti vízáramlások jelentőségére (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009), a 2D szimulációkkal (elméleti és a területre vonatkozó) az vizsgáltam, hogy ez a hatás mennyire aknázható ki a MAR-ok szempontjából. Ezért a felszínalatti víztükör lejtésének a vízpótlásra hatékonyságára gyakorolt hatását elméleti modellszenáriók segítségével vizsgáltam egy elméleti sekély félmedencében (An és mtsai., 2015; Domenico és Palciauskas, 1973; Freeze és Witherspoon, 1966; Jiang és mtsai., 2009; Szijártó és mtsai., 2019; Tóth, 1962) (7.1. ábra). Ez a megközelítés lehetővé teszi a felszínalatti vízáramlás más folyamatokra gyakorolt hatásának vizsgálatát.

Az átfogó elemzéshez kétdimenziós telített-telítetlen numerikus vízáramlási szimulációkat végeztem a GeoStudio SEEP/W végeeselemes szoftver segítségével, amely változóan telített porózus közegek modellezésére alkalmas (GEO-SLOPE, 2015). A tranziens vízáramlást a következő differenciálegyenlet (diffúziós egyenlet) írja le (8. egyenlet):

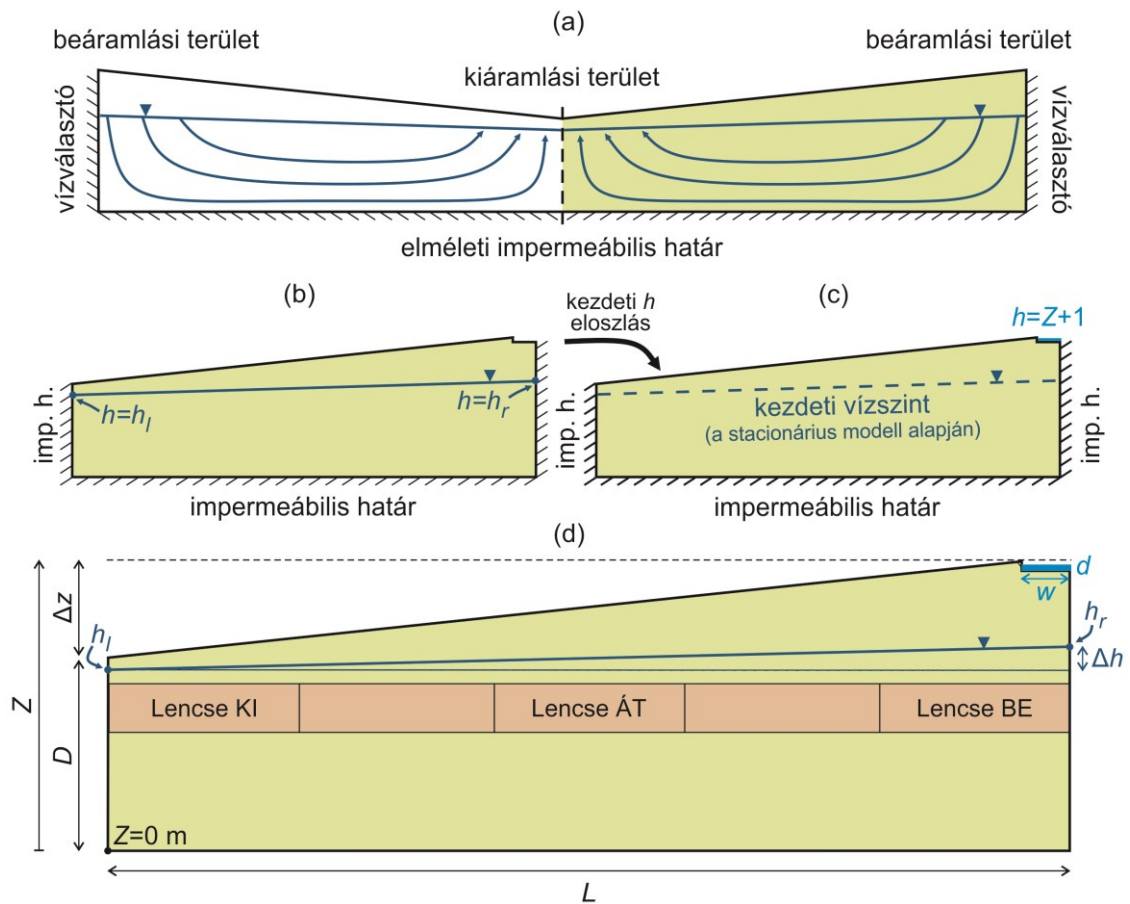
$$\frac{\partial}{\partial x} \left[K(\theta)_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta)_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right] + Q = m_w \gamma_w \frac{\partial h}{\partial t} \quad (8)$$

ahol h a hidraulikus emelkedési magasság [m], K_{xx} a hidraulikus vezetőképesség x irányban [m/s], K_{zz} a hidraulikus vezetőképesség z irányban [m/s], Q a határon alkalmazott fluxus [m³/s], θ a térfogati víztartalom [-], m_w a telített térfogati víztartalom függvény meredeksége, γ_w a víz fajsúlya [kN/m³] és t az idő [s] (GEO-SLOPE, 2015). A telített zónában a hidraulikus vezetőképesség állandó; míg a telítetlen zónában θ -tól függ és a szoftver a van Genuchten módszerrel (1980) becsüli meg az értékét. A stacioner számítások a 8. egyenlet egyszerűsített változatával ($t = 0$) történtek az időfüggő számítások kezdeti feltételeinek meghatározásához.

A modellgeometria és az alkalmazott peremfeltételek (7.1a–c. ábra) egy elméleti félmedencét imitálnak, amelynek két oldalán vízvásztók, alul pedig impermeábilis határ található. Geometriai megfontolásokból (a teljes medence szimmetriája; 7.1a. ábra) az oldalsó határok a beáramlási és kiáramlási területeken egy impermeábilis (no-flow) határral közelíthetők (An és mtsai., 2015; Domenico és Palciauskas, 1973; Freeze és Witherspoon, 1966; Jiang és mtsai., 2009; Szijártó és mtsai., 2019; Tóth, 1962), amely a következő egyenlettel (9. egyenlet) írható le:

$$-\mathbf{n} \cdot \rho_w \cdot \mathbf{q} = 0 \quad (9)$$

ahol \mathbf{n} a normálvektor, ρ_w a víz sűrűsége, \mathbf{q} pedig a Darcy-fluxus. Ezeket a peremfeltételeket a stacioner és az időfüggő számításokhoz egyaránt alkalmaztam (7.1b–c. ábra).



7.1. ábra: (a) Az alkalmazott elméleti megközelítés egyszerű félmedencére Tóth (1962) alapján. (b) Peremfeltételek a stacioner vízáramlási szimulációkban. (c) Peremfeltételek a tranziens vízáramlási szimulációkban. (d) A modell geometriája, földtani felépítése és paraméterei. A heterogenitások hatását az SG-5 szcenárió-csoportban vizsgáltam (rövidítések: BE – beáramlási terület alatt, TA – átáramlási terület alatt, DA – a kiáramlási terület alatt).

A vízszint kezdeti helyzetét a stacioner modellek bal és jobb oldalán állandó hidraulikus emelkedési magasság értékekkel írtam elő (7.1. ábra). Az időfüggő felszínalatti vízáramlási probléma kezdeti feltételét a 8. egyenlet stacionárius megoldásából kapott hidraulikus emelkedési magasság eloszlás adta. A beszivárogtató medence csak az időfüggő modellekben volt aktív, és állandó hidraulikus emelkedési magasság értékkel került definiálásra (7.1. ábra), amely időfüggő fluxust (Q) generált a medencéből a modellbe. Ezek az egyszerű peremfeltételek lehetővé teszik a felszínalatti víztükör lejtésének és a beszivárogtató medence hatásának közvetlen vizsgálatát, illetve így kiküszöbölhető a különböző folyamatok kölcsönhatása (pl. a csapadék, az evapotranszpiráció és az oldalirányú áramlás).

Hat szcenárió-csoportot (SG) hoztam létre, amelyek összesen 295 szcenárióból álltak (8. táblázat) és lehetővé tették a felszínalatti víztükör lejtésének (Δh), a topográfiai különbségeknek

(Δz), a modell hosszának (L), a vízszint elevációjának (bal oldal – h_l és jobb oldal – h_r), a geológiai tulajdonságok (horizontális hidraulikus vezetőképesség (K_{xx}), anizotrópia ($\varepsilon = K_{xx}/K_{zz}$), telített térfogati víztartalom (θ_s)), a porózus közeg heterogenitása és a beszivárogtató medence paramétereinek (szélesség (w) és vízmélység (d)) hatásának vizsgálatát.

A modell geometriáját úgy választottam meg, hogy az esettanulmányra is adaptálható legyen. A geometria (7.1.d. ábra) leírható a hosszával (L), mélységével (D) és topográfiai különbségével (Δz). A modell hossza a legtöbb scenárióban 2000 m volt, és csak az SG-2-ben került változtatásra (8. táblázat). A modellmélység a modell bal oldalán minden scenárióban 40 m, a jobb oldalon pedig a legtöbb esetben 60 m volt, kivéve SG-1-et, ahol a domborzatkülönbségek hatását vizsgáltam (8. táblázat). Az eleváció (Z) értékét a modell bal alsó sarkában 0-val határoztam meg, így a modell bal oldalán a topográfiai magasság 40 m volt; a modell jobb oldalán pedig a Δz alapján változott. A domborzat lejtése minden esetben lineáris volt. A modell alján ($Z = 0-35$ m) az átlagos rácshálóméret 10 m, a modell tetején ($Z > 35$ m) 2,5 m volt. Az elemvastagságot y irányban 1 m-ben határoztam meg. Mind modell jobb oldalán volt egy beszivárogtató medence, amely a szélességével (w) és a benne lévő vízmélységgel vagy vízoszloppal (d) jellemezhető. A medence mélysége minden scenárióban 2 m volt. A medence a szélessége a legtöbb esetben 100 m és a víz mélysége az esetek többségében 1 m volt, kivéve SG-6-ot (8. táblázat), ahol e paraméterek változtatásának hatásait vizsgáltam. A rácshálót kvadránsok és háromszögek („quadrants and triangles”) felhasználásával hoztam létre. A leggyakrabban használt geometria ($L = 2000$ m, $\Delta z = 20$ m, $w = 100$ m) kb. 8200 elemből állt.

A választott geológiai tulajdonságok a vizsgált esettanulmány területére is jellemző kőzetlisztes homokból álló porózus vízadó réteget imitálnak (Freeze és Cherry, 1979; Woessner és Poeter, 2020). A legtöbb modellszenárió homogén és izotróp volt, kivéve SG-4-et és SG-5-öt, ahol e fizikai jellemzők hatását vizsgáltam (8. táblázat). Az általános geológiai paraméterek a következők voltak: a horizontális hidraulikus vezetőképesség a telített zónában (K_{xx}): 10^{-5} m/s, a telített térfogati víztartalom (θ_s): 0,35, a reziduális térfogati víztartalom (θ_r): 0,035 (Freeze és Cherry, 1979; Woessner és Poeter, 2020). A térfogati víztartalom függvény becslésére a SEEP/W szoftver beépített kőzetlisztes-homok minta görbét használtam. SG-4 esetében a hidraulikus vezetőképesség anizotrópiáját ($\varepsilon = K_{xx}/K_{zz}$) 1 és 100 között változtattam. Az SG-5 esetében 5 különböző heterogén geológiai beállítást alkalmaztam: egy 10 méter vastag réteg vagy különböző elhelyezkedésű 400 m hosszúságú lencsék ($Z = 25$ és 35 m között) kerültek a modellbe (7.1.d. ábra), különböző hidraulikus vezetőképességi értékekkel ($K'_{xx} = 1 \times 10^{-7} - 1 \times 10^{-5}$ m/s; 8. táblázat). Ezekben a scenáriókban a rácshálót tovább finomítottam $Z = 25$ és 35 m között, 2,5 m-es átlagos mérettel a megbízhatóbb eredmények elérése érdekében.

8. táblázat: Modellszenáriók és a vizsgált paraméterek az elméleti szimulációkhoz (1–6) és az esettanulmányhoz (7).

Paraméterek	Mérték- egység	1. Dom- borzat (SG-1)	2. A modell szélessége (SG-2)	3. A vízszint elevációja (SG-3)		4. Geológiai tulajdonságok (SG-4)			5. Heterogenitás (SG-5)	6. Medence paraméterek (SG-6)		7. Esettanulmány (K1–3)
				A. Kiáramlási terület	B. Beáramlási terület	A. K_{xx}	B. ε	C. θ_s		A. w	B. d	
A modell hossza (L)	m	2000	2000– 10000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	6500
A topográfiai különbség (Δz)	m	0–40	20	20	20	20	20	20	20	20	20	14
A hidraulikus emelkedési magasság különbség (Δh)	m	0–6	0–6	0–6	0–6	0–6	0–6	0–6	3	0–6	0–6	10
A vízszint elevációja a bal oldalon (h_l)	m	38	38	36–39	Δh és h_r szerint változik	38	38	38	38	38	38	101
A vízszint elevációja a jobb oldalon (h_r)	m	Δh szerint változik	Δh szerint változik	Δh és h_l szerint változik	36–39	Δh szerint változik	Δh szerint változik	Δh szerint változik	41	Δh szerint változik	Δh szerint változik	111
Horizontális hidraulikus vezetőképesség (K_{xx})	m/s	1×10^{-5}	1×10^{-5}	1×10^{-5}	1×10^{-5}	1×10^{-7} – 1×10^{-5}	1×10^{-5}	1×10^{-5}	1×10^{-5} , a réteg/lencsék esetén $K'_{xx} 1 \times 10^{-7}$ és 1×10^{-5} között változik	1×10^{-5}	1×10^{-5}	5×10^{-6} , a réteg/ lencsék esetén K'_{xx} $= 5 \times 10^{-7}$
A hidraulikus vezetőképesség anizotrópiája (ε)	–	1	1	1	1	1	1, 10, 100	1	1	1	1	1
Telített térfogati víztartalom (θ_s)	–	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,25–0,45	0,35	0,35	0,35	0,35
A beszivárogtató medence szélessége (w)	m	100	100	100	100	100	100	100	100	50–150	100	100
Vízmélység a beszivárogtató medencében (d)	m	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0,5–2	1
A szenáriók száma		29	21	28	28	49	21	35	35	21	28	3

Mindegyik scenárió két modellből állt: egy stacionárius és egy időfüggő modellből. A kezdeti ($t = 0$) hidraulikus emelkedési magasság eloszlást a stacionárius modell számította ki. A modell bal oldalán a hidraulikus emelkedési magasság (h_l) 38 m volt, így a vízszintmélység ezen a ponton 2 m volt (kivéve SG-3; 8. táblázat). A jobb oldalon a h értéke (h_r) a Δh függvényében változott, ami a modell két oldala közötti hidraulikus emelkedési magasság különbségét jelenti (tehát a felszínalatti víztükör lejtését). Ezt a paramétert az SG-1–4 és SG-6 scenáriócsoportokban vizsgáltam. A hidraulikus gradiens helyett a hidraulikus emelkedési magasság különbséget (Δh) választottam paraméterként, mert a hidraulikus gradiens egyaránt függ h -tól és a modell hosszától.

Az időfüggő modellekben a kezdeti hidraulikus feltételeket a stacionárius modellek biztosították, ezekben az esetekben h_l és h_r nem volt definiálva. A beszivárogtató medencét a medence alján rögzített h érték határozta meg, amely 1 m-es vízoszlopot ($h = Z + 1$) tartott fenn a modellezés során (kivéve SG-6/B; 8. táblázat). Minden scenárió szimulációs időtartama 5 év volt. A szimulációk 100 exponenciálisan növekvő időlépést tartalmaztak, amelyből minden negyediket mentettem el és dolgoztam fel.

A különböző scenáriók eredményeinek összehasonlítása érdekében két fő monitorozási pontot jelöltem ki, egy-egy vizsgálati paraméterrel: i) a h_l pontban (lokális kiáramlási terület) észlelt vízszintemelkedés ($\Delta\Psi$), ii) a beszivárogtató medence alján a modellbe belépő kumulatív vízmennyiség térfogata (V_{tot}).

Az egyes scenáriók a kiáramlási területen tapasztalható vízszintemelkedésre vonatkozó hatékonyságának értelmezéséhez a következő egyenletet vezettem be (10. egyenlet):

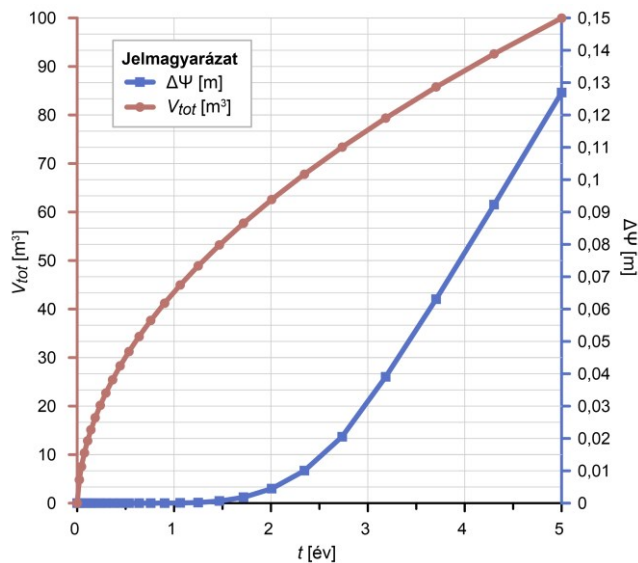
$$EI = \frac{\Delta\Psi}{V_{tot}} \cdot L \cdot y \quad (10)$$

ahol EI [–] a hatékonysági index, $\Delta\Psi$ [m] a vízszintemelkedés a modell bal oldalán a kezdeti vízszint helyén (h_l), V_{tot} [m³] a modellbe belépő kumulatív vízmennyiség a beszivárgó medencéből a vizsgált időszakban, L [m] a modell hossza, y [m] pedig a modell elemvastagsága y irányban [esetünkben 1 m]. Így az a rendszer a leghatékonyabb, amely egy kiválasztott időintervallumban kisebb beszivárgási mennyiséggel magasabb vízszintemelkedést tud elérni a modelltartományban. (Megjegyzés: Amennyiben a vízbejuttatás fő célja a felszín alatti víztározás a mélyebben fekvő területek elárasztásának veszélye nélkül, ez az egyenlet invertálható).

7.1.2. Eredmények

7.1.2.1. A domborzat és a hidraulikus emelkedési magasság különbség (SG-1)

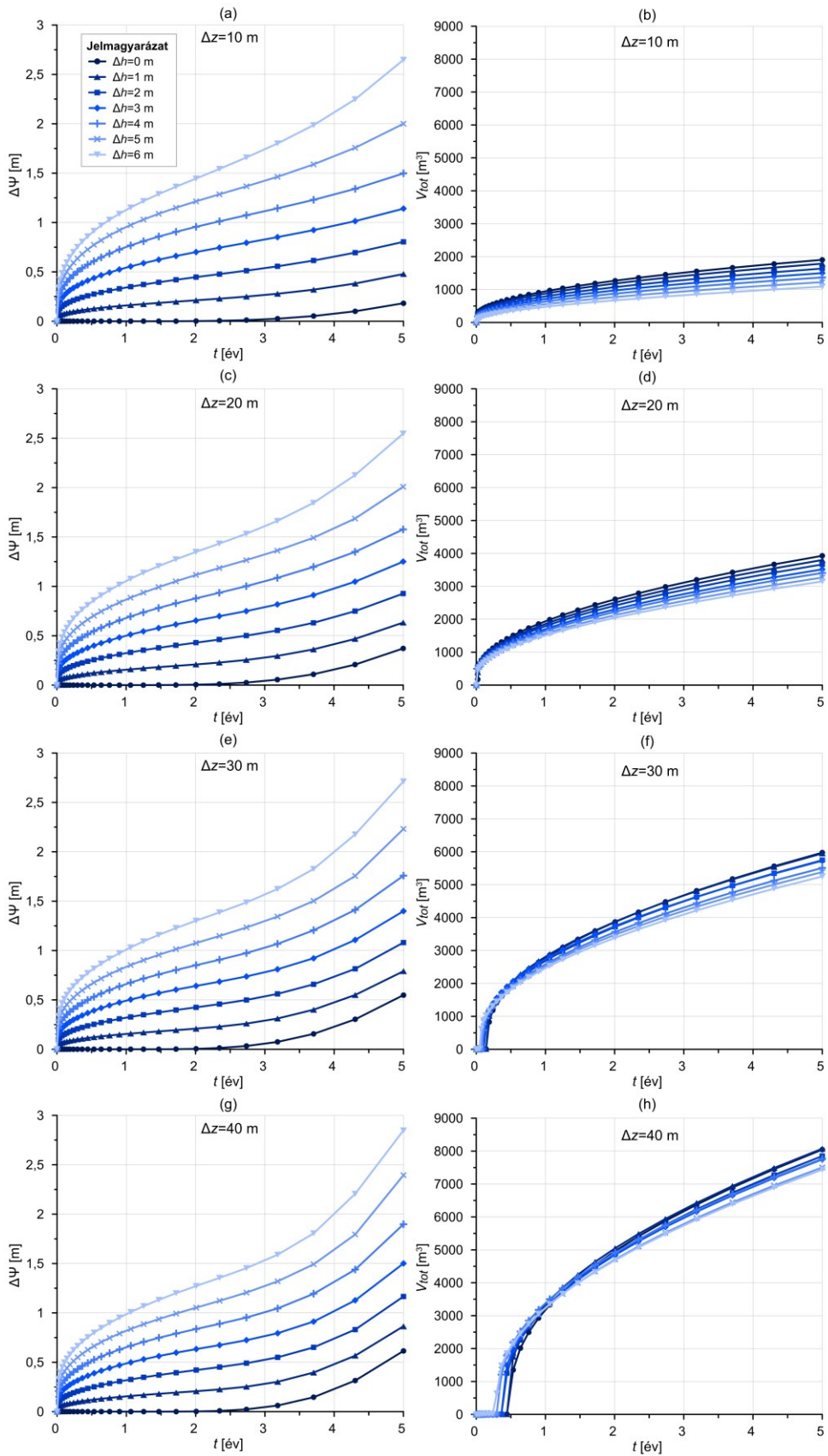
Az első scenárió esetén a domborzat sík ($\Delta z = 0$ m) és a vízszintnek nincs lejtése ($\Delta h = 0$ m). Itt a vízszint a szelvény mentén ($L = 2000$ m) mindenhol 2 m mélységben található. A 7.2. ábra szemlélteti a modell bal oldalán a vízszint emelkedését ($\Delta\Psi$) és a beszivárogató medencéből beszivárgott víz kumulatív mennyiségét (V_{tot}) az idő függvényében. A vízszint kb. 1,5 év után kezd láthatóan emelkedni, és 0,1 m-es nagyságrendű növekedést ér el az ötödik év végére. Egy méteres vízoszlopot tartva a medencében, 5 év alatt 100 m^3 víz szivárog be a medencéből (7.2. ábra). A beszivárgás kezdetben gyorsabb, majd a folyamat lassulni kezd.



7.2. ábra: A vízszintemelkedés ($\Delta\Psi$) és a kumulatív vízmennyiség (V_{tot}) az idő függvényében (SG-1, $\Delta z = 0$ m, $\Delta h = 0$ m).

Az SG-1 esetében hét különböző scenárió típust vizsgáltam, a Δh értékeket 0 és 6 m között változtatva, hogy kövessem a felszínalatti vízszint lejtésének hatását (8. táblázat). E scenáriókat különböző domborzati viszonyokkal (Δz 0 és 40 m között változott) kombinálva összesen 29 scenárió jött létre. Olyan scenáriók nem kerültek be a kutatásba, ahol a domborzat sík, de a hidraulikus emelkedési magasság különbség nagyobb, mint nulla, mivel ezek nem valós körülményeket reprezentálnak.

A vízszintemelkedés a $\Delta h = 6$ m-es scenárióknál hamarabb kezdődik, mint a $\Delta h = 0$ m-es scenáriók esetén (7.3b,d,e,h. ábra). Az utóbbiaknál 2–3 évbe telik, amíg látható különbség mutatkozik a vízszintben. A fő beszivárgási fázis később következik be a nagyobb topográfiai különbségek esetén (7.3b,d,e,h. ábra), amely a $\Delta z = 40$ m-es scenárióknál a Δh -tól függően 100 és 200 nap között kezdődik (7.3h. ábra).



7.3. ábra: A vízszintemelkedés ($\Delta\Psi$) és a beszivárgató medencéből beszivárgó kumulatív vízmennyiség (V_{tot}) az idő függvényében (a, b: $\Delta z = 10$ m, c, d: $\Delta z = 20$ m, e, f: $\Delta z = 30$ m, g, h: $\Delta z = 40$ m) SG-1 esetén.

A vízszintnövekedés 5 év után 0,13 m és 0,61 m között mozgott a $\Delta h = 0$ m-es, valamint 2,55 m és 2,85 m között változott a $\Delta h = 6$ m-es scenáriók esetében (7.4a. ábra). A $\Delta z = 10$ m-es scenáriókhoz kapcsolódó eredmények általában a legalacsonyabb értékeket mutatták, míg a $\Delta z = 40$ m-hez kapcsolódóak a legmagasabbakat (7.4a. ábra). Az 5 év alatt beszivárgó vízmennyiség 1089–1903 m³, 3149–3928 m³, 5251–5975 m³ és 7435–8045 m³ között mozog $\Delta z = 10, 20, 30$ és 40 m-es scenáriók esetén. A legmagasabb V_{tot} értékek minden esetben a legalacsonyabb Δh értékekhez kapcsolódnak (7.4b. ábra). Összességében a $\Delta h = 0$ m-rel jellemezhető scenáriók mutatják a legalacsonyabb hatékonysági indexeket ($EI = 0,15–0,19$), míg a legmagasabbak a $\Delta h = 6$ m-es scenáriókhoz kapcsolódnak ($EI = 0,76–4,86$). A nagyobb Δz alacsonyabb hatásfokokat eredményezett, és ezek a különbségek még jelentősebbek a nagyobb Δh értékek esetén (7.4c. ábra).

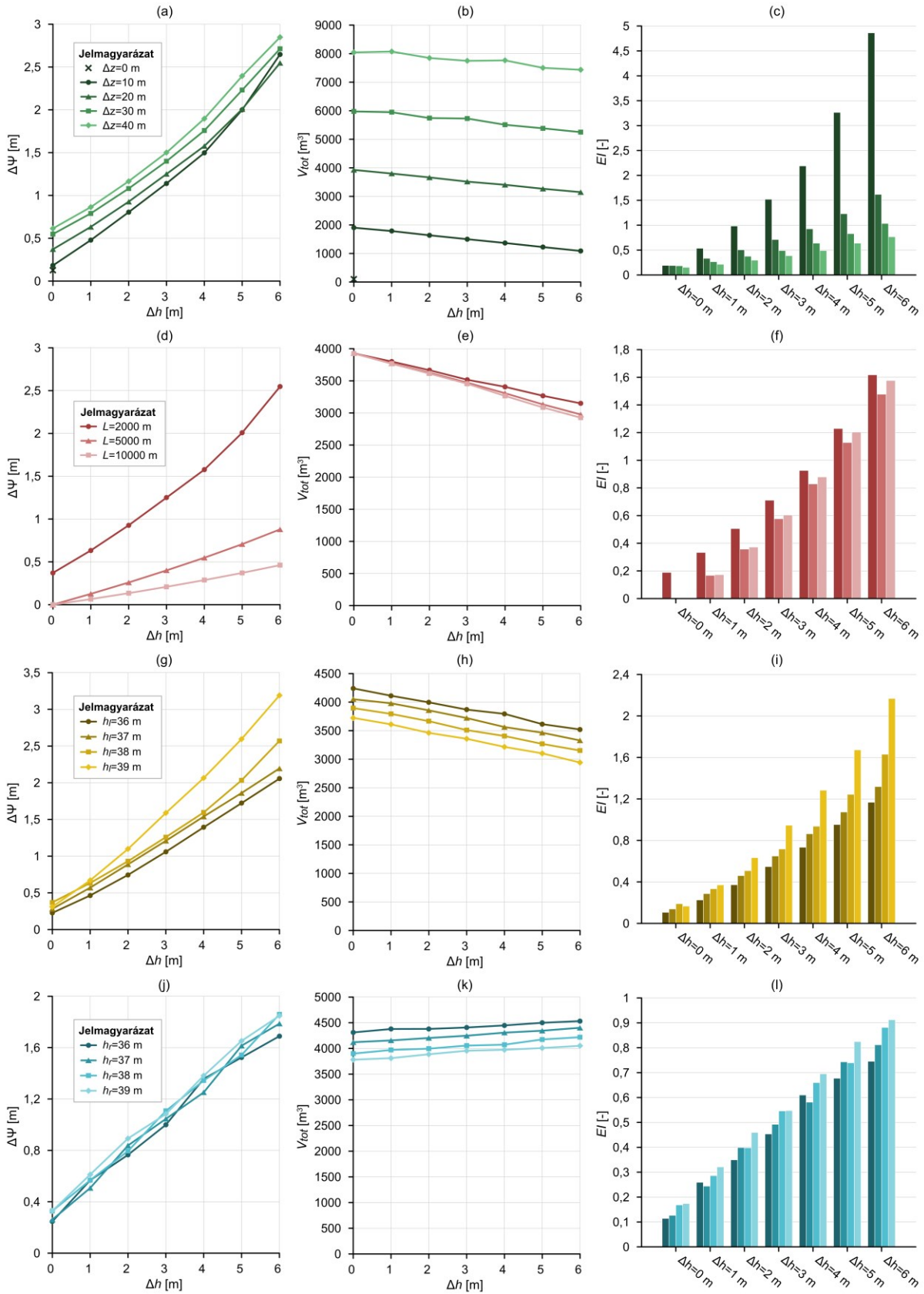
7.1.2.2. A modell hossza (SG-2)

A különböző modellhosszúságok a beáramlási terület (a MAR rendszer helye) és a kiáramlási terület (a felszínalatti víztől függő ökoszisztéma helye) közötti különböző távolságokat jelölik. E tekintetben három scenáriótípus készült, amelyek hossza 2000 m, 5000 m és 10000 m volt. A hidraulikus emelkedési magasság különbség 0 és 6 m között változott, míg a modell mélysége ($D = 40$ m) és a domborzat ($\Delta z = 20$ m) állandó volt (8. táblázat).

A vízszintemelkedés 0,37–2,55 m, 0–0,88 m és 0–0,46 m között mozgott a 2000, 5000 és 10000 m hosszúságú scenáriók esetében (7.4d. ábra). A beszivárgó vízmennyiség minden scenárió esetében hasonló volt. A legnagyobb különbség $\Delta h = 6$ m esetén figyelhető meg, ahol a V_{tot} 3149 m³, 2976 m³ és 2926 m³ értékeket mutatott az $L = 2000, 5000$ és 10000 m-es scenáriókhoz kapcsolódóan (7.4e. ábra). A legnagyobb hatékonysági index ($EI = 0,19–1,62$) a legkisebb modellhez ($L = 2000$ m) kötődik; a másik két scenáriótípus ($L = 5000$ m és $L = 10000$ m) azonban hasonlóan hatékony lehet ($EI = 0–1,48$ és $EI = 0–1,58$; 7.4f. ábra). A különböző Δh scenáriók tekintetében hasonló tendenciák figyelhetők meg, mint az SG-1 esetében.

7.1.2.3. A vízszint elevációja (SG-3)

A felszínalatti vízszint helyzetének megváltoztatásának célja az volt, hogy megértsük, hogyan befolyásolja a különböző Δh scenáriók ($\Delta h = 0–6$ m) esetében kapott eredményeket. Ezeknél a scenárióknál a domborzat és a modell hossza rögzített volt ($\Delta z = 20$ m, $L = 2000$ m).



7.4. ábra: A domborzat (a–c: Δz), a modellhossz (d–f: L) és a felszínalatti vízszint elevációjának (g–i: h_1 , j–l: h_2) hatása a vízszintemelkedésre ($\Delta\Psi$ – a,d,g,j), a beszivárgó víz kumulatív mennyiségére (V_{tot} – b,e,h,k) és a hatékonysági indexre (EI – c,f,i,l) 5 év elteltével (a–c: SG-1; d–f: SG-2; g–i: SG-3/A; j–l: SG-3/B) a hidraulikus emelkedési magasság különbség (Δh) függvényében.

Ezek a modellfuttatások két alcsoportra oszthatók: i) SG-3/A, ahol a bal oldali hidraulikus emelkedési magasság (h_l) 36–39 m között változott (ami 4–1 m vízmélységet jelent a bal oldalon), ebben az esetben a h_r a Δh alapján változott; ii) SG-3/B, ahol a jobb oldali h értéke (h_r) 36–39 m között változott (ami 22–19 m vízmélységet jelent a jobb oldalon), ebben az esetben a h_l a Δh alapján változott (8. táblázat). Ezek a paraméterek a kezdeti feltételeket meghatározó stacionárius modellekben kerültek megadásra.

Az SG-3/A alcsoportban a vízszintemelkedés 0,23–2,06 m, 0,28–2,2 m, 0,37–2,57 m és 0,31–3,19 m között mozgott a 36, 37, 38 és 39 m-es h_l értékű scenáriók esetében (7.4g. ábra). A $\Delta h = 0$ m értékhez tartozó eredmények mutatták a legkisebb emelkedést, míg a legmagasabbak a $\Delta h = 6$ m értékkel kapcsolatban voltak megfigyelhetők. A V_{tot} 3521–4241 m³, 3329–4051 m³, 3152–3895 m³ és 2942–3724 m³ között változik a $h_l = 36, 37, 38, 39$ m értékek esetében. A legmagasabb V_{tot} értékek minden esetben a legalacsonyabb Δh értékekhez kapcsolódnak (7.4h. ábra). Az EI általában alacsonyabb volt a mélyebb vízszintű ($h_l = 36$ m, $EI = 0,11–1,17$), és magasabb a magasabb vízszintű scenárióknál ($h_l = 39$ m, $EI = 0,17–2,17$) (7.4i. ábra).

Az SG-3/B alcsoportban a $\Delta\Psi$ értékek minden scenárió típus esetében hasonlóak (36, 37, 38 és 39 m-es h_r értékek), és csak a Δh tekintetében változnak (7.4j. ábra). A $\Delta h = 0$ m értékhez kapcsolódó eredmények mutatták a legalacsonyabb értékeket ($\Delta\Psi = 0,25–0,33$ m), míg a legmagasabbak a $\Delta h = 6$ m értékkel kapcsolatban voltak megfigyelhetők ($\Delta\Psi = 1,69–1,85$ m). A V_{tot} 4311–4532 m³, 4121–4402 m³, 3899–4219 m³ és 3781–4051 m³ között mozog $h_r = 36, 37, 38, 39$ m esetén. Ellentétben az SG-3/A alcsoportban kapott eredményekkel, itt a legmagasabb V_{tot} értékek a legmagasabb Δh értékekhez kapcsolódnak (7.4k. ábra). Általánosságban elmondható, hogy az EI alacsonyabb volt a mélyebb vízszintű scenáriók ($h_r = 36$ m, $EI = 0,11–0,75$), és magasabb a magasabb vízszintű scenáriók esetében ($h_r = 39$ m, $EI = 0,17–0,91$; 7.4l. ábra). A különböző Δh -val jellemezhető scenáriók tekintetében az SG-1-hez hasonló tendenciák figyelhetők meg, mind az SG-3/A, mind az SG-3/B esetében.

7.1.2.4. Geológiai tulajdonságok (SG-4)

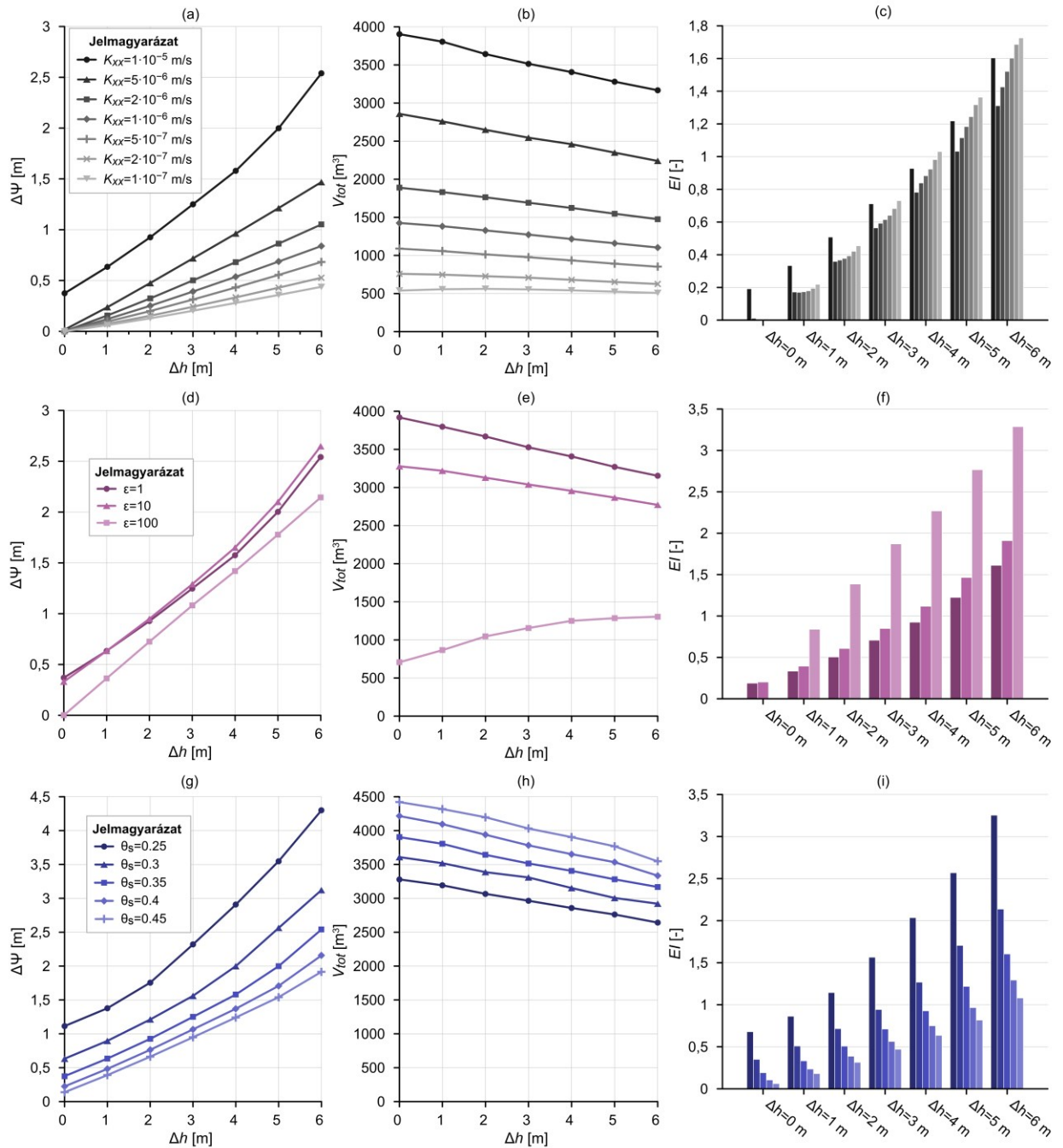
A geológiai tulajdonságok változtatásával megismerhető e paraméterek hatása a vízpótlás hatékonyságára. A horizontális hidraulikus vezetőképesség (K_{xx}), az anizotrópia (ε) és a telített térfogati víztartalom (θ_s) külön-külön változott az SG-4/A, SG-4/B és SG-4/C alcsoportokban (8. táblázat). Ezeknél a scenárióknál a domborzat, a modell hossza és a bal oldali vízszint rögzített volt ($\Delta z = 20$ m, $L = 2000$ m, $h_l = 38$ m), Δh pedig 0 és 6 m között változott.

A horizontális hidraulikus vezetőképesség 1×10^{-7} m/s és 1×10^{-5} m/s között változott (SG-4/A). A vízszintnövekedés öt év elteltével 0 m és 0,37 m között mozgott a $\Delta h = 0$ m-es

szcenáriók esetében, és 0,44 m és 2,54 m között a $\Delta h = 6$ m-es scenárióknál (7.5a. ábra). A $K_{xx} = 1 \times 10^{-7}$ m/s-hoz kapcsolódó eredmények mutatták a legalacsonyabb értékeket, míg a legmagasabbak a $K_{xx} = 1 \times 10^{-5}$ m/s-hoz kapcsolódóan voltak megfigyelhetők (7.5a. ábra). Az öt év alatt beszivárgó vízmennyiséget illetően a V_{tot} 3168–3904 m³ és 508–539 m³ között mozgott az 1×10^{-5} m/s és 1×10^{-7} m/s horizontális hidraulikus vezetőképességű scenáriók esetében. A legmagasabb V_{tot} értékek általában a legalacsonyabb Δh értékekhez kapcsolódnak (7.5b. ábra). A legtöbb esetben a legmagasabb EI értékek $K_{xx} = 1 \times 10^{-5}$ m/s értékkel kapcsolatban voltak észlelhetők ($EI = 0,19-1,6$); azonban nagyobb Δh értékek esetén alacsonyabb K_{xx} értékek is magas hatékonysági indexeket eredményezhetnek (pl. $\Delta h = 6$ m, $K_{xx} = 1 \times 10^{-7}$ m/s, $EI = 1,73$; 7.5c. ábra).

Az anizotrópia (ε) 1 és 100 között változott, ami azt jelenti, hogy a vertikális hidraulikus vezetőképesség csökkent a vízszintes hidraulikus vezetőképességhez képest (8. táblázat). A vízszintemelkedés 0,37–2,54 m, 0,33–2,65 m és 0–2,14 m között mozgott az 1, 10 és 100 anizotrópiái együtthatójú scenáriók esetében (7.5d. ábra). Az 5 év alatt beszivárgó vízmennyiséget illetően a V_{tot} 3153–3919 m³, 2772–3278 m³ és 706–1305 m³ között mozgott $\varepsilon = 1, 10$ és 100 esetén (7.5e. ábra). A másik két scenáriótípushoz képest az $\varepsilon = 100$ esetén, V_{tot} a hidraulikus emelkedési magasság különbség növelésével egyre nagyobb értéket vett fel. A $\Delta h = 0$ m-rel jellemezhető scenáriók kivételével a legmagasabb hatékonysági index az $\varepsilon = 100$ -hoz ($EI = 0,84-3,29$), a legalacsonyabb pedig $\varepsilon = 1$ -hez ($EI = 0,19-1,61$; 7.5f. ábra) tartozott.

A víztartalom a felszínalatti víz áramlásának egyik meghatározó tényezője, különösen a telítetlen zónában, ezért a telített térfogati víztartalom hatását is vizsgáltam. A telített térfogati víztartalom 0,25 és 0,45 között változott. A vízszintnövekedés öt év elteltével 0,14 m és 1,19 m között mozgott a $\Delta h = 0$ m-es scenáriók esetében, illetve 1,92 m és 4,3 m között a $\Delta h = 6$ m-es scenárióknál (7.5g. ábra). A $\theta_s = 0,45$ -hez tartozó eredmények mutatták a legalacsonyabb értékeket, míg a legmagasabbak a $\theta_s = 0,25$ -ös értékkel kapcsolatban voltak megfigyelhetők (7.5g. ábra). Az öt év alatt beszivárgó kumulatív vízmennyiség 2642–3279 m³ és 3546–4421 m³ között mozgott a $\theta_s = 0,25$ és 0,45 scenáriók esetében. A legmagasabb V_{tot} értékek a legnagyobb θ_s és a legkisebb Δh értékekhez kapcsolódnak (7.5h. ábra). A legmagasabb EI értékek $\theta_s = 0,25$ ($EI = 0,68-3,25$), a legalacsonyabbak pedig $\theta_s = 0,45$ ($EI = 0,06-1,08$; 7.5i. ábra) scenáriók esetén figyelhetők meg. A különböző Δh értékek tekintetében mindhárom alcsoportban (SG-4/A, SG-4/B, SG-4/C) hasonló mintázat figyelhető meg az a SG-1 esetében tapasztaltakkal.



7.5. ábra: A geológiai tulajdonságok (a–c: K_{xx} , d–f: ε , g–i: θ_s) hatása a vízszintemelkedésre ($\Delta\Psi$ – a,d,g), a beszivárgó víz kumulatív mennyiségére (V_{tot} – b,e,h) és a hatékonysági indexre (EI – c,f,i) 5 év elteltével (a–c: SG-4/A, d–f: SG-4/B, g–i: SG-4/C) a hidraulikus emelkedési magasság különbség (Δh) függvényében.

7.1.2.5. Heterogenitás (SG-5)

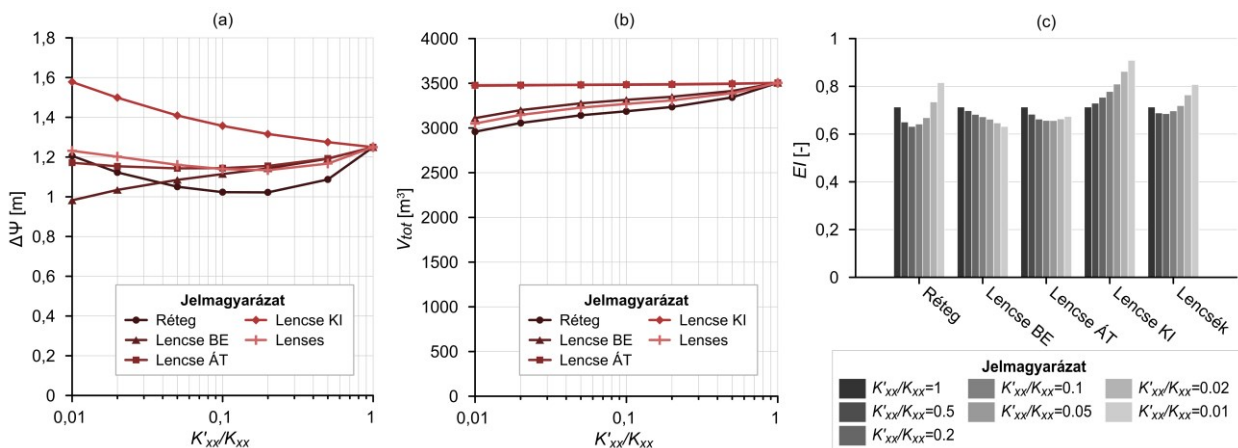
A heterogenitás hatását 5 különböző geometria létrehozásával elemeztem (lásd 7.1.d. ábra):

- egy folyamatos réteggel („Réteg”);
- a beszivárgási terület alatti lencsével („Lencse BE”);
- az átáramlási terület alatti lencsével („Lencse ÁT”);

- a kiáramlási terület alatti lencsével („Lencse KI”);
- mindhárom lencsével („Lencsék”).

A modellterület nagyobb részén a horizontális hidraulikus vezetőképesség $K_{xx} = 1 \times 10^{-5}$ m/s maradt, míg K'_{xx} 1×10^{-5} és 1×10^{-7} m/s között változott a köztes réteg és a lencsék esetében. E scenárióknál a topográfia, a modell hossza, a bal oldali vízszint, valamint a hidraulikus emelkedési magasság különbség rögzített volt ($\Delta z = 20$ m, $L = 2000$ m, $h_l = 38$ m, $\Delta h = 3$ m).

A legtöbb scenárió esetében a vízszintemelkedés 0,98 m és 1,25 m között, míg a „Lencse KI” esetében 1,25 m és 1,58 m között mozgott, ami az alacsonyabb K'_{xx}/K_{xx} arányok felé növekvő tendenciát mutatott (7.6a. ábra). A „Lencse KI” és a „Lencse ÁT” esetében a V_{tot} 3472–3505 m³ között mozgott. A másik három scenáriótípus esetében 2958 m³ és 3505 m³ között változott, a magasabb K'_{xx}/K_{xx} arányok felé növekvő tendenciát mutatva (7.6b. ábra). A hatékonysági indexek hasonlóak voltak ($EI = 0,63-0,91$), a „Lencse BE” csökkenő, míg a „Lencse KI” növekvő tendenciát mutatott az alacsonyabb K'_{xx}/K_{xx} arányok felé (7.6c. ábra).



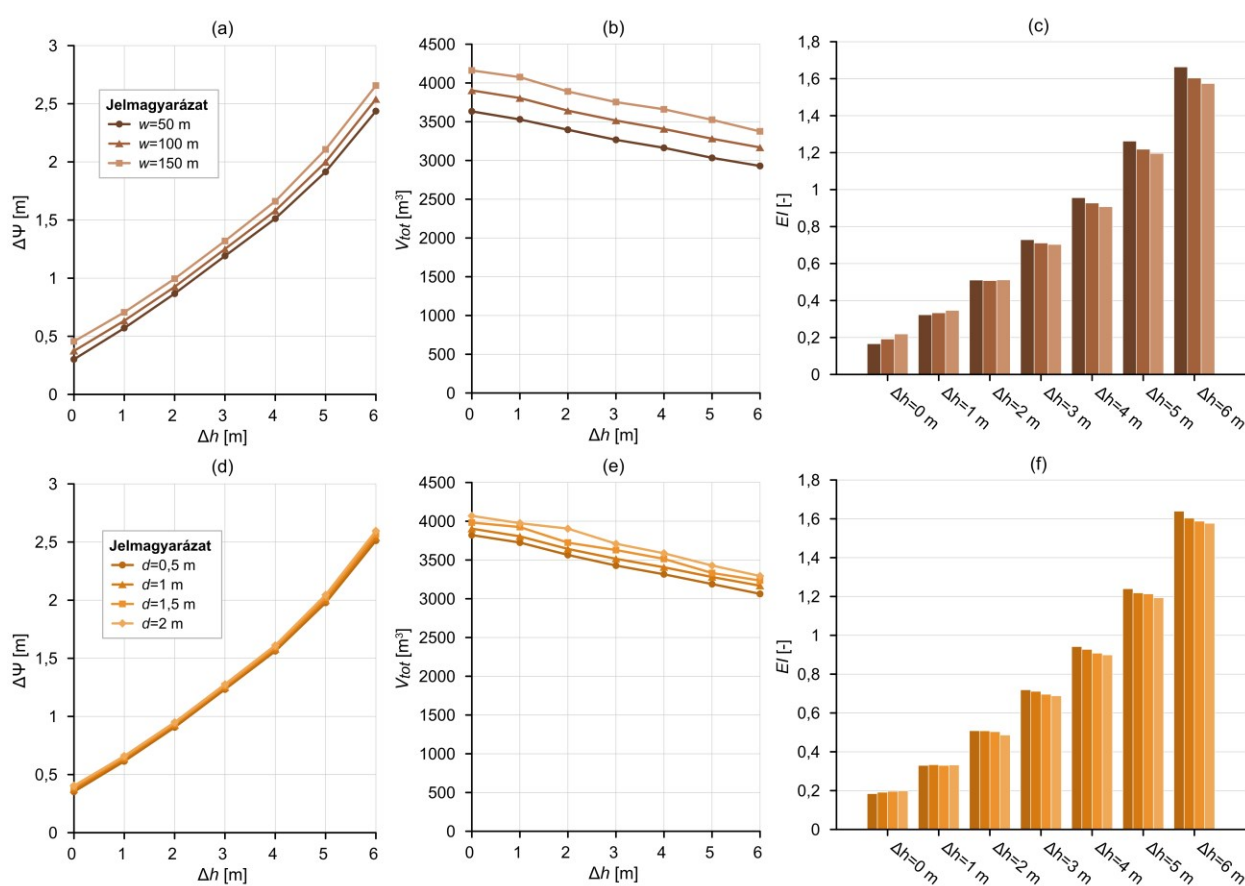
7.6. ábra: A heterogenitás (K'_{xx}/K_{xx}) hatása **(a)** a vízszintemelkedésre ($\Delta\Psi$); **(b)** a beszivárgó víz kumulatív mennyiségére (V_{tot}); és **(c)** a hatékonysági indexre (EI) 5 év elteltével (SG-5).

7.1.2.6. Az beszivárogtató medence paramétereit (SG-6)

A beszivárogtató medence paramétereinek megváltoztatásának célja a MAR rendszer kialakításának a vízszintemelkedésre és a vízpótlás hatékonyságára gyakorolt hatásának vizsgálata volt. A medence szélességét (w) és a medencében található vízmélységet, vagyis a vízoszlopmagasságot (d) külön-külön változtattam, az SG-6/A és SG-6/B alcsoportokban (8. táblázat). Ezeknél a scenárióknál minden más paraméter állandó volt, kivéve a Δh -t, amely 0 és 6 m között változott, hasonlóan az SG-1–4 csoportokhoz.

A medenceszélesség tekintetében három különböző scenárió készült ($w=50, 100, 150$ m). A vízszintnövekedés 5 év után 0,3–2,44 m, 0,37–2,54 m és 0,46–2,66 m között mozgott az 50, 100

és 150 m szélességű medencék esetében (7.7a. ábra). A legmagasabb $\Delta\Psi$ értékek minden esetben a legmagasabb Δh értékekhez kapcsolódnak. Az 5 év alatt beszivárgó vízmennyiség 2929–3633 m³, 3168–3904 m³ és 3375–4162 m³ között mozgott $w = 50, 100, 150$ m esetén (7.7b. ábra). A legmagasabb V_{tot} értékek minden esetben a legalacsonyabb Δh értékekhez kapcsolódnak. Ami a hatékonyságot illeti, $\Delta h = 2$ m alatt a $w = 50$ m által leírt scenáriók mutatták a legalacsonyabb EI értékeket ($EI = 0,17\text{--}0,32$), a $w = 150$ m-es scenáriók pedig a legmagasabbakat ($EI = 0,22\text{--}0,35$). Majd $\Delta h = 2$ m felett ez az összefüggés megfordul: a $w = 50$ m-es forgatókönyvek eredményezték a legmagasabb értékeket ($EI = 0,73\text{--}1,66$), a $w = 150$ m-esek pedig a legalacsonyabbakat ($EI = 0,7\text{--}1,57$; 7.7c. ábra). A különböző Δh scenáriókat tekintve hasonló mintázat figyelhető meg, mint az SG-1 esetében.



7.7. ábra: A beszivárogtató medence szélessége (a–c: w) és a medencében található vízmélység (d–f: d) hatása a vízszintemelkedésre ($\Delta\Psi$ – a,d), a beszivárgó víz kumulatív mennyiségére (V_{tot} – b,e) és a hatékonysági indexre (EI – c,f) 5 év elteltével (a–c: SG-6/A, d–f: SG-6/B) a hidraulikus emelkedési magasság különbség (Δh) függvényében.

Négy különböző scenáriót készült a medencében lévő vízmélységet illetően: 0,5, 1, 1,5 és 2 m. Az utóbbi esetben a medence teljesen megtelt. A vízszintnövekedés 5 év elteltével 0,35–2,51 m, 0,37–2,54 m, 0,39–2,57 m és 0,4–2,6 m között mozgott a 0,5, 1, 1,5 és 2 m-es vízmélységű scenáriók esetében (7.7d. ábra). A legmagasabb $\Delta\Psi$ értékek minden esetben a legmagasabb Δh

értékekhez kapcsolódnak. Az 5 év alatt beszivárgó víz mennyisége 3063–3821 m³, 3168–3904 m³, 3225–3983 m³ és 3293–4069 m³ között mozog a $d = 0,5, 1, 1,5, 2$ m-es értékek esetében. A legmagasabb V_{tot} értékek minden esetben a legalacsonyabb Δh értékekhez kapcsolódnak (7.7e. ábra). A $\Delta h = 2$ m-es érték alatt a forgatókönyvek hasonló hatékonysági indexeket mutattak ($EI = 0,18-0,2, \Delta h = 0$ m és $EI = 0,33, \Delta h = 1$ m esetén); azonban $\Delta h = 2$ m felett az EI csökkenése volt megfigyelhető a magasabb d értékek felé ($EI = 0,51-1,64, d=0,5$ m esetén és $EI = 0,49-1,58, d = 2$ m esetén; 7.7f. ábra). A különböző Δh scenáriók tekintetében hasonló mintázat figyelhető meg, mint SG-1-nél.

7.1.3. Értelmezés

A modellezett scenáriók szemléltették a felszínalatti vízszint lejtésének hatását a felszíni beszivárogtatáson alapuló MAR hatékonyságára egy egyszerű vízgyűjtő medencében (egy beáramlási és egy kiáramlási terület között); és a kapott eredmények rávilágítottak a vízszint lejtésének és ezáltal a hidraulikus gradiens jelentőségére. A nagyobb kezdeti hidraulikai gradiens (azaz nagyobb Δh) nagyobb vízszintemelkedést idézett elő a kiáramlási területen ($\Delta\Psi$; 7.3a,c,e,g. ábra és 7.4a. ábra). Az elért vízszintemelkedés kb. egy nagyságrenddel nagyobb $\Delta h = 6$ m esetén, mint $\Delta h = 0$ m esetén (7.4a. ábra). A modellezett időszak elején ($t = 0$) az eredmények közötti különbség csekély, majd az idő előrehaladtával egyre jelentősebbé válik (7.3a,c,e,g. ábra). Ezzel szemben a nagyobb topográfiai különbségek (azaz nagyobb Δz) 5 év alatt csak kisebb $\Delta\Psi$ különbséget eredményeztek (7.4a. ábra). A modell bal oldalán történő vízszintnövekedés a beszivárogtató medence és a kiáramlási terület közötti nagyobb indukált hidraulikai gradienssel magyarázható. Ez a jelenség minden olyan scenáriócsoport esetében megfigyelhető volt, ahol a Δh változott (SG-1–4, SG-6).

A hidraulikus emelkedési magasság különbség növelése a beszivárogtató medencéből beszivárgó kumulatív vízmennyiség (V_{tot} ; pl. 7.4b,e,h. ábra) kismértékű csökkenését okozta. Ezzel szemben a különböző topográfiajú scenáriók között jelentősebb különbségek figyelhetők meg (7.4b. ábra). A $\Delta h = 6$ m esetén hétszeres különbség van a $\Delta z = 10$ m, illetve $\Delta z = 40$ m-es scenáriókhoz kapcsolódó kumulatív vízmennyiségek ($V_{tot}=1089$ m³ és 7435 m³) között (7.4b. ábra). Ezek a különbségek a modelltartomány tározási kapacitásával magyarázhatók. A nagyobb Δz vastagabb telítetlen zónát jelent, így több víz tározható, és több időbe telik, amíg a beszivárgó víz eléri a kiindulási felszínalatti vízszintet. Mivel ezekben az esetekben a h_l kezdeti állapota rögzített, a h_r a Δh alapján változik. A $\Delta h = 6$ m esetén a h_r közelebb van a felszínhez, ami vékonyabb telítetlen zónát eredményez. Így a víz hamarabb eléri a telített zónát, mint $\Delta h = 0$ m esetén.

A különböző scenáriókra vonatkozó 5 év alatt elért vízszintemelkedést összehasonlítva, az eredmények azt mutatják, hogy a Δh meghatározó tényező a vízszint kiáramlási területen történő megemelkedésben, valamint nagyobb hatással van a vízszintemelkedésre, mint a Δz (7.4a. ábra). A beszivárogtató medencéből beszivárgó vízmennyiséget azonban jelentősen befolyásolja a topográfia (Δz), azaz a telítetlen zóna vastagsága (7.4b. ábra). A hatékonysági index (EI) a hidraulikai gradiens (Δh) növekedésével nő, míg a nagyobb domborzatkülönbséggel (Δz) csökken (7.4c. ábra).

A különböző modellhosszúságokat (L , SG-2) figyelembe véve, minél nagyobb a távolság a beszivárgási és a kiáramlási terület között, annál kisebb az 5 év alatt elért vízszintemelkedés. A teljes modelltartományt reprezentáló EI (L szerepel a 10. egyenletben) azonban minden esetben hasonló eredményeket mutat, ami azt jelzi, hogy ez a módszer a távolságtól függetlenül hatékony módszer lehet.

A felszínalatti vízszint relatív helyzete (SG-3) szintén hatással volt a kapott eredményekre. Ha a bal oldalon (h_l) közelebb helyezkedik el a felszínhez, akkor a vízszintemelkedés nagyobb, mint mélyebb vízszint esetén (7.4g. ábra). A különbség különösen jelentős $h_l = 39$ m esetén, ahol a vízszint csak 1 m mélységben van. A modell felépítése és a peremfeltételek közre játszhatnak e jelenség kialakulásában. Ezzel szemben, nem figyelhető meg jelentős különbség az 5 év alatt elért vízszintnövekedésben, ha a modell jobb oldalán (h_r) változik a kezdeti vízszint (7.4j. ábra). A különböző Δh értékek minden esetben (SG-3/A és SG-3/B) hatással voltak a vízszintemelkedésre: a nagyobb Δh nagyobb vízszintemelkedést eredményezett. A kumulatív vízmennyiség kissé nagyobb, ha a felszínalatti vízszint mélyebben van (7.4. ábra), ami a nagyobb tározókapacitással magyarázható. Míg az SG-3/A esetében a magasabb Δh kisebb vízmennyiség beszivárgását idézte elő (7.4h. ábra), addig az SG-3/B esetében a Δh növelésével enyhe növekedés figyelhető meg e tekintetben (7.4k. ábra). Ez a különbség szintén a tározókapacitással függ össze. Ha a h_r értéke állandó maradt (SG-3/B, pl. $h_r = 38$ m), $\Delta h = 6$ m mélyebb vízszintet eredményezett a bal oldalon ($h_l = 32$ m), tehát nagyobb a telítetlen zóna vastagsága, mint $\Delta h = 0$ m ($h_l = 38$ m) esetén. Az SG-3/A esetében ez pont fordítva van. Mind az SG-3/A, mind az SG-3/B esetében a hatékonysági indexek magasabbak voltak, amikor a vízszint közelebb helyezkedett el a felszínhez (7.4i. és 7.4l. ábra).

A geológiai tulajdonságok tekintetében (SG-4) a horizontális hidraulikus vezetőképesség jelentős hatással volt mind a $\Delta\Psi$ -re, mind a V_{tot} -ra. A magasabb K_{xx} értékeket tartalmazó modellszenáriók nagyobb vízszintemelkedést idéztek elő (7.5a. ábra). A $K_{xx} = 1 \times 10^{-7}$ m/s és a $K_{xx} = 1 \times 10^{-5}$ m/s scenáriók között csaknem egy nagyságrendnyi különbség volt megfigyelhető. A beszivárgott víz mennyisége 5 év után szintén nőtt a magasabb K_{xx} értékekkel (7.5b. ábra). Az

SG-4/A hatékonysági indexei (7.5c. ábra) azt mutatják, hogy még kisebb hidraulikus vezetőképesség értékek is elegendőek lehetnek ahhoz, hogy kisebb vízmennyiség beszivárgása mellett is vízszintnövekedést érjenek el a kiáramlási területen.

Nagyobb anizotrópiai együttható (ε) esetén kisebb vízszintemelkedés következett be (7.5d. ábra). Az anizotrópia még erősebb hatással volt a beszivárgó víz mennyiségére: az $\varepsilon = 100$ és $\varepsilon = 1$ scenáriók között kb. háromszoros különbség volt megfigyelhető (7.5e. ábra). E különbségek miatt a legtöbb esetben a nagyobb ε magasabb EI -t eredményezett (7.5f. ábra). Ha a víz beszivárgásának célja a vízszint növelése a kiáramlási területen, akkor az alacsonyabb vertikális hidraulikus vezetőképesség (azaz a nagyobb ε) előnyös lehet, mivel a beszivárgó víz inkább oldalirányban mozog.

A θ_s növelése 5 év után kisebb vízszintemelkedést eredményezett (7.5g. ábra), miközben nagyobb mennyiségű beszivárgást indukált (7.5h. ábra). Ezek a folyamatok a nagyobb porozitással, így a modellezett medence nagyobb tározóképességével magyarázhatók. Következésképpen a hatékonyság a GDE rehabilitáció szempontjából a legalacsonyabb θ_s érték esetén volt a legmagasabb (7.5i. ábra).

A különböző heterogén scenáriók közül (SG-5), a legnagyobb vízszintemelkedést a kiáramlási terület alatt elhelyezkedő lencse tudta elérni, különösen abban az esetben, ha alacsony hidraulikus vezetőképességgel rendelkezett, míg a beáramlási terület alatti réteg vagy lencse kisebb vízszintemelkedést idézett elő (7.6a. ábra). A medencéből beszivárgó kumulatív vízmennyiség minden scenárió esetében hasonló volt, a "Lencse KI" és a "Lencse ÁT" mutatta a legmagasabb értékeket (7.6b. ábra). A hatékonysági indexek azt mutatják, hogy a kiáramlási terület alatti lencse előnyös lehet a vízpótlás szempontjából, míg, ha a beáramlási terület alatt helyezkedik el, akkor alacsonyabb hatékonyságot eredményezhet (7.6c. ábra). A többi geometria (pl. a réteg) hatékonysága a köztes réteg vagy lencse hidraulikus vezetőképességétől függ.

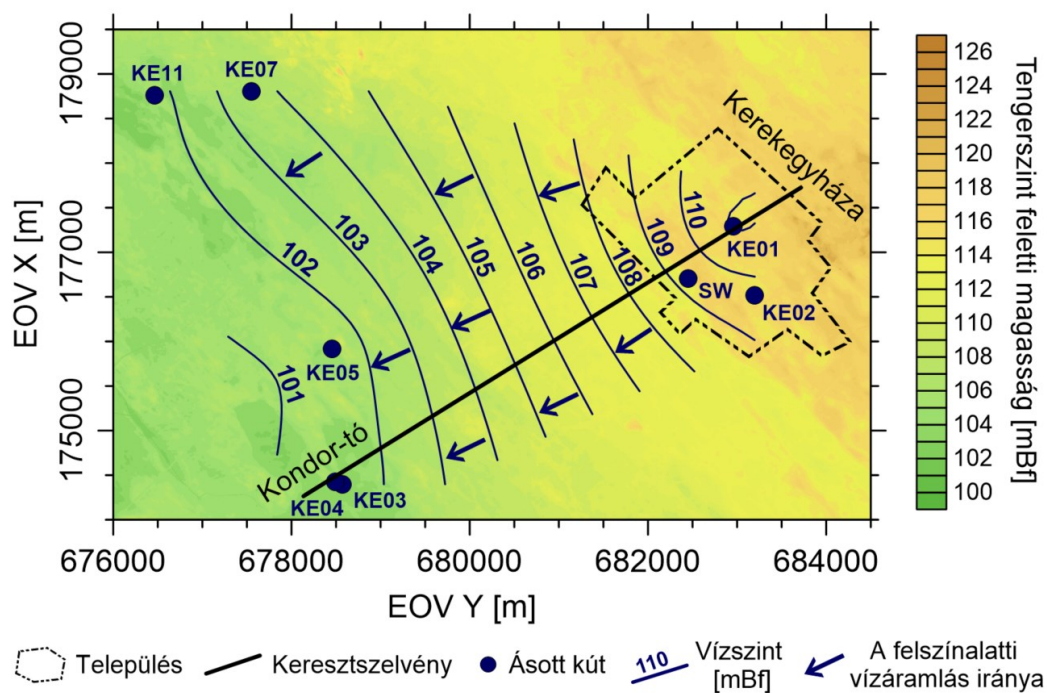
Az előző paraméterekhez képest a beszivárogtató medence (SG-6) jellemzői elhanyagolható hatással voltak a kapott eredményekre. A legszélesebb beszivárogtató medence ($w = 150$ m) és a legnagyobb vízoszloppal rendelkező medence ($d = 2$ m) okozta a legnagyobb vízszintemelkedést a modell bal oldalán (7.7a,d ábra); a $\Delta\Psi$ értékek közötti különbségek azonban minimálisak voltak. A medenceparaméterek az 5 év alatt beszivárgott kumulatív vízmennyiségre is csak kismértékben hatottak (7.7b,e ábra); a w és d növelése kissé magasabb értékeket eredményezett. A hatékonysági indexek azt mutatták, hogy nagyobb kezdeti hidraulikus emelkedési magasságkülönbségek ($dh = 2$ m felett) esetén a kisebb beszivárogtató medencék és a medencében lévő alacsonyabb vízoszlopok kissé hatékonyabbak lehetnek (7.7c,f. ábra). Az ezen scenáriók közötti kis különbségek azt bizonyítják, hogy a MAR-projektek megfelelő

kivitelezésének, működtetésének és optimalizálásának érdekében következetes tervezésre van szükség.

7.2. Esettanulmány

7.2.1. A kutatási terület és a modell felépítése

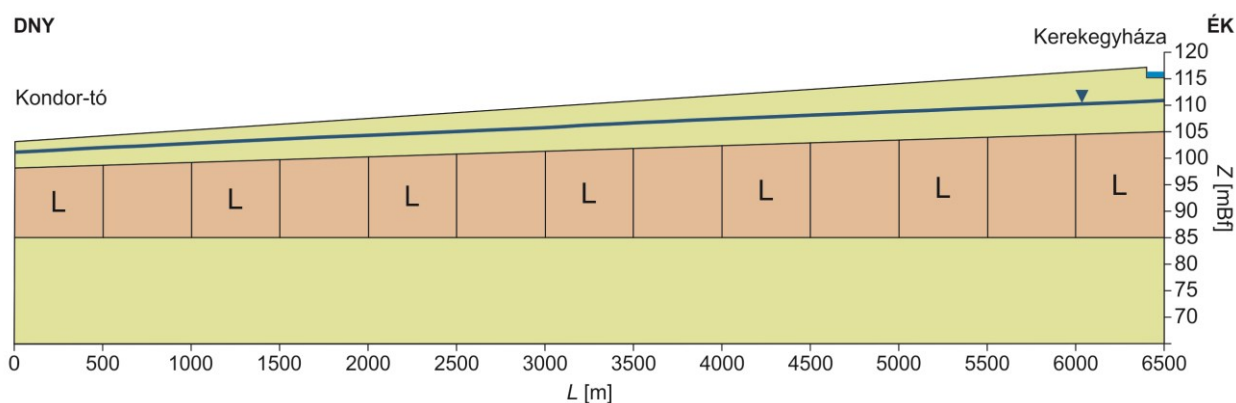
Az esettanulmány célja az volt, hogy szemléltesse i) a felszínalatti vízszint lejtésének jelentőségét, és ii) egy az elméleti modellszenáriókhöz hasonlóan elhelyezett MAR rendszer (beszivárogató medence) FAVÖKO rehabilitáció szempontjából történő alkalmazhatóságát. Erre a célra Kerekegyháza és a Kondor-tavat választottam (7.8. ábra). Közöttük egy egyszerű lokális medence volt lehatárolható: a település egy magaslati területen fekszik, a tó a településtől kb. 5 km-re található a felszínalatti vízáramlás irányában és a tó a kiszáradása előtt feltehetően egy lokális kiáramlási területen helyezkedett el (Ujházy és Biró, 2013; Molnár és Murvai, 1976).



7.8. ábra: Kerekegyháza és a Kondor-tó elhelyezkedése a modellezett keresztmetszvény mentén. A topográfiai adatok a Lechner Tudásközponttól származnak, 5 m-es felbontással. A vízszint térkép a térképen feltüntetett ásott kutakban végzett mérések alapján készült (a mérés időpontja: 2020. szeptember 16.).

Az elméleti szimulációk eredményei alapján egy tesztmodell került kialakításra a sekély felszínalatti vízáramlás hatásának vizsgálatára (8. táblázat). A modellezett keresztmetszvény a terület főbb domborzati és hidrosztratigráfiai jellemzőit mutatja be, és csak a koncepció alkalmazhatóságának demonstrálására szolgál.

A modell hossza (L) 6500 m volt, a mélység (D) a bal oldalon 38 m, a jobb oldalon 52 m (7.9. ábra). A topográfia lineárisan emelkedett 103 m-ről 117 m-re (a Lechner Tudásközpontból származó, 5 m-es felbontású digitális domborzatmodell alapján egyszerűsítve). A modell felső része ($Z > 85$ m) átlagosan 2,5 m-es rácshálómérettel rendelkezett, míg a modell alsó része ($Z = 65\text{--}85$ m) kevésbé részletes, átlagosan 10 m-es felbontású volt. Az elemek száma összesen 32.704 volt.



7.9. ábra: A modell geometria, amely jelzi a középső réteg és az „L” betűvel jelölt lencsék helyét. A vertikális túlmagasítás mértéke: 1:30.

A kutatási területen alluviális és eolikus üledékek jellemzőek: homok, kőzetliszt, lösz, agyag és ezek változatai (Kuti és Kőrössy, 1989). A geológia meglehetősen heterogén, kőzetlisztes és homokos lencsék váltakozásával (Oláh, 2022; Ridavits, 2020; Yousif, 2022) ezért egyszerűsíteni kellett. Az elméleti modelleket és a korábbi kutatási eredményeket (Oláh, 2022; Ridavits, 2020; Yousif, 2022; és az 6.3.1.4. fejezet) figyelembe véve három különböző scenáriót vizsgáltam:

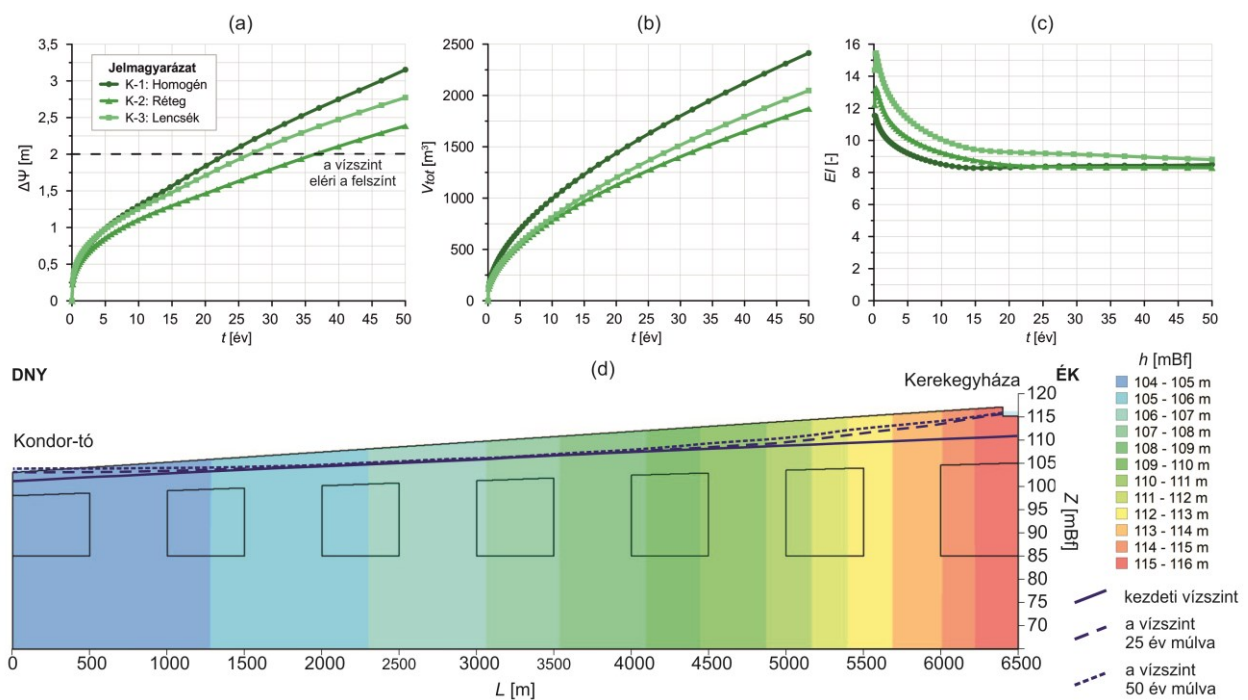
- **„K-1”:** Homogén modell, a horizontális hidraulikus vezetőképesség (K_{xx}) értéke 5×10^{-6} m/s.
- **„K-2”:** 3 rétegű modell, ahol a felső és alsó rétegeket $K_{xx} = 5 \times 10^{-6}$ m/s, a középső réteget pedig $K'_{xx} = 5 \times 10^{-7}$ m/s jellemezte. A felső réteg vastagsága a bal oldalon 5 m, a jobb oldalon 10 m volt; a középső réteg alja 85 m tengerszint feletti magasságban helyezkedett el.
- **„K-3”:** Lencséket tartalmazó modell, ahol a modelltartományt $K_{xx} = 5 \times 10^{-6}$ m/s, a lencséket $K'_{xx} = 5 \times 10^{-7}$ m/s jellemezte.

Az elméleti modellekhez hasonlóan a modelltartomány izotróp volt, a telített térfogati víztartalom (θ_s) értéke 0,35, a reziduális térfogati víztartalomé (θ_r) 0,035 volt; és a térfogati víztartalom függvény becslése SEEP/W szoftverbe beépített kőzetlisztes-homok mintagörbe alapján történt.

A peremfeltételeket az elméleti modellekhez hasonlóan határoztam meg: egy-egy stacionárius modell szolgáltatta a kezdeti hidraulikus emelkedési magassági értékeket az időfüggő modellekhez. A stacionárius modellek esetén $h_l = 101$ m (2 m-rel a felszín alatt) és $h_r = 111$ m volt, tehát a hidraulikai gradiens kb. 0,0015, hasonlóan azokhoz az elméleti szcenáriókhoz, ahol a modell hossza 2000 m és Δh 3 m volt (SG-1, SG-3-6). Az időfüggő modellek időtartománya 50 év (18.250 nap) volt és 200 exponenciálisan növekvő lépcsőből álltak. Ezeknél a modelleknél h_l és h_r értéke nem volt előre meghatározva, a kezdeti feltételeket a stacionárius modellek adták. A beszivárogtató medence megegyezett az SG-1-5-ben találhatóakkal, és a definiálása is hasonlóképpen történt.

7.2.2. Eredmények

Az időfüggő szimulációk eredményei azt mutatják, hogy a vízszint helyzete a modell bal oldalán (Kondor-tó) folyamatosan növekszik az idővel, és 25 év után kb. 2,09, 1,63 és 1,93 m-t, 50 év után pedig 3,15, 2,39 és 2,77 m-t ér el a K-1, K-2 és K-3 szcenáriók esetében (7.10a. ábra). A vízszint kb. 23, 37 és 27 év múlva érte el a földfelszínét.



7.10. ábra: (a) Vízszintemelkedés ($\Delta\Psi$), (b) a beszivárogtató medencéből beszivárgó kumulatív vízmennyiség (V_{tot}); és (c) a hatékonysági index (EI) az idő függvényében. (d) A kezdeti vízszint és a vízszintnövekedés az esettanulmány keresztmetszvényére 25 és 50 év után (K-3). A hidraulikus emelkedési magasság (h) kontúrok a modell utolsó lépését (50 év után) mutatják. A vertikális túlmagasítás mértéke 1:30.

A medencéből 50 év alatt beszivárgó kumulatív vízmennyiség a K-1, K-2 és K-3 szcenáriók esetében kb. 2413, 1871 és 2048 m^3 (7.10b. ábra).

A hatékonysági index (EI) minden egyes időlépcsőre kiszámításra került az időbeli viselkedésének vizsgálatára. Kezdetben az EI gyorsan csökken, majd kb. 15-20 év elteltével közel stabillá vált, különösen a homogén és a réteges modellek esetében (7.10c. ábra). Összességében a K-3 mutatta a legnagyobb hatékonyságot.

A lencsés forgatókönyvet megjelenítő keresztshelvényen (K-3, 7.10d. ábra) a legnagyobb vízszintemelkedés Kerekegyháza település (beáramlási terület) környékén figyelhető meg. A vízszint 25 év elteltével a kiáramlási területnél már csaknem elérte a felszínt, 50 év elteltével pedig újra megjelent a víz a felszínen. A vízszint a modell közepén csak kismértékben emelkedett a modellezési idő alatt.

7.2.3. Értelmezés

Az esettanulmány az elméleti modellekhez hasonló eredményeket mutatott. Még a beáramlási és kiáramlási terület közötti nagyobb távolság (ebben az esetben $L = 6500$ m) esetén is belátható időn belül megemelkedik a felszínalatti vízszint (7.10d. ábra). A modellezett szcenáriók megerősítették azt is, hogy a geológiai tulajdonságok és a heterogenitás számottevő hatással vannak a kapott eredményekre, és nagymértékben befolyásolhatják azt az időt, ami ahhoz szükséges, hogy a vízszint ismét elérje a felszínt (7.10a. ábra). Míg a homogén modell érte el a legnagyobb vízszintemelkedést 50 év alatt (7.10a. ábra), az ökoszisztéma helyreállítása szempontjából a lencsés modell volt a leghatékonyabb (7.10c. ábra), mivel kisebb vízmennyiség is elegendő volt ennek az eléréséhez (7.10b. ábra).

8. Az eredmények együttes értelmezése és diszkussziója

Az alábbi fejezetben a különböző vizsgálatok alapján kapott eredményeket együttesen értelmezem (az eredmények bemutatásának sorrendjét követve) és összevetem a hazai és nemzetközi szakirodalommal.

8.1. A terület hidrogeológiai viszonyai

8.1.1. Vízáramlási viszonyok

A kutatási területre elérhető archív kútdatok felhasználásával készített hidraulikai feldolgozások alapján, Kerekegyháza és térsége alapvetően beáramlási terület, amely jó egyezést mutat a Duna-Tisza közén végzett korábbi regionális léptékű kutatások eredményeivel (Erdélyi, 1967; Garamhegyi és mtsai., 2020; Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009). Ugyanakkor jelentős különbség mutatkozott a terület ÉK-i és DNy-i részei között: ÉK-ről DNy-ra haladva egyre nagyobb vertikális nyomásgradiensek jelentkeztek. A négy $p(z)$ profil eredményeit összevetve ÉK-ről DNy-ra haladva először lefelé történő áramlás jellemző (beáramlási terület), majd a Kerekegyházától DNy-ra lévő területek, így a Kondor-tó térsége is már átáramlási jelleget mutatnak. Ez jó egyezést mutat Garamhegyi és mtsai. (2020) eredményeivel, amelyek alapján a DTkH területén kb. 105 mBf-es tengerszintfeletti magasságon húzható meg a beáramlási terület határa. A felszínalatti vízáramlás iránya alapvetően ÉK-K-ről DNy-Ny-i irányba mutat, követve a domborzat változását.

A Kondor-tó hidraulikai helyzetének megállapításához ennél jóval lokálisabb vizsgálatokra lenne szükség, de a domborzat és az áramlási viszonyok, valamint korábbi kutatások (Molnár és Murvai, 1976) alapján feltételezhető, hogy kapcsolatban áll a felszínalatti vízzel és lokális kiáramlási területként szolgálhat. Ezt mutatja az egykori Kondor-tó területén megjelenő időszakos vízborítás megléte is (2021.06.15.; Oláh, 2022), amelynek megjelenése egybe esik az évszakos vízszintmaximummal (2021. május–június; 6.4b. ábra). Továbbá erre enged következtetni a 1387. sz. sekély megfigyelőkút idősora is (3.5. ábra), amely alapján a Kondor-tó közelében 60–70 évvel ezelőtt 3 méterrel magasabban helyezkedett el a felszínalatti víz szintje. A sekély vízszint megfigyelőkutak idősorainak összevetése szintén ezt támasztja alá (6.3.1.2. fejezet). A Kondor-tó közelében található 1387. sz. kút idősorára illesztett trendvonal jellemezhető a legkisebb meredekséggel (6.4b. ábra) és ez a kút mutatta a legkisebb vízszintcsökkenést a vizsgált időszakban (3. táblázat), tehát a legstabilabb vízszinttel rendelkezik a vizsgált kutak közül.

A vízkémiai összetétel tekintetében, a minták elsősorban kalcium és hidrogénkarbonát dominanciát mutattak; a vízkémiai fáciesek közül a $\text{Ca}+\text{Mg} - \text{HCO}_3$ és a $\text{Ca}+\text{Mg}, \text{Na}+\text{K} - \text{HCO}_3$ volt jellemző. Az összes oldott-anyagtartalom és a klorid-tartalom is relatíve alacsony volt (max. TDS: 909 mg/l, max. Cl^- : 43,6 mg/l). Ez szintén jó egyezést mutat a korábbi kutatási eredményekkel (Kuti és Kőrössy, 1989; Simon és mtsai., 2011) és a sekély felszínalatti vizekre jellemző.

A sekély mélységű ásott kutak, valamint a kísérletben részt vevő kutak évszakos vizsgálata árnyalta ezt a képet, különösen a vízkémiai paraméterek tekintetében. A KE04-es és P1–P2-es kutak domináns kationja a magnézium volt. A DTkH-n jellemzően nagy a futóhomok és a lösz mész- és magnéziumtartalma, illetve a sekély felszínalatti vizekben is dominál a magnézium (Kuti és Kőrössy, 1989; Rónai, 1985), így feltehetően ezek a kutak a területen természetesen előforduló vízösszetételt mutatják. Az esővízgyűjtésre használt kutak elsősorban Ca^{2+} dominanciát mutattak, de vízösszetételük változékony volt.

8.1.2. Évszakos változások

Összevetve az 5.2. és 6.3. fejezetben taglalt eredményeket, a kísérletben részt vevő kutak stabilabb vízszinttel rendelkeztek, mint a többi ásott kút, de az ADUVIZIG megfigyelőkutakkal összehasonlítva a bennük tapasztalt évszakos változások mértéke átlagos volt.

Vízkémia tekintetében különösen érdekes a KE01, a KE02 és az SW kutak viszonya és különbségei, amelyek rávilágítanak a csapadékvízgyűjtésben lévő különbségekre. KE01 hasonló tengerszintfeletti magasságon található és talpának tengerszintfeletti magassága mindössze egy méterrel mélyebben helyezkedik el, mint KE02-nek, mégis jellemzően 2–3,5 m-es vízoszlopok figyelhetők meg benne, míg az utóbbiban 0,1–1 m közötti vízoszlopok jelentkeztek (IV/A. és IV/D. mellékletek). Ez arra enged következtetni, hogy a KE01-es kút talpa eltömődött, a beszivárgás folyamata lelassult. A KE01 esetén egy régebbi (kb. 30 éves) rendszerről beszélhetünk, míg KE02-be csak 10 éve vezetik be a vizet. További fontos tényező, hogy KE02 esetén a tető, az ereszcatorna felújított és rendszeresen karbantartott. Ezek az eltérések magyarázatot adhatnak a vízkémiai paraméterek tekintetében tapasztalt különbségekre is.

KE02 esetén nem jelentkeznek jelentős szezonális változások, a koncentrációk alacsonyak (5.13. ábra). Feltételezhető, hogy KE02 nem kap (jelentős) utánpótlást a felszínalatti vízből, mindössze rátáplál arra. Szintén erre engednek következtetni KE02 vízszintváltozásai, amelyek nem követik az évszakos trendeket (5.10. ábra). KE01 és SW viszont eltérő évszakos változásokat mutatott. A fajlagos elektromos vezetőképesség és a TDS változásával, amely hasonlóságot mutat számos más paraméter változásával, jól szemléltethetők ezek a különbségek.

SW fajlagos elektromos vezetőképesség idősorában (6.8. ábra), a csapadékesemények hatására hirtelen csökkenés következik be, majd szárazabb időszakokban újra növekedés tapasztalható. Ezek alapján a kútnak folyamatos kapcsolata van a felszínalatti vízzel, a kútban a csapadékvíz és a felszínalatti víz aránya dinamikusan változik. Erre engednek következtetni a főelemek és nyomelemek évszakos változásai is (6.3.3.2–3. fejezet). SW esetén a fajlagos elektromos vezetőképesség és TDS maximumok is szeptemberben, a legalacsonyabb vízszintek idején jelentkeznek.

Ezzel szemben KE01 esetén ezek a paraméterek a március-áprilisi mintázások során érték el a maximumukat, a téli nagyobb mennyiségű csapadékot követően, magasabb vízszint idején. Ennek oka lehet, hogy itt a csapadékvíz szűrés nélkül jut a kútba egy régi tetőfelületről, ahova a legtöbb szennyező az őszi lombhullást követően kerül, de közre játszhatnak a lassabb beszivárgás miatt a kútban lejátszódó kémiai folyamatok is. Ez előidézheti a KE01-es kút vízkémiai- és stabilizatópos-összetételben történő elkülönülését az SW és KE02-es kutaktól (5.12. és 5.14. ábra). A különbség okának pontos meghatározásához további vizsgálatokra lenne szükség (pl. a KE01-es és KE02-es kút folyamatos monitoringja, hasonlóan az SW kúthoz). SW és KE02 kutak vízkémiai összetételben és stabilizatóp-összetétel tekintetében is nagyfokú hasonlóságot mutattak (5.12–13. ábra). Ugyanakkor mindhárom kút nagy szórást mutatott a csapadékvízvonal mentén, amely összevetve a területtől kb. 5 km-re mért korábbi adatokkal (Kecskemét, K-pusztá), egyértelműen jelzi a kútba történő csapadékvízbevezetést (Bottyán és mtsai, 2017; Czuppon és mtsai., 2021).

8.2. Célzott felszínalatti vízutánpótlás tetővízzel

8.2.1. A tetővízgyűjtésben rejlő vízmennyiségi potenciál

A vízszintidősorok összehasonlítása alapján, valamennyi kút, így SW, P1, P2 és a Kerekegyháza környéki megfigyelő kutak is vízszintcsökkenést mutattak (6.4. ábra), követve a területre jellemző hosszútávú trendet (pl. Garamhegyi és mtsai., 2020). Bár az ásott kút és a megfigyelőkutak vízszintje nem emelkedett tartósan a vizsgált időszak alatt, a csapadékvíz bejuttatás pozitív hatását több tényező is alátámasztotta. Az SW–P1–P2 vízszintjének összehasonlítása a területen található többi megfigyelőkúttal azt mutatta, hogy a kísérlet részét képező kutakban korábban jelentkezik a vízszintmaximum; valamint az őszi-téli vízszintemelkedés, egyetlen másik kutat leszámítva, csak a kísérleti kutakra volt jellemző (6.4. ábra). Szintén a tetővízgyűjtés pozitív hatását mutatja, hogy míg a település legtöbb kútja

kiszáradt, a KE01-es és KE02-es kutakban (amelyekbe bevezetik a csapadékot) folyamatosan volt víz a vizsgált időszakban.

A csapadékmennyiségek és a vízszlop-emelkedési arányok elemzésének eredményei alapján (6.3.1.3. fejezet) az évszakos változások erősen befolyásolják a beszivárgási folyamatot. A kútba érkező csapadékvíz jóval gyorsabban beszivárog a víztartó rétegbe a száraz, aszályos időszakok után és amikor a felszínalatti vízszint mélyebben helyezkedik el. Ha a nyári csapadékot kellő mennyiségben össze tudjuk gyűjteni a beszivárogtató kútban, csökken a párolgási veszteség, és ez a víz hatékonyan tudja pótolni a legfelső víztartó réteg vizét. Tekintettel arra, hogy a Duna-Tisza közén a csapadék természetes beszivárgása mindössze kb. 48 ± 6 mm/év (Palcsu és mtsai., 2017), a csapadékvíz összegyűjtése és így a vízvisszatartás a telített zónában rendkívül fontos a területen.

Bár a beszivárogtatott víz mennyisége a megfigyelési időszakban mindössze $79,6 \text{ m}^3$ (kb. $36 \text{ m}^3/\text{év}$) volt, több tető bevonásával és ezáltal a gyűjthető csapadékvíz mennyiségének növelésével, az RRWH-SW felszínalatti vízszintre gyakorolt hatása jelentősebb lenne. Yousif (2022) GIS-alapú település-léptékű számításai alapján Kerekegyháza teljes tetővel fedett területe kb. $0,55 \text{ km}^2$ (az összterület 15%-a). Így átlagosan 515 mm éves csapadékkal számolva a Kerekegyháza tetőről összegyűjthető vízmennyiség $283.250 \text{ m}^3/\text{év}$, ami figyelemre méltó lehetőségeket hordoz magában. Egyszerű vízmérleg-számítások alapján, a tetőről összegyűjthető összes víz felszín alá juttatása egy év alatt kb. $0,27 \text{ m}$ -rel növelné a vízszintet, ami összemérhető a felszínalatti vízszint éves csökkenésével (Yousif, 2022). Az összegyűjthető vízmennyiség tovább növelhető a felszíni lefolyás utakról és egyéb burkolt felületekről történő összegyűjtésével (Shekh, 2021). A település szennyvizének tisztítása és felhasználása további lehetőségeket kínál, azonban ezen vizek célzott felszínalatti vízutánpótlásra való biztonságos felhasználásához további terepi kísérletekre és vízkémiai vizsgálatokra lenne szükség a jövőben.

8.2.2. A tetővízgyűjtésben rejlő vízminőségi potenciál

Az ásott kútban megfigyelt koncentrációváltozások, vagyis a Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- és a TDS csökkenése a felszínalatti víz minőségének jelentős javulását jelzi a csapadékvíz kútba való bejuttatása miatt (6.9–6.11. ábra). Hasan és mtsai. (2018) hasonló eredményeket értek el 5 hónapos beszivárogtatás után, míg Dillon és Barry (2005) csak átmeneti vízminőségjavulást tudott elérni 2 év alatt a felszínalatti víz természetesen magas összes oldottanyag-tartalma miatt. Az SW esetében ezek a változások fenntarthatók voltak, a kísérlet 26 hónapja alatt jelentős növekedés nem volt megfigyelhető. A kontrollkutakban (KE01 és KE02) végzett mérések is alátámasztották, hogy ezzel a módszerrel a vízminőség hosszú távú javulása érhető el. Így a

csapadékvíz közvetlenül a telített zónába szivárogtatva felhígulhat a sekély felszínalatti víz, ami jobb minőséget eredményez (Hasan és mtsai., 2018). A felszín alatt tárolt csapadékvíz szükség esetén akár ki is termelhető és használható öntözésre, hiszen a víz kémiai paraméterei ehhez megfelelőek (29/2006. rendelet).

Az SW-től 8,3 és 12,3 m-re található monitoring kutakban (P1, P2) 26 hónap elteltével még nem tapasztalható a felszínalatti víz minőségének javulása. Éppen ellenkezőleg, e paraméterek koncentrációjának növekedése látható. Feltételezhető, hogy SW környéke a kísérlet előtt szennyezett volt (6.9–6.11. ábra; mintavételi idő: 2020.01.14.) és a beszivárgott csapadékvíz ezt a vizet a lokális felszínalatti vízáramlás, tehát a megfigyelőkutak irányába mozdította előre. A jövőben várhatóan ezek a koncentrációk csökkenni fognak, hasonlóan az ásott kút esetén tapasztalt változásokhoz. Erre a folyamatra utalhat az U, B, PO_4^{3-} , H_2SiO_3 koncentráció csökkenése P1-ben, P2-ben vagy mindkét kútban (6.13. ábra). A számított elérési idők alapján (6.3.1.5. fejezet) a koncentrációk jelentősebb csökkenésére a kísérlet kezdetéhez képest min. 3–4 év elteltével számíthatunk. Ugyanakkor fontos kiemelni, hogy a megfigyelőkutak létesítésekor a kutakon nem végeztek tisztító szivattyúzást (Ridavits, 2020) és a kutak kis átmérője miatt ezt mi sem tudtuk végrehajtani. Valamint az első vízmintákat 2020 szeptemberében, 7 hónappal a kísérlet kezdete után vettük a megfigyelőkutakból, így a természetes állapotokra vonatkozóan nem állnak rendelkezésre információk. Tehát ezek a tényezők megnehezítik az eredmények értelmezését.

8.2.3. A bevezetett tetővíz nyomon követése

A bevezetett tetővíz felszín alatti nyomon követésének számos módja lehet. Az SW és P1–P2 vízmintái jól elkülönülnek a fő ionok, az összes oldottanyag-tartalom (6.9–6.11. ábra), valamint a Zn, Ba, U, B, Sr és H_2SiO_3 koncentrációk tekintetében (6.13. ábra), így ezek a paraméterek természetes nyomjelzőként használhatók a beszivárgott víz mozgásának nyomon követésére a telített zónában.

Szintén eltérő az SW-re és P1–P2-re jellemző stabilizotóp-összetétel. A csapadékvíz beszivárgtatás hatására SW-ben jóval szélesebb tartományban mozognak a $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek, a csapadékvízvonal mentén. A kísérlet során mért értékek összevethetők a Kecskemét K-pusztán lévő mérőállomásra vonatkozó csapadék stabilizotóp-összetétel adatokkal (Bottyán és mtsai., 2017; Czuppon és mtsai., 2021). Az SW kútra vonatkozóan a $\delta^2\text{H}$ és a $\delta^{18}\text{O}$ értékek is az adott évszakra jellemző mérési tartományba estek (Bottyán és mtsai., 2017) és a 2013–2017 között mért adatsorba is beleillenek (Czuppon és mtsai., 2021). Fontos megjegyezni, hogy a kísérlet során mért értékeket jelentősen befolyásolja a mintázást megelőző csapadékesemények izotópos

összetétele, amelyek széles tartományban változhattak a csapadék forrásától függően (Bottyán és mtsai., 2017). Ezzel szemben a felszínalatti víz stabilizotópos összetétele (P1, P2) jóval stabilabb volt. A kutak adatsorainak változékonyságában tapasztalható különbség a jövőben a bejuttatott víz mozgásának nyomon követésében is hasznos lehet.

A tríciumkoncentráció tekintetében szintén megjelenik a csapadékvíz bevezetésének hatása. A P1 és P2 mélységében a vizsgált területen 3,5–4,0 TU trícium értékek várhatók (Palcsu és mtsai., 2017). Az SW-ben tapasztalt megemelkedett tríciumkoncentráció a csapadék hozzájárulásával magyarázható, amely 5 és 15 TU közötti éves ingadozást mutat (Palcsu és mtsai., 2018). Az SW-ben 2021 szeptemberében mért 10 TU érték a nagyobb tríciumkoncentrációjú nyári csapadék hatását mutatja (Palcsu és mtsai., 2018).

A beszivárogtató kút és a megfigyelőkutak a hőmérséklet időbeli változásában is különbséget mutattak. A levegő hőmérséklete augusztusban érte el maximumát, míg az ásott kúté októberben, a megfigyelőkutak vízhőmérséklete pedig decemberben; tehát két hónapos hőmérsékleteltolás volt megfigyelhető közöttük (6.7. ábra). Ez a jelenség a vízbevezetéstől függetlenül is előfordulhat (Szalai és Nagy, 2009); ezt támasztja alá a megfigyelőkutak hőmérsékletváltozásainak részletes vizsgálata is (Tóthi, 2022). Ugyanakkor a hidegebb téli és melegebb nyári csapadék hatása közvetetten kihathat a megfigyelőkutak vízhőmérsékletére, módosítva a természetes hőingadozást, amely alkalmassá teszi a bevezetett víz nyomon követésére. Azonban e folyamat részletes vizsgálata túlmutat a doktori disszertáció céljain.

Vízkémiai paramétereket (elsősorban a kloridot), valamint a hőmérsékletet és stabilizotópopokat alkalmazzák nagyobb léptékű MAR-ok (pl. beszivárogtató tavak és medencék esetén) a bejuttatott víz nyomon követésére (pl. Caligaris és mtsai., 2022; Moeck és mtsai., 2017). A doktori kutatás eredményei alapján ezek a természetes nyomjelzők perspektivikusak lehetnek az RRWH-SW módszer esetén is.

8.2.4. A tetővízgyűjtés környezeti hatásai

A tetőről származó esővíz ásott kútba történő bevezetése nem támogatott lakossági tevékenység, mert elszennyezheti a felszínalatti vizeket (BM, 2017). A csapadék (PR) és a tetővíz (RT) mintavétele azt mutatta (V/F. melléklet), hogy a bizonyos nyomelemekben (Zn, Sr, Cu, Mn, Ba és Al; 6.3.3.3. fejezet) való dúsulás ellenére a SW-n keresztül beszivárgó csapadékvíz képes hígítani a sekély felszínalatti vizet, és az esetleges szennyezés csak néhány paraméterre korlátozódik.

A cink nemcsak a tetővízben fordul elő nagyobb koncentrációban, hanem az ásott kútban is. Ez gyakori probléma az esővízgyűjtő rendszerekkel kapcsolatban, mivel a bádógtetők vagy

esetünkben az ereszcatornák hatással vannak a víz összetételére (Meera és Ahammed, 2006). Hasonlót tapasztaltak Kingswoodban, Ausztráliában (Dillon és Barry, 2005), ahol 80–248 µg/l cinkkoncentrációkat mértek az esővíztároló tartályban, ahonnan aztán a kútba jutott a víz. A kb. 30, illetve 10 éve üzemelő kontrollkutak (KE01 és KE02) szintén emelkedett cinkkoncentrációt mutattak (69,4 és 38 µg/l), azonban jóval a határérték alatt maradtak (200 µg/l; 6/2009-es rendelet). Ezek az eredmények arra utalnak, hogy a csapadékvízgyűjtő rendszerek ezeknek a kutaknak a vízminőségét is befolyásolják, de tekintettel arra, hogy ezek a rendszerek már több éve, évtizede működnek, a cink hosszú távon nem jelent kiemelkedő kockázatot a felszínalatti víz minőségére. Emellett a cinkkoncentráció csökkenése SW-ben, valamint a KE01-ben és KE02-ben mért alacsonyabb koncentrációk jelezhetik a cink agyagásványokon való lehetséges adszorpcióját vagy a kút alján lévő szerves anyagokhoz való kötődést (McPhail és mtsai., 2003). A szekvenciális kioldás eredményei alapján a cink elsősorban a kicserélhető és karbonátokhoz kötött frakcióban volt jelen, ami alátámaszthatja ezt a feltételezést. Mindezeket az eredményeket összevetve, a cink egy lehetséges kockázati tényező, ezért ajánlott a koncentrációjának időszakos vizsgálata (Meera és Mansoor Ahammed, 2018), de nem gátolja meg az RRWH-SW rendszerek biztonságos használatát. Továbbá fontos megjegyezni, hogy a cink esszenciális nyomelem, így az emberi egészségre sincs veszéllyel ilyen koncentráció-tartományokban (WHO, 2003), valamint az ivóvizek minőségi követelményeivel kapcsolatos kormányrendelet sem állapít meg határértéket a cinkre vonatkozóan (5/2023. rendelet).

Számos paraméter mutatott időszakos koncentrációnövekedést az SW-ben, ami okozhat szennyezést a felszínalatti vízben, mint pl. Cu, As, PO_4^{3-} , Ba, de ezek koncentrációja jóval a határértékek alatt maradt, így nem jelentenek veszélyt.

Az ammónium csak a csapadékmintában haladta meg a határértéket, az SW-ből vett mintákban nem, így nem jelent számottevő kockázatot. A KE01 és KE02 enyhén emelkedett PO_4^{3-} értékeket mutatott, azonban a forrása nem egyértelmű. Részben származhat a tetővízből (Novak és mtsai., 2014), de lehet a régebbi emésztőaknákból származó szennyeződés hatása is (Bishop és mtsai., 1998). A foszfor és a nitrogén a tetőkről gyűjtött esővíz gyakori összetevője a közlekedésből, ipari tevékenységekből és a műtrágyákból származó szálló por lerakódása miatt (Novak és mtsai., 2014) és ezért érdemes ezek vizsgálata.

8.2.5. A pórusok eltömődése

A másik oka annak, hogy a hatóságok nem tanácsolják az esővíz kútba történő bevezetését, az a kútfenék pórusainak eltömődése (BM, 2017). Az eltömődés („clogging”) a MAR rendszerekkel kapcsolatos általánosan előforduló folyamat (Dillon és mtsai., 2016; Martin, 2013;

Zhang és mtsai., 2021), a vizsgálata és kiküszöbölése elengedhetetlen, de ugyanakkor nem feltétlenül teszi lehetővé a beszivárgást. A kútfenék eltömődése az SW vízszint idősorainak elemzésével (6.3.1.3–4. fejezet) és a kútfenék karbantartása során is azonosítható volt. A kísérlet alatt a beszivárgás azonban sikeres volt, a talpon felgyülemlett iszap nem akadályozta jelentősen a beszivárgást a megfigyelési időszakban. Bár a „részben eltömődött” körülmények között (6.5d. ábra) az ásott kútban magasabb vízoszlopok is kialakulhattak, az összegyűjtött víz mindig viszonylag rövid időn belül (csapadékmennyiségtől függően max. 1–2 hét alatt) beszivárgott a vízáadó rétegbe. Ennek oka, hogy a magasabb vízoszlopok a függőleges hidraulikus gradiens növelésével akár fel is gyorsíthatják a beszivárgás mértékét (Freeze és Cherry, 1979), így fellépnek az eltömődés okozta hatékonyságcsökkenés ellen. Ez az előnye a nagy átmérőjű és nyitott fenekű ásott kutak használatának, a keskeny átmérőjű fúrt kutakkal szemben. Az ásott kútban megfigyelt jelentős vízoszlop-emelkedések a karbantartási igény jelzésére is használhatók. Ha a ΔH és ΔH_{pot} aránya 3 egymást követő csapadékeseménynél nagyobb, mint 50–60 %, akkor feltételezhető a kútfenék pórusainak eltömődése, és intézkedéseket kell tenni a probléma elhárítására.

8.2.6. A kísérlet korlátai és megfontolások a jövőre vonatkozóan

A kísérletben az RRWH-SW rendszer a lehető legegyszerűbb módon került kialakításra, hogy vizsgálhatóak legyenek a működése során felmerülő problémák és környezeti hatásai.

Ugyanakkor az első öblítést alkalmazó eszközök („first flush devices/diverters”), amelyek lehetővé teszik, hogy az első néhány liter víz ne jusson be a kútba, valamint ülepítő tartályok, medencék, és szűrők használatával jelentősen javítható a víz minősége, különös tekintettel a kútba jutó üledék és szervesanyag-terhelés mértékére (Barry és mtsai., 2013; Dillon és mtsai., 2016; Dillon és Barry, 2005; Soni és mtsai., 2020; Wang és mtsai., 2015). Ezen kiegészítő módszerek használata erősen ajánlott valós rendszerek megvalósítása során. Ezen túlmenően a vízátfolyásmérők alkalmazása segítene meghatározni az ereszesatornákba a beszivárogtató kútba jutó víz pontos mennyiségét, és ezáltal pontosabb becslést adna a vízgyűjtés hatékonyságáról, de gondoskodni kell a víz előszűréséről, hogy a műszer ne tömődjön el.

A kiválasztott 30 perces monitorozási gyakoriság megfelelő volt a rendszer hatékonyságának vizsgálatához. Ahhoz azonban, hogy jobban megértsük a beszivárgás folyamatát egy adott beszivárgási esemény során, különösen szárazabb időszakokban (azaz nyáron), gyakoribb mérésekre van szükség. Az ideális monitorozási gyakoriság megállapításához időbeli variogram vizsgálatok elvégzésére lenne szükség (Kovács és mtsai., 2012). A vízkémiai paraméterek szezonális monitorozása információt szolgáltatott a vízminőség változásairól mind SW-ben,

mind P1–P2-ben. SW esetében a vízminőség javulása már a kísérlet kezdetétől megfigyelhető volt; ezek a változások azonban még nem voltak láthatóak a P1–P2-ben. Ezért jelenleg is tart a kísérlet a vízkémiai változások hosszú távú megfigyelése, az esetleges szennyező hatások kizárása és ezzel az RRWH-SW rendszerek iránti bizalom és elfogadás növelésének érdekében.

A vízmérleg számítások (Yousif, 2022) arra utalnak, hogy az RRWH-SW városi szintű potenciálja igen figyelemre méltó. Azonban a városi szintű csapadékvízgyűjtés hatásának pontosabb meghatározásához a terület részletes geológiai és hidrogeológiai vizsgálatára, valamint 3D numerikus modellezési vizsgálatokra van szükség. Új MAR rendszerek lehetséges helyszíneinek kijelöléséhez az alkalmassági térképezés hasznos eszköz lehet akár regionális, akár helyi léptékben (Adham és mtsai., 2016).

8.2.7. A kísérleti eredmények jelentősége és alkalmazhatósága település léptékben

A kísérlet során kapott eredmények numerikus modellezési vizsgálatok alapjául szolgálhatnak az RRWH-SW településléptékű megvalósításához Kerekegyháza és a Duna-Tisza közén egyaránt. Ez a megoldás olcsó, helyi léptékű és környezetvédelmi szempontból ígéretes vízpótlási módszert jelenthet a súlyos vízhiánnyal küzdő térség számára. A kísérleti eredmények azonban számos olyan következtetés levonását tették lehetővé, amelyek nem csak a vizsgált régióra vonatkoznak, hanem más területeken is felhasználhatók.

Világszerte egyre nagyobb igény mutatkozik a települési csapadékvíz-gazdálkodás fejlesztésére, mind a lakosok, az önkormányzatok, a víziközművek, a vízügyi igazgatóságok stb. oldaláról, a villámárvizek és a kapcsolódó mérnökgeológiai problémák elkerülése, valamint a víz megőrzése és aszályos időszakokban való hasznosítása érdekében (Boroomandnia és mtsai., 2021; Hussain és mtsai., 2019; Melville-Shreeve, 2017; Palla és mtsai., 2017; Qin, 2020; Tamagnone és mtsai., 2020). A csapadékvíz-gazdálkodás védelmi szempontból is szükséges, de ugyanilyen fontos a víz visszatartása és ezáltal az éghajlatváltozáshoz való alkalmazkodás, a túlzott vízkitermelés ellensúlyozása és a fenntartható vízgazdálkodás eléréséhez való hozzájárulás (pl. Amos és mtsai., 2020; Pandey és mtsai., 2003; Qi és mtsai., 2019).

A társadalmi-gazdasági elfogadottság és a lakosok részvétele kulcsfontosságú e rendszerek háztartási szintű megvalósításához és optimális működtetéséhez (Pavelic és mtsai., 2022). A megfelelő irányelvek, jogszabályok és állami támogatások növelhetik az esővízgyűjtési hajlandóságot (Barthwal és mtsai., 2014; Pawar és mtsai., 2014). Különösen jó példa erre India, ahol kisebb léptékben a hagyományos háztartási esővízgyűjtő rendszerek a háztetőkre hulló esővizet ázott kutakba vezetik, hogy a vízhiányos területeken frissítsék és növeljék a vízkészleteket. Az 1960-as évekig e módszer széles körben elterjedt és több százezer ilyen kutat

valósítottak meg kormányzati beavatkozás nélkül, mindössze a helyi ismeretekre alapozva. Majd az elmúlt évtizedekben a kormányok tudományos információkkal segítették e rendszerek további elterjedését és működtetését, hogy elősegítsék a megfelelő alkalmazásukat és megkönnyítsék a vízvisszatartást (Dillon és mtsai., 2019; Pyne, 2005). Tehát e rendszerek tiltása helyett érdemes lenne útmutatást adni a megfelelő használatukhoz. Ennek a tanulmánynak és a hasonló kísérleti projekteknek (mint például Pavelic és mtsai. (2022) bazaltos területeken; vagy Dillon és Barry (2005) fűrt kutak esetén) eredményei segíthetnek jobban megérteni a csapadékesemények során lezajló folyamatokat, és elősegíthetik az ilyen projektek megvalósítását világszerte.

8.3. A felszínalatti vízszint lejtésének szerepe a vízutánpótlásban

8.3.1. Az elméleti modellek jelentősége és korlátai

Bár a felszínalatti vízszint lejtésének vagy a hidraulikai gradiensnek a jelentőségét korábban nem vizsgálták szisztematikusan a célzott felszínalatti vízutánpótlással kapcsolatban, az elméleti modellek eredményei bizonyították annak jelentőségét, és az első lépést jelentik a felszínalatti vízáramlás dinamikájának a MAR-ok teljesítményére gyakorolt hatásának megértéséhez.

A nagyobb kezdeti hidraulikus emelkedési magasság különbség bizonyult a legerősebb hajtóerőnek, és pozitívan befolyásolta az elért vízszintemelkedést. Minden esetben a legmagasabb Δh értékek okozták a legmagasabb hatékonysági mutatókat, ami egyértelműen jelzi e paraméter jelentőségét.

A Darcy-törvény alapján a felszínalatti víz áramlása a telített zónában a hidraulikus gradienstől ($\Delta h/L$) és a víztartó réteg telített hidraulikus vezetőképességétől (K) függ (Freeze és Cherry, 1979). Az eredmények alapján a hidraulikus gradiens mellett a hidraulikus vezetőképesség és ebből következően az anizotrópia (ε) és a heterogenitás van a legnagyobb hatással az elért vízszintemelkedésre a kiáramlási területen.

Ami a medencéből a modellezési időszak alatt beszivárgó kumulatív vízmennyiséget illeti, a különbségek többsége a beáramlási terület alatt található tározókapacitással magyarázható. Az e tekintetben jelentős hatással bíró paraméterek a domborzat (Δz) és a felszínalatti vízszint mélysége, tehát a telítetlen zóna vastagsága, valamint a modellterület geológiai tulajdonságai, mint a hidraulikus vezetőképesség (K), az anizotrópia (ε) és a telített térfogati víztartalom (θ_s). A heterogenitás ebben a tekintetben is szerepet játszik, különösen azokban az esetekben, amikor a beáramlási terület alatt alacsonyabb hidraulikus vezetőképességű réteg vagy lencse található. E kutatás eredményei összhangban vannak a Wu és mtsai. (2021) által elértékkal, akik a geológiai heterogenitás MAR hatékonyságra gyakorolt hatását vizsgálták.

Ezek a paraméterek azokban az esetekben is fontosak, amikor a MAR megvalósításának célja víztárolás egy víztartó rétegben (különösen a brakk-vízű víztartó rétegek vízkeveredésének megakadályozása érdekében). Ebből a szempontból pontosan ellentétes feltételekre van szükség (Dillon és mtsai., 2009b; Gale és mtsai., 2002; Ghasemi és mtsai., 2017).

A medencék megfelelő hidrogeológiai lehatárolása és az elméleti modellek segítik a MAR rendszerek optimalizálását azáltal, hogy megoldásokat kínálnak a vízszintemelkedés és az ökoszisztéma helyreállításának leghatékonyabb scenárióira, továbbá segítenek elkerülni a negatív hatásokat, például egy terület nem kívánt elárasztását. A nagyobb hidraulikus vezetőképesség, a nagyobb hidraulikus gradiens, a beáramlási és kiáramlási területek közötti kisebb távolság vagy a sekélyebben elhelyezkedő vízszint gyorsabb vízszintemelkedést eredményezhet (Bouwer, 2002; Gale és mtsai., 2002), ezért a MAR rendszerek tervezésekor ezekre különös figyelmet kell fordítani.

A modellezési tanulmányoknak számos korlátja van. Az 1 m-es vízszint fenntartása a beszivárogtató medencében elméletileg lehetséges, de a valóságban a beszivárgáshoz használt vízforrás nem mindig áll rendelkezésre, és előfordulhatnak szezonális különbségek is (pl. Clark és mtsai., 2015). A csapadékot, a párolgást és a pórusok eltömődését nem vizsgáltam; ennek ellenére ezek hatással lehetnek a szükséges vízmennyiségre és az elért vízszintnövekedésre (Cannavo és mtsai., 2018; Masetti és mtsai., 2016; Qi és mtsai., 2021; Racz és mtsai., 2012; Zou és mtsai., 2019). Így a térfogati vízmennyiség értékek egy ideális esetet mutatnak, és csak az összehasonlítást szolgálják ebben a kutatásban. A vízutánpótláshoz szükséges teljes vízmennyiség kiszámításához 3D modellekre van szükség, amelyek összetettebb folyamatokat is tartalmaznak. Az előzetes becsléshez az eredmények felskálázhatók. Ezekben a modellekben az elemvastagság egy méteres volt; így az eredmények könnyen felskálázhatók a kívánt távolságra.

A kezdeti vízszint hidraulikus gradienst idéz elő (a $\Delta h > 0$ m-es scenáriók esetében), így a modell első néhány időlépcsőjében (0–50 nap, az adott scenáriótól függően) a vízszintekben kisebb egyensúlyhiány (0–0,2 m) lép fel, amíg a medencéből történő beszivárgás hatást nem gyakorol a felszínalatti víz szintjére. Emiatt az eredmények az első két hónapban kevésbé megbízhatóak, mint a modellezési idő későbbi szakaszában. Ez nem befolyásolja jelentősen a kutatás eredményeit, mivel azok értelmezése jóval későbbi időpontban történik ($t = 5$ év).

A definiált hatékonysági index hasznos lehet a különböző scenáriók összehasonlításához, azonban bizonyos korlátok között kell értelmezni. Például az a forgatókönyv, amelyben $K_{xx} = 1 \times 10^{-7}$ m/s és $\Delta h = 6$ m, nagyon hatékony ($EI=1,73$; SG-4/A, 7.5c. ábra), mert mindössze 508 m³ víz elegendő volt ahhoz, hogy a vízszintet 5 év alatt 0,44 m-rel megemelje. Fel kell azonban tenni a kérdést, hogy vajon a 0,44 m-es vízszintemelkedés elegendő-e a MAR rendszer

megvalósításának céljainak eléréséhez. Ezért a projekt céljainak meghatározása a tervezési fázisban elengedhetetlen mind a vízszintemelkedés, mind az idő szempontjából (Dillon és mtsai., 2009). Az *EI* a rendelkezésre álló vízpótlásra használható víz és a projekt területi kiterjedésének figyelembevételével reális forgatókönyvek mellett alkalmazható.

A használt modellek alkalmasak voltak a felszínalatti vízszint lejtésének a MAR működésére gyakorolt hatásának elemzésére egy egyszerű vízgyűjtő medencében. A GeoStudio SEEP/W (GEO-SLOPE, 2015) legjobban kisebb léptékű mérnöki problémákra és lokális folyamatok hatásának értékelésére alkalmazható. Ahhoz azonban, hogy az összetett felszínalatti vízáramlási rendszerek és a különböző rezsimjellegek (beáramlási, átáramlási és kiáramlási területek) hatása bevonható legyen a MAR-ok tervezésébe, összetettebb modellekre van szükség. Ezek jelentős befolyásoló tényezők lehetnek, különösen a vízgyűjtő-léptékű vízgazdálkodási tervek készítésekor (Alam és Pavelic, 2020), így kifejezetten fontos a hatásuk vizsgálata a jövőben. Többek között a MODFLOW (Harbaugh, 2005), FEFLOW (Diersch, 2013) vagy a COMSOL (Zimmerman, 2006) modellező szoftverek jól alkalmazhatóak nagyobb léptékű modellek esetén a MAR rendszerek hatásainak és hatékonyságának vizsgálatára (Abbo és Gev, 2008; Bahar és mtsai., 2021; Ringleb és mtsai., 2016; Tzoraki és mtsai., 2018) akár a felszínalatti vízáramlási rendszerek szempontjából is.

8.3.2. Az esettanulmány jelentősége és korlátai

Az esettanulmány bebizonyította, hogy az elmélet a valósághoz közeli scenáriók esetén is működik. Tehát érdemes megfontolni ezt a módszert, mint lehetséges vízpótlási intézkedést a térségben, különösen azért, mert számos előnnyel bír a területre tervezett más megoldásokkal szemben.

A Duna-Tisza-közi Homokhátság vízpótlására vonatkozóan az egyik terv az volt, hogy a Duna völgyéből a meglévő csatornákon és tavakon keresztül vizet juttatnak a hátságra (Nagy és mtsai., 2016). A projekt várhatóan évi 14 millió m³ ökológiai vízigényt pótolna, és a tározók közelében 0,5-1,5 m-rel megemelte volna a felszínalatti vízszintet. A legjelentősebb probléma az, hogy a hátság topográfiai magasságban helyezkedik el, mint a völgyekben lévő folyók és csatornák, így a vizet fel kell szivattyúzni, ami meglehetősen költséges. Ráadásul a csatornákból a víz könnyen beszivároghat, és nem jutna el megfelelő mennyiségben a magasabb régiókba.

Egy másik szempont, amely aggodalomra ad okot, az a vízminőség. A DTkH területének tavai eltérő vízösszetételűek és különböző ökoszisztémákkal rendelkeznek, attól függően, hogy hol helyezkednek el a terület komplex felszínalatti vízáramlási rendszerében (Mádl-Szőnyi és Tóth, 2009; Simon és mtsai., 2011). Így e tavak közvetlen utánpótlása a felszíni folyóvizekből

elkerülendő, és az azokat tápláló áramlási rendszereken keresztüli pótlása hosszú távon előnyösebb, környezetbarátabb és fenntarthatóbb lenne.

Emellett a lépték és a szükséges vízigény is fontos tényező. A hátságon az egyetlen rendelkezésre álló természetes többletvíz az esővízből származik (Pálfai, 1995) Alternatívaként a jövőben a tisztított szennyvizet is fel lehetne használni a beszivárogtatásra (Pálfai, 2005), ha az erre vonatkozó jogszabályi háttér és megfelelő protokollok rendelkezésre állnak majd (Vermes, 2017).

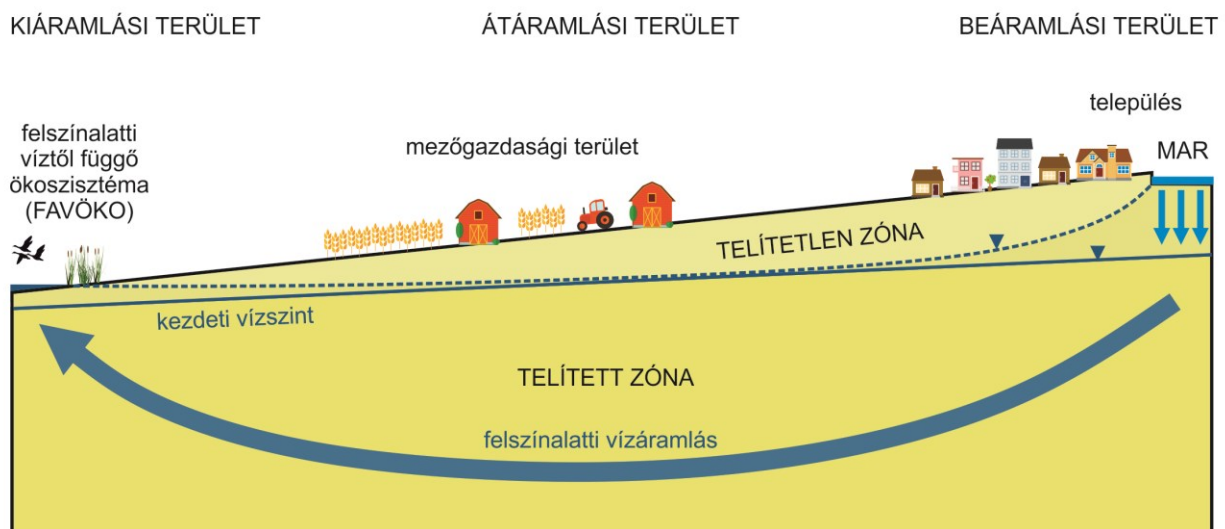
Ha egy magaslati helyzetben fekvő településen a tetőkről és utakról összegyűjtjük a csapadékvizet, és azt a felszínalatti víz célzott utánpótlására használjuk fel, akkor nemcsak a beáramlási terület alatt, hanem a kapcsolódó kiáramlási területek környékén is növelhető a vízszint (7.10d. ábra). Ezért kevesebb vízmennyiségre lehet szükség. A javasolt természet alapú megközelítés alkalmazásával hasonló vízminőséget lehetne elérni a kiáramlási terület körül, mint amilyen a vízszintcsökkenés előtt volt. Összességében a javasolt megközelítés kisléptékű, de természet alapú megoldást nyújthat a települési szintű vízgazdálkodásra és a FAVÖKO-k rehabilitációjára, de akár a hátság egészére is felskálázható. Ez a megoldás a korábbi tervekhez (pl. Nagy és mtsai., 2016; Orlóci, 2003) képest környezetvédelmi és gazdasági szempontból is megbízhatóbb lenne.

A három értékelt scenárió (K-1, K-2, K-3; 7.10a. ábra) azt mutatta, hogy a vízszint 23–37 év múlva ismét elérheti a felszínt, a felszínalatti vízszintet 2 m-rel megnövelve. A kapott eredmények azonban nagymértékben függenek a modell geológiájától. A megbízhatóbb eredmények elérése érdekében részletesebb geológiai és geofizikai kutatásokra van szükség a területen. A jövőben a 3D-s numerikus modellezési tanulmányok, amelyek további folyamatokat, pl. a párolgást, a csapadék és az oldalirányú be- és kiáramlást is figyelembe veszik, javíthatják az előrejelzéseket, amelyeket tervezési célokra is fel lehet majd használni. Ezen túl további vizsgálatokra van szükség a Kondor-tó vízpótlásához szükséges időt lerövidítő tényezők meghatározásához. Az elméleti modell eredményei alapján a beszivárogtató medence paraméterei csak kis mértékben befolyásolják az elért vízszintemelkedést, ezért más típusú módszerek hatékonyságát is elemezni kell. Tekintettel arra, hogy a kutakat alkalmazó MAR módszerek közvetlenül a telített zónába szivárogtatják a vizet (Casanova és mtsai., 2016; Dillon és mtsai., 2010; Gale, 2005), ezek a módszerek gyorsabb vízszintemelkedést eredményezhetnek a kiáramlási területen.

8.3.3. Természet alapú megoldások és FAVÖKO-k vízpótlása

A beáramlási területeken a vízviszartartás és a víztartó rétegek célzott vízpótlása olyan vízforrásokkal, mint az esővíz, a felszíni lefolyás vagy akár a tisztított szennyvíz, vízgyűjtő léptékben is előnyös lehet (Gale és mtsai., 2006). Árvízvédelmi intézkedésként, de vízgyűjtő-gazdálkodási megközelítésként is szolgálhat. Több tanulmány is megerősítette, hogy a MAR-ok többlet vízszivárgást okozhatnak a forrásokban és a kiáramlási területeken (Kacimov és mtsai., 2016; Scherberg és mtsai., 2014; Yaraghi és mtsai., 2019), valamint javíthatják a folyók alaphozamát (Kourakos és mtsai., 2019), ami jó összhangban van a doktori kutatás eredményeivel.

Az elméleti és az egyszerűsített esettanulmányi modellek eredményei alapján egy koncepcionális modell dolgoztam ki a javasolt megközelítés összefoglalására (8.1. ábra).



8.1. ábra: A FAVÖKO-k természet alapú rehabilitációjának koncepcionális modellje a felszínalatti vízszint lejtésének kihasználásával egy egyszerű medencében, MAR módszerek alkalmazásával.

Ahogy a víz a beszivárogtató medencéből a víztartó rétegbe szivárog, a medence vízszintje összekapcsolódik a felszínalatti víz szintjével, és alatta egy vízdóm alakul ki, így a beáramlási terület vízszintje megemelkedik. Ez a vízszintemelkedés hatással van a kiáramlási területre is, ahol az áramlási dinamika és a hidraulikus folytonosság (Tóth, 1995) miatt a vízszint szintén emelkedni kezd. Ez azt jelenti, hogy a vízszint közvetett módon is megemelkedhet, tehát nem maga a vízdóm kialakulása okozza a vízszintemelkedést a kiáramlási területen, hanem a beszivárgás által okozott hidraulikus emelkedési magasság különbség megemelkedése a beáramlási és a kiáramlási területek között. Ezen túlmenően a vízszint megemelkedik e területek körül is. Így az egymáshoz kapcsolódó beáramlási és kiáramlási területek tudatos keresése és

figyelembevétele segíthet e megközelítés alkalmazásában a MAR-ok tervezése és üzemeltetése során. A bemutatott egyszerű medencékkel (elméleti modellek és esettanulmány) ellentétben a valós medencéket hierarchikus áramlási rendszerek jellemzik, így azok előzetes vizsgálata szintén elengedhetetlen.

Ahelyett, hogy a természet ellen dolgoznánk (mint általános gyakorlat), ha a természetes felszínalatti folyamatokat megértjük és proaktívan hasznosítjuk, a természetalapú megoldások képezhetik a természeti erőforrásokkal való gazdálkodás jövőbeni alapját. Ebben a tekintetben a MAR-ok felhasználhatók a természetes beszivárgás fokozására, ezért természetalapú megoldásnak (nature-based solution, NBS) tekinthetők (O'Hogain és McCarton, 2018; UN WATER, 2018), amennyiben figyelembe veszik a felszínalatti vizek természetes áramlási folyamatait. A felszínalatti vizekhez és a víztartó rétegekhez kapcsolódó NBS, mint például a MAR, a beszivárgás szabályozásával és a felszínalatti vizektől függő ökoszisztémák számára nyújtott ökológiai előnyökkel enyhíthetik a szélsőséges hidroklimatikus viszonyok hatásait (UN WATER, 2018). Korábbi kutatások bizonyították, hogy a klímaváltozás hatására bekövetkező beszivárgáscsökkenés a felszínalatti vízáramlási rendszerek egyszerűsödését és a lokális kiáramlások megszűnését okozhatja (Havril és mtsai, 2018; Trásy-Havril és mtsai., 2022). Ezért különösen fontos a célzott felszínalatti vízutánpótlás tervezésénél a beáramlási és kiáramlási területek figyelembevétele, hogy ezek a hatások csökkenthetők legyenek.

Mindezek alapján ez a módszer természetalapú megoldásként szolgálhat, mivel felgyorsíthatja vagy helyreállíthatja a felszínalatti víz áramlásához köthető természetes folyamatokat, valamint környezetbarát és fenntartható módon (különösen az esővíz felhasználásával) helyreállíthatja a felszínalatti vízszintet és a felszínalatti víztől függő ökoszisztémákat (Casanova és mtsai., 2016). Ha a sekély felszínalatti vizek kezdeti minősége nem megfelelő, az esővíz és a felszíni lefolyás beszivárogtatása hosszú távon még javíthatja is azt (Gale és mtsai., 2002). Ez a megközelítés a természetes felszínalatti vízáramlási folyamatokat alkalmazó kombinált megoldást jelent: enyhítheti a különböző hidroklimatikus szélsőséges események hatását, azaz segítheti az árvizek és a szárazságok miatt előforduló időszakos vízfeleslegek és vízhiányok kiegyenlítését, és javíthatja a talaj nedvességtartalmát (Fernández Escalante és mtsai., 2019). Ez a megközelítés nem csak természetalapú, hanem „okos” megoldásként is kezelhető, hiszen a hidraulikán alapuló megoldásnak köszönhetően csökkenthető a vízpótlás vízigénye és környezeti hatásai.

9. Következtetések és kitekintés

9.1. A terület hidrogeológiai feltérképezéséből levonható következtetések

Az archív adatok feldolgozása és az évszakos kútfelmérés alapján az alábbi következtetéseket lehet levonni:

1. A kutatási terület összességében beáramlással jellemezhető, de ÉK-i és DNy-i részei hidraulikai szempontból különbözőek: A négy $p(z)$ profil eredményeit összevetve ÉK-ról DNy-ra haladva először lefelé történő áramlás jellemző (beáramlási terület), majd a Kerekegyházától DNy-ra lévő területek, így a Kondor-tó térsége is már átáramlási jellegű mutatnak. A felszínalatti vízáramlás alapvetően DNy-Ny-i irányba történik.
2. A területen -160 mBf-ig a TDS jellemzően 356 és 909 mg/l között mozog, a Cl^- $0,5$ és $43,6$ mg/l között változik. A kutak többségénél a domináns kation a kalcium, az anionok tekintetében egyértelmű hidrogénkarbonát dominancia mutatkozik. A minták többsége $Ca+Mg - HCO_3$ vagy $Ca+Mg, Na+K - HCO_3$ vízkémiai fáciesbe esik, ami a sekély felszínalatti vizekre jellemző.
3. Az évszakos felmérések során vizsgált ásott kutak és a kísérletben résztvevő kutak (SW, P1, P2) vízkémiai és stabilizotópos összetétel tekintetében is elkülönültek. Az esővízgyűjtésre használt kutak (SW, KE01 és KE02) mutatták a legalacsonyabb összes oldottanyag-tartalmat ($40-560$ mg/l); kationok tekintetében kalcium dominancia volt jellemző. Ezek a tulajdonságok a csapadékvízbevezetés hatását mutatják. A megfigyelőkutak (P1, P2) és KE04 magasabb oldottanyag-tartalommal rendelkeztek ($865-1214$ mg/l) és a domináns kationjuk a magnézium volt. Ezek a területen, sekély mélységben, a felszínközeli vizekre jellemző vízkémiai összetételt mutatják (Kuti és Kőrössy, 1989). Az esővízgyűjtő kutak stabilizotóp-összetétele széles tartományban változott a csapadékvízvonal mentén, míg KE04 és különösen P1–P2 változási tartománya kisebb volt.
4. Az esővízgyűjtésre használt kutak közti évszakos különbségek rámutattak a kutak környezetükkel való különböző kapcsolatára, valamint a csapadékvízgyűjtésben jelentkező eltérésekre. A KE01-es kút talpa feltehetően el van tömődve és lassabb a beszivárgás sebessége, a KE02-es kút elsősorban rátáplál a felszínalatti vízre, míg SW dinamikus kapcsolatban áll a vízáadó réteggel. Az utóbbi két kút esetén az esővízgyűjtő rendszer jól karbantartott.

9.2. A kísérlet alapján levonható következtetések

A tetővízgyűjtési és sekélykutas beszivárogtatási kísérlet 26 hónapig tartó megfigyelése következtetéseket adhat a kísérleti területre, és alapot adhat a módszer alkalmazásának települési szintre való kiterjesztésére és a Duna-Tisza közti Homokhátság más területein történő alkalmazására. Továbbá, általános következtetések vonhatók le porózus, fedetlen víztartó rétegekben végzett hasonló MAR rendszerekre vonatkozóan.

Közvetlen következtetések a kísérleti területre vonatkozóan:

- 1. Mennyiségi változások és a vízszintek alakulása:* Az összesen 79,6 m³ beszivárgott csapadékvíz, mint helyi jelenség, kismértékben befolyásolta a kísérleti kutakban megfigyelhető általános vízszintcsökkenési tendenciákat. A vízszintmaximumok csökkenésének mértéke átlagosan 0,22 m volt a területen (2020 és 2021 között), a vízszintminimumok átlagosan 0,3 m-t csökkentek. A kísérletben részt vevő megfigyelőkutakban (P1, P2) egy év alatt 0,17–0,21 m csökkenés jelentkezett a maximumokban és 0,32 m a minimumokban. Ugyanakkor a bevont tetőfelületek növelésével és a beszivárgás folytatásával a módszer települési szintű mennyiségi potenciálja is növelhető.
- 2. A porusok eltömődése és a vízvezetőképesség helyreállítása:* A vízázó hidraulikus vezetőképessége a P1 fúrása során vett minta alapján $1,8 \times 10^{-6}$ m/s volt. A kútfenék üledékei (15,5 hónapos beszivárogtatás után) a felső részen $8,7 \times 10^{-7}$ m/s-os, az alsó részen $3,9 \times 10^{-7}$ m/s-os K értéket mutattak. A felgyülemlett üledékek eltávolításával a kútfenék vízvezetőképessége újra megközelítette ($K = 1,2\text{--}1,7 \times 10^{-6}$ m/s) a vízázó réteg vezetőképességét.
- 3. A beszivárogtatás hígító hatása a felszínalatti víz minőségére:* A kísérlet során jelentős vízminőségjavulást sikerült elérni. A Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- koncentrációk és a TDS rendre 87%, 82%, 81%, 88%, 35% és 81%-kal csökkentek a beszivárgás megkezdése után, és további rendre 80%, 95%, 84%, 76%, 100% és 65%-os csökkenés következett be a megfigyelési időszak végére. Ez a javulás a kísérlet során végig fennmaradt, és ezekben a paraméterekben nem történt jelentős növekedés.
- 4. Nyomelemek dúsulás a tetőről gyűjtött vízben:* A Zn, a Sr, a Cu, a Mn, a Ba és az Al koncentrációja 48,2, 6,9, 6, 4,3, 3,6 és 1,9-szer magasabb volt a tetővízben, mint a csapadékvízben. A megfigyelt feldúsulás ellenére egyik sem jelent számottevő kockázatot a felszínalatti víz minőségére. Az egyetlen kivétel a cink, amelynek koncentrációja az

ásott kútban (13,2–249 µg/l) a felszínalatti vizekre vonatkozó határérték (200 µg/l) körül mozgott. Koncentrációja azonban csökkent a megfigyelési időszak alatt, és a kontrollkutakból vett minták is alacsonyabb értékeket mutattak, ami pozitív előjel a hosszú távú alkalmazásokra vonatkozóan. Ebben a folyamatban közre játszhat, a kút talpáról vett iszapminták vizsgálata alapján, a cink agyagásványok vagy szervesanyagok felületén történő megkötődése is.

5. *A kút talpán lévő iszap kémiai összetétel:* A teljes kémiai összetétel vizsgálata alapján egyedül a bárium koncentráció (286,61 és 295,57 mg/kg) lépi át a földtani közegre vonatkozó határérték (250 mg/kg). A szekvenciális kioldás eredményei alapján a cink, a mangán és a stroncium elsősorban kioldható formában vagy karbonátokhoz kötötten jelenik meg. A bárium hasonló mértékben fordul elő karbonátokhoz kötötten, valamint redukálható vas és mangán oxid-hidroxidokhoz kötötten. A réz és az alumínium az SW-I-1 mintában elsősorban szulfidokhoz és szervesanyagokhoz kötötten jelenik meg, míg SW-I-2 esetén nincs domináns frakció. Ugyanakkor az ásott kút vizére vonatkozó telítettségi indexek alapján jelentős ásványkiválás nem várható.

Következtetések hasonló projektek kialakításához világszerte:

1. *Módszertan:* A kialakított kísérleti elrendezés, azaz egy sekély (ásott) kút két megfigyelő kúttal, és a választott megfigyelési paraméterekkel, megfelelő lehet a felszínalatti víz mennyiségi és minőségi értékelésére a tetőkről történő csapadékvízgyűjtés szempontjából. A hosszú távú (több mint 1 éves) megfigyelés, valamint további sekély referenciakutak bevonása, betekintést nyújthat nemcsak szezonális, hanem többéves folyamatokba, valamint a szélsőséges csapadékesemények hatásaiba, amelyek jelentősek lehetnek a vízhiányhoz való hosszú távú alkalmazkodásban.
2. *A mennyiségi hatások követéséhez szükséges paraméterek:* A beszivárogtató kútba jutó víz mennyisége, a vízoszlop-emelkedések változásai és a beszivárogtatás következtében kialakuló vízszintváltozások bármely vizsgálati területen alkalmazható paraméterek a hatások mennyiségi értékeléséhez.
3. *A beszivárgás hatékonysága:* A folyamatos vízszintmérés a beszivárogtató kútban egy egyszerű, viszonylag olcsó és jól alkalmazható módszer a folyamat hatékonyságának ellenőrzésére. A vízoszlop növekedésének vizsgálata és összehasonlítása a számított potenciális vízoszlop-növekedéssel, valamint a csapadékesemények utáni beszivárgási görbe elemzése azonnali tájékoztatást nyújthat a rendszer eltömődéséről.

4. *Karbantartás:* A beszivárogtató kútban a kialakuló vízoszlopok jelentős megnövekedése eltömődés jele lehet, így a karbantartási igény előrejelzésére is használható. Ha a ΔH és ΔH_{pot} aránya 3 egymást követő csapadékeseménynél nagyobb, mint 50–60%, akkor feltételezhető a kútfenék eltömődése, és intézkedéseket kell tenni a probléma megoldására.
5. *Természetes nyomjelzők a bevezetett víz felszín alatti nyomon követésére:* A környezeti izotópok hasznos nyomjelzők a beszivárgási folyamat nyomon követésére, a csapadék és a felszínalatti víz izotópos különbségei miatt. A hőmérséklet egy másik hasznos paraméter, mivel a csapadék hőmérséklete szezonálisan változik, míg a felszínalatti vízé stabilabb. A kísérlet során további természetes nyomjelzőket (Zn, Ba, U, B, Sr és H_2SiO_3) sikerült azonosítani a bevezetett esővíz nyomon követésére, mivel ezek koncentrációja jelentősen eltér SW-ben és P1–P2-ben.

A terepi kísérlet eredményei és következtetései alapján a következő ajánlások tehetők az RRWH-SW rendszerek háztartási szintű megvalósítására és megfigyelésére:

1. Az RRWH-SW kivitelezése előtt ellenőrizni kell a tető és az ereszcatornák anyagát, állapotát, és szükség esetén fel kell újítani.
2. Legalább egy szűrőhálót kell használni a nagyobb szennyeződések (pl. levelek) kiszűrésére. További eszközök, például „első öblítő berendezések” és ülepítő tartályok használhatók a kút hordalékterhelésének csökkentésére.
3. A kutat és a kút alját meg kell tisztítani a vízbejuttatás megkezdése előtt. Ha lehetséges, a kút kezdeti szivattyúzása ajánlatos a víz felfrissítése és a kezdeti szennyeződések elkerülése érdekében.
4. Az ereszcatornák, szűrők és a kútfenék megfelelő karbantartása, különösen ősszel és ős után, elengedhetetlen a rendszer hatékonyságának megőrzéséhez. A vízoszlop-növekedés mértéke segíthet a hatékonyságcsökkenés előrejelzésében és ezzel jelzi a karbantartás szükségességét.
5. A csapadék és a tetőről összegyűjtött esővíz mintavétele szükséges a különböző elemekben való dúsulás és az esetleges szennyeződések meghatározásához. Ezek alapján ajánlott a kritikus paraméterek további ellenőrzése a beszivárogtató kútban.
6. Amennyiben a folyamatos megfigyelés nem lehetséges, a beszivárgási folyamat nyomon követésére legalább szezonális vízszint- és vízminőség mérések javasoltak a főelemek és további kritikus elemek és paraméterek tekintetében.

Az RRWH-SW rendszerek megfelelő megvalósítására, karbantartására és megfigyelésére vonatkozó iránymutatások, „guideline”-ok elkészítése, figyelembe véve a felszínalatti vízre vonatkozó magyar és európai uniós jogszabályokat, javítaná a vízvisszatartás hatékonyságát, és lehetővé tenné, hogy a sekély kutakba történő csapadékvízbevezetésre ne egy kedvezőtlen lakossági tevékenységként tekintünk, hanem egy olyan vízgazdálkodási intézkedésként, amely képes a sekély felszínalatti vizek állapotát mennyiségi és minőségi szempontból egyaránt javítani.

9.3. A felszínalatti vízszint lejtésének numerikus modellezéssel történő vizsgálata alapján levonható következtetések

Az elméleti és az esettanulmányhoz kapcsolódó scenáriók vizsgálata a következő következtetésekhez vezetett:

1. Az egyszerű félmedencére vonatkozó elméleti modellek feltárták a felszínalatti vízszint lejtésének hatását a beszivárogtatáson alapuló MAR-ok tervezése és üzemeltetés szempontjából. Ennek jelentősége, hogy a természetben a vízszintnek mindig van valamekkora lejtése, a vízáramlás gradiense mindig nagyobb, mint nulla.
2. Az elért vízszintemelkedés ($\Delta\Psi$) kb. egy nagyságrenddel nagyobb volt a nagyobb kezdeti hidraulikus emelkedési magasság különbség ($\Delta h = 6$ m), mint $\Delta h = 0$ m esetén. Ezen túl a beáramlási és kiáramlási területek közötti távolság és a hidraulikus vezetőképesség van a legjelentősebb hatással a vízszintemelkedésre a kiáramlási területen.
3. Az eredmények azt mutatták, hogy a beszivárogtató medencéből beszivárgó vízmennyiséget (V_{tot}) elsősorban a domborzati különbség és a vízszint mélysége, tehát a telítetlen zóna vastagsága határozza meg. Hétszeres különbség volt a $\Delta z = 10$ m-rel és a $\Delta z = 40$ m-rel leírható scenáriókhöz kapcsolódó kumulatív vízmennyiségek között $\Delta h = 6$ m esetén. Továbbá a víztartó réteg geológiai tulajdonságai, mint a hidraulikus vezetőképesség, az anizotrópia, a telített térfogati víztartalom és a heterogenitás is hatással vannak a beszivárgott mennyiségekre.
4. A felszínalatti víztől függő ökoszisztémák megőrzése és helyreállítása szempontjából a leghatékonyabb scenáriók azok, amikor a hidraulikus gradiens és a horizontális hidraulikus vezetőképesség magas, valamint a víztartó réteg kisebb tározókapacitással rendelkezik. Ez azt jelenti, hogy pontosan ellentétes feltételek szükségesek, mint amikor a MAR létesítés célja a víztartó rétegben történő hosszú távú víztározás.

5. Az elért vízszintemelkedést és a beszivárgott vízmennyiséget magába foglaló hatékonysági index a reális scenáriók megkülönböztetésére alkalmazható és hasznos lehet jövőbeni MAR rendszerek tervezése, optimalizálása során.
6. A vizsgált esettanulmány bizonyította a kiindulási koncepció alkalmazhatóságát és hatékonyságát, ezzel egy lehetséges vízgazdálkodási intézkedést kínálva a vízkészletek növelésére és a terület felszínalatti víztől függő ökoszisztémájának helyreállítására. Az alkalmazott megközelítés természet alapú megoldást kínál, és számos előnnyel rendelkezik a területre korábban javasolt vízpótlási tervekhez képest, mind vízmennyiségi, mind vízminőségi szempontból.
7. Az elméleti és az esettanulmányhoz kapcsolódó modellek eredményei alapján egy koncepcionális modellt építettem fel: ha a lokális beáramlási területen (magasabban fekvő terület) vizet szivárogtatunk be, akkor a hidraulikai folytonosság következtében a vízszint a lokális kiáramlási területen (helyi domborzati mélyedés) is emelkedni fog, ami a természeti adottságok és folyamatok kiaknázásával pozitív hatással lehet az ott elhelyezkedő ökoszisztémára. Továbbá a vízszint a beáramlási és kiáramlási területek körül is kedvezően emelkedik.

Változó éghajlati viszonyok között ez a megközelítés okos és természet alapú megoldásként szolgálhat a felszínalatti vízszint relatíve kis vízmennyiséggel történő növelésére a kiáramlási területeken, és ezáltal az érzékeny ökoszisztémák fenntartására. Ezen túlmenően ezek a numerikus modellezési scenáriók segíthetnek jobban megérteni a MAR-ok hatékonyságát a lokális felszínalatti vízáramlási folyamatok tükrében, és hozzájárulhatnak a MAR rendszerek hatékonyabb optimalizálásához.

9.4. A kutatás folytatási lehetőségei

A kutatásnak számos folytatási lehetősége van, a lokális léptéktől a regionálisig, a természettudományos, mérnöki-műszaki, környezeti és társadalmi-gazdasági területen egyaránt. A kísérlet során gyűjtött adatok jó alapot szolgáltathatnak hidrodinamikai, hő- és anyagtranszport modellek létrehozásához és ezzel a tetővíz kútba juttatása során lejátszódó folyamatok bővebb megértéséhez. A kísérlet során szerzett tapasztalatok elősegíthetik jól működő RRWH-SW rendszerek mérnöki tervezését, pilot projektek kialakítását. Ugyanakkor kiindulási alapot biztosítanak településléptékű alkalmazási lehetőségek vizsgálatához is, figyelembe véve a helyi áramlási rendszereket is. Ehhez érdemes lenne részletesebb modellezési tanulmányokat folytatni, komplexebb vízáramlási viszonyokat feltételezve.

Mindemellett a kutatás folytatható a Duna-Tisza-közi Homokhátság vonatkozásában is. A modellezési munka esettanulmánya alapján a célzott felszínalatti vízutánpótlás egy lehetséges eszköz lehet a Kondor-tó, illetve a térség vízpótlására és a felszínalatti vízszint emelésére. Viszont ahhoz, hogy pontosan meghatározható legyen a vízpótlás vízigénye, hatékonysága és környezeti hatásai, részletes geológiai-geofizikai kutatásra, valamint 3D-s vízföldtani modellezésre van szükség. Ezek alapján javaslatot lehet tenni a vizek helyben tartására és a térség célzott felszínalatti vízpótlási lehetőségeire.

10. Összegzés

A doktori kutatásom célja a célzott felszínalatti vízutánpótlás, mint vízgazdálkodási módszer, lehetőségeinek vizsgálata lokális felszínalatti vízáramlási folyamatok tükrében, a Duna-Tisza közti Homokhátság vonatkozásában.

Ehhez egy sekély kutas tetővízgyűjtő és beszivárogtató kísérletet vizsgáltam 26 hónapon keresztül, a vízszint, a hőmérséklet és a fajlagos elektromos vezetőképesség folyamatos mérésével, valamint évszakos vízkémiai mintavételekkel és további kiegészítő mérésekkel. A kapott eredmények tágabb kontextusban való értelmezéséhez feldolgoztam a területen található fűrt kutak archív vízszint és vízkémiai adatait, valamint évszakos felméréseket végeztem a környéken fellelhető ásott kutakban. A doktori kutatás eredményeit egy elméleti telített-telítetlen zóna modellezési tanulmány egészíti ki, amelynek célja a felszínalatti vízszint lejtésének hatásának vizsgálata volt a célzott felszínalatti vízpótlás hatékonysága szempontjából, amelyhez 295 elméleti és 3 esettanulmányhoz kapcsolódó numerikus modellszenáriót vizsgáltam.

A kísérlethez kapcsolódó hosszútávú vízszint és vízkémiai megfigyelések segítségével bizonyítottam, hogy a tetővízgyűjtés pozitív hatással van a sekély felszínalatti víz mennyiségére és minőségére. A kísérlet során jelentős és tartós csökkenést sikerült elérni a Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- koncentrációk és az összes oldottanyag-tartalom tekintetében. A csapadékeseményeket követő vízoszlop-változások nyomon követése és a beszivárgási görbék elemzése segített azonosítani az eltömődési folyamatot, amely egy nagyságrenddel csökkentette a kúttalp hidraulikus vezetőképességét. A kutatás eredményei információt nyújtanak a kísérleti projekt hatékonyságáról és környezeti hatásairól, és hozzájárulnak a tervezés kiterjesztéséhez városi szintre és a térség hasonló településeire. Emellett a kísérlet eredményei és tanulságai alapján ajánlást tettem más tetővízgyűjtő sekélykutas MAR rendszerek háztartási szintű megvalósítására, amely a rendszer kialakítására, működtetésére, karbantartására és megfigyelésére vonatkozó útmutatásokat egyaránt magába foglal.

Egy egyszerű félmedencére vonatkozóan, az elméleti és esettanulmányi modellek vizsgálatával rávilágítottam a felszínalatti vízszint lejtésének jelentőségére a célzott felszínalatti vízutánpótlás működéséhez kapcsolódóan. Az eredmények alapján egy koncepcionális modellt dolgoztam ki a felszínalatti víztől függő ökoszisztémák természet-alapú, MAR-okkal történő vízpótlására. Ennek alapja, hogy ha a beáramlási területen vizet szivárogtatunk be, az nem csak a beáramlási területen, hanem a hidraulikus folytonosság következtében a kiáramlási területen is vízszintemelkedést fog előidézni. Ez felgyorsíthatja vagy helyreállíthatja a felszínalatti víz áramlásához köthető természetes folyamatokat, valamint környezetbarát és fenntartható módon (különösen az esővíz felhasználásával) helyreállíthatja a felszínalatti vízszintet és a felszínalatti víztől függő ökoszisztémákat.

11. Tézisek

A kutatásom legfőbb eredményeit és megállapításait az alábbi tézisekben foglalom össze:

1. Hidraulikai adatfeldolgozással, nyomás-eleváció profilok és tomografikus potenciáltérképek szerkesztésével és elemzésével megállapítottam, hogy **Kerekegyháza település beáramlási területen helyezkedik el, míg a tőle DNy-ra elhelyezkedő Kondor-tó átáramlási területen található.** Közöttük a felszínalatti vízáramlás ÉK-ről DNy-i irányba történik, amely követi a domborzatot.
2. A tetővízgyűjtő és beszivárogtató rendszer monitorozására mind a kísérleti rendszer (sekély ásott kút két megfigyelő kúttal), a vizsgált jellemzők (komplex hidrológiai, hidraulikai, hőmérsékleti és vízkémiai), mind a vizsgált időtartam (26 hónap) tekintetében olyan **komplex módszertant dolgoztam ki,** ami nemzetközileg egyedülálló és máshol is alkalmazható sekély porózus víztartó és ásott kútba történő esővíz-bejuttatás esetén.
3. A kísérlethez kapcsolódó hosszútávú vízkémiai megfigyelések segítségével bizonyítottam, hogy **a tetővízgyűjtés pozitív hatással van a sekély felszínalatti víz minőségére.** A kísérlet során jelentős és tartós csökkenést sikerült elérni a Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- koncentrációk és az összes oldottanyag-tartalom tekintetében. A tetővízben, a kutak vizében, valamint a kút talpán lévő üledékben található szennyezők vizsgálata és a vonatkozó hatályos jogszabályokkal való összevetése alapján megállapítottam, hogy **a Zn, a Sr, a Cu, a Mn, a Ba és az Al dúsulnak a tetővízben** a csapadékvízhez képest. Ugyanakkor az ásott kút vizének és a kút talpán felhalmozódó üledék vizsgálata alapján valószínűsíthető az üledékben történő megkötődésük, így jelentős kockázatot nem jelentenek a felszínalatti vízminőség szempontjából.
4. A kísérletbe bevont ásott kút, valamint a településen található további két tetővízgyűjtésre használt ásott kút vízkémiai változásainak összevetésével rávilágítottam **a környezetével eltérő hidraulikai kapcsolatban álló és különböző karbantartási gyakorisággal jellemezhető kutak közötti működésbeli különbségekre.** A KE02 elsősorban rátáplál a felszínalatti vízre, míg SW dinamikus kapcsolatban áll vele; a KE01 alja eltömődött a karbantartás hiánya miatt, így lassabb a beszivárgás folyamata. Ugyanakkor részletes vízkémiai vizsgálatok alapján kimutattam, hogy egyik kút vize sem jelent számottevő környezetszennyezési kockázatot.
5. A csapadékesemények során bekövetkező vízoszlop-emelkedések, valamint az azt követő beszivárgás során mért vízszintek elemzése alapján megállapítottam, hogy a kút aljának feliszapolódása nagyjából egy nagyságrenddel csökkentette a kút talpának hidraulikus

vezetőképességét. Ajánlást tettem a hatékonyságcsökkenés előrejelzésére: **ha az észlelt vízoszlop-emelkedés és a potenciális vízoszlop-emelkedés aránya három egymást követő csapadékeseménynél nagyobb, mint 50–60%, akkor feltételezhető a kúttalp eltömődése, és intézkedéseket kell tenni a probléma elhárítására.**

6. A kísérlet tudományos eredményei és tanulságai alapján **ajánlást tettem más tetővízgyűjtő sekélykutas MAR rendszerek háztartási szintű megvalósítására**, amely magába foglal a rendszer kialakítására, működtetésére, karbantartására és megfigyelésére vonatkozó útmutatásokat egyaránt, ezzel alapot szolgáltatva az RRWH-SW módszer megfelelő és biztonságos alkalmazásához.
7. Elméleti és félelméleti (esettanulmány) telített-telítetlen numerikus modellszenáriók segítségével **rámutattam a felszínalatti vízszint lejtésének jelentőségére a célzott felszínalatti vízutánpótlás alkalmazásával kapcsolatban**, egy beáramlási és egy kiáramlási területtel jellemezhető egyszerű félmedencében. Az eredmények alapján egy koncepcionális modellt dolgoztam ki arra vonatkozóan, hogy miként vehető figyelembe a célzott felszínalatti vízutánpótlás során a felszínalatti vízáramlás, valamint a be- és kiáramlási területek elhelyezkedése. **A lokális beáramlási területen történő vízpótlás közvetetten vízszintemelkedést idéz elő a lokális kiáramlási területen is, amely hozzájárul az ott található felszínalatti víztől függő ökoszisztéma fenntartásához.** Ez a koncepció egy vízgazdálkodási lehetőséget kínál a hatékonyabb víz visszatartás és vízpótlás eléréséhez, mind mennyiségi, mind minőségi szempontból.

12. Abstract

The aim of my doctoral research is to investigate the potential of Managed Aquifer Recharge as a water management method in the context of local groundwater flow processes in the Danube-Tisza Interfluvium area.

For this purpose, a rooftop rainwater harvesting and shallow well infiltration (RRWH-SW) experiment was investigated over a period of 26 months, with continuous measurements of water level, temperature and specific electrical conductivity, seasonal water sampling and additional measurements. To interpret the results in a broader context, archive water level and water chemistry data from drilled wells were evaluated, and seasonal surveys of dug wells were conducted in the area. The results of the research were complemented by a theoretical saturated–unsaturated numerical flow modelling study to investigate the impact of groundwater table inclination on the effectiveness of Managed Aquifer Recharge, for which 295 theoretical and 3 case study scenarios were analysed.

Using long-term water level and hydrochemical observations associated with the experiment, it was demonstrated that rooftop rainwater harvesting has a positive effect on the quantity and quality of shallow groundwater. The experiment resulted in considerable and sustained reductions of Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- concentrations and total dissolved solids content. Monitoring of water column changes following precipitation events and analysis of infiltration curves helped to identify the clogging process, which reduced the hydraulic conductivity of the well bottom by an order of magnitude. The results of this research provide information on the effectiveness and environmental impact of the pilot project and can contribute to the extension of the design to municipal level and to similar municipalities in the region. In addition, based on the results and lessons learned from the experiment, recommendations are made for the implementation of other RRWH-SW systems at the household level, including guidelines for system design, operation, maintenance and monitoring.

The theoretical and case study models for a simple basin revealed the significance of groundwater table inclination for infiltration-based MAR operation. Based on the results, a conceptual model was developed for nature-based water replenishment of groundwater-dependent ecosystems with MARs. The results of the study suggest that, if water is infiltrated at the local recharge area, the water table will also increase at the corresponding discharge area due to hydraulic continuity. This can accelerate or restore the natural processes associated with groundwater flow and restore groundwater levels and groundwater-dependent ecosystems in an environmentally friendly and sustainable way, especially by using rainwater.

13. Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani mindazoknak, akik segítettek doktori munkámat és ezzel hozzájárultak a doktori disszertációm elkészítéséhez. Először is szeretném megköszönni témavezetőmnek, Mádlné Dr. Szőnyi Juditnak, hogy hihetetlen lelkesedésével elültette bennem a hidrogeológia iránti szeretetet és hogy szakmai kíváncsiságával, valamint töretlen optimizmusával kísérte végig és segítette doktori munkámat.

Köszönöm a terepi segítséget Szabó Péternek, Csiszár Endrének és Oláh Somának, valamint a 2020-as hidrogeológiai terepgyakorlat részvevőinek. Köszönettel tartozom Borbély Tamásnak és csapatának az ásott kút kitisztításáért. Továbbá köszönet illeti Kerekegyháza Önkormányzatát; polgármesterét, dr. Kelemen Márkot; jegyzőjét, Vincze Miklóst; és munkatársaikat a doktori munkám támogatásáért. Különösen köszönöm Hirmann-Kiss Hajnalkának az adminisztratív segítséget és Tóth-Szivák Sándornak a területen található kutak megtalálásához és folyamatos megfigyeléséhez nyújtott segítségét. Köszönöm Kerekegyháza lakosainak, hogy együttműködtek velünk és hozzájárultak az évszakos kútfelmérés sikerességéhez. Köszönöm Faragó Ferencnek, hogy hozzáférést biztosított az Időkép Kft.-vel közösen működtetett időjárás megfigyelő automatájának adataihoz. Hálával tartozom Somodi Istvánnak, aki nem csak, hogy lehetővé tette a kísérlet létrejöttét, de immár 3 éve folyamatosan segíti munkánkat.

A labormérések nem jöhettek volna létre Szikszay László, Baják Petra, Dr. Mihucz Viktor (ELTE), Dr. Falus György, Beke Zsuzsa, Besnyi Anikó (SZTFH), Dr. Palcsu László (HEKAL) és Dr. Dobosy Péter (Ökológiai Kutatóközpont) nélkül.

Köszönettel tartozom a Milánió Egyetem (UNIMI) munkatársainak, különösen Dr. Marco Masettinek és Dr. Daniele Pedrettinek, hogy az ENeRAG projekt keretében vendégül láttak, lehetőséget biztosítottak a GeoStudio SEEP/W használatára és szakmai tanácsokkal láttak el a modellezéssel kapcsolatban. Köszönöm továbbá Dr. Szijártó Márk és Dr. Tóth Ádám segítségét, hasznos tanácsait és támogatását a modellezési munka során.

Köszönöm a Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatóságának, az Alsó-Duna-völgyi Vízügyi Igazgatóságnak, az Országos Meteorológiai Szolgálatnak és a Lechner Tudásközpontnak, hogy rendelkezésemre bocsátották a doktori disszertáció megírásához szükséges adatokat.

Szeretnék köszönetet mondani a Környezettudományi Doktori Iskolának és munkatársainak, Dr. Jánosi Imre és Dr. Turányi Tamás iskolavezetőknek, Dr. Szabó Csaba és Dr. Szalai Zoltán programvezetőknek, valamint Förhéczné Marján Andreának támogatásukért. Köszönöm az Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék munkatársainak, valamint Dr. Kovács József és Dr. Fodor László tanszékvezetők támogatását. Hálával tartozom a Tóth József és Erzsébet Hidrogeológia Professzúra munkatársainak támogatásukért, szakmai tanácsaikért, és nem utolsósorban az együtt töltött időért. Külön köszönöm Petrának, Ádámnak, Márknak, Kamillának, Katának, Anitának és Ildinek a rengeteg segítséget és hogy mindig számíthattam rájuk.

Köszönettel tartozom szakdolgozóimnak, Mekker Juliannának, Cristina Silvának, Ridavits Tibornak, Sikandar Hayatnak, és Noor Yousifnak, akik szintén beleásták magukat a célzott felszínalatti vízutánpótlás különböző területeibe és a velük való közös munkából én is nagyon sokat tanultam. Különösen hálás vagyok Ridavits Tibornak, hogy létrehozta és elindította az esővízgyűjtő kísérletet. Valamint köszönöm Oláh Somának és Dr. Szkolnikovics-Simon Szilviának az iszapminták megvételét, és hogy tovább folytatják a méréseket. Köszönettel tartozom továbbá Anne Imignek (TUM), hogy felkért egy a MAR-okhoz kapcsolódó kockázatokat összefoglaló közös cikk megírására, amely során rengeteg új ismerettel gazdagodtam. Emellett köszönöm Tahy Ágnesnek (OVF), hogy számos alkalommal válaszolt a felmerülő kérdéseimre és segítséget nyújtott a hazai MAR helyzet megismerésében.

Külön köszönettel tartozok Dr. Hatvani István Gábornak és Dr. Zákányi Balázsnak a disszertáció házi védelemre történő elbírálásáért és hasznos javaslataikért. Illetve köszönet illeti Dr. Visnovitz Ferencet, aki meglátásaival és jótanácsaival szintén hozzájárult a dolgozat végső verziójának elkészüléséhez.

Köszönöm Dr. Falus György, Dr. Szócs Teodóra és kollégáim türelmét és a dolgozat befejezéséhez nyújtott támogatását.

A doktori disszertációm befejezését a Tóth József és Erzsébet Hidrogeológia Professzúra Alapítvány Predoktori Ösztöndíja támogatta. Köszönöm a TJEHPA, a Környezettudományi Doktori Iskola és a SzakMOLgozat pályázat támogatását, amelyek hozzájárultak a mérések megvalósulásához. A TJEHPA Részvétel nemzetközi konferenciákon pályázata, az ELTE Tehetséggondozási Tanácsának Utazási pályázata, az ELTE Hallgatói Önkormányzatának pályázata, valamint az Erasmus+ ösztöndíj lehetővé tették, hogy különböző szakmai körökben bővítsen tudásomat és támogatták a doktori munkám eredményeinek különböző konferenciákon történő bemutatását.

A doktori kutatásom az Innovációs és Technológiai Minisztérium Kooperatív Doktori Program Doktori Hallgatói Ösztöndíj Programjának a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott szakmai támogatásával készült. Köszönöm a BÁCSVÍZ Víz- és Csatornaszolgáltató Zrt. és munkatársai, Sütő Vilmos és Csiszár Endre a Kooperatív Doktori Program keretében történő együttműködését. A kutatás az Éghajlatváltozás Nemzeti Multidiszciplináris Laboratórium RRF-2.3.1-21-2022-00014 számú projekt keretében valósult meg, Továbbá hozzájárult a kutatás megvalósulásához az ENeRAG projekt, amelyet az Európai Unió Horizont 2020 kutatási és innovációs programja támogatott, a 810980 azonosító számú támogatási megállapodás alapján.

Végül, de nem utolsó sorban, köszönöm szüleimnek, családomnak és barátaimnak, hogy mindig számíthattam rájuk és támogattak a doktori disszertációm megírásában. Külön köszönöm férjemnek, Szabó Péternek, hogy a terepi felmérések során nyújtott hatalmas segítségén túl, mindvégig támaszom volt és lehetővé tette a dolgozatom befejezését.

14. Irodalomjegyzék

- Abbasi, T., Abbasi, S. A. (2011). Sources of Pollution in Rooftop Rainwater Harvesting Systems and Their Control. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 41(23), 2097–2167. <https://doi.org/10.1080/10643389.2010.497438>
- Abbass, K., Qasim, M. Z., Song, H., Murshed, M., Mahmood, H., Younis, I. (2022). A review of the global climate change impacts, adaptation, and sustainable mitigation measures. *Environmental Science and Pollution Research*, 29(28), 42539–42559. <https://doi.org/10.1007/s11356-022-19718-6>
- Abbo, H., Gev, I. (2008). Numerical model as a predictive analysis tool for rehabilitation and conservation of the Israeli Coastal Aquifer: example of the SHAFDAN Sewage Reclamation project. *Desalination*, 226(1–3), 47–55. <https://doi.org/10.1016/j.desal.2007.01.233>
- Adham, A., Riksen, M., Ouessar, M., Ritsema, C. (2016). Identification of suitable sites for rainwater harvesting structures in arid and semi-arid regions: A review. *International Soil and Water Conservation Research*, 4(2), 108–120. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2016.03.001>
- Adham, A., Sayl, K. N., Abed, R., Abdeladhim, M. A., Wesseling, J. G., Riksen, M., Fleskens, L., Karim, U., Ritsema, C. J. (2018). A GIS-based approach for identifying potential sites for harvesting rainwater in the Western Desert of Iraq. *International Soil and Water Conservation Research*, 6(4), 297–304. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2018.07.003>
- Alam, M. F., Pavelic, P. (2020). Underground Transfer of Floods for Irrigation (UTFI): exploring potential at the global scale. *International Water Management Institute (IWMI), Colombo, Sri Lanka*, 58 p. <https://doi.org/10.5337/2020.204>
- Alam, S., Borthakur, A., Ravi, S., Gebremichael, M., Mohanty, S. K. (2021). Managed aquifer recharge implementation criteria to achieve water sustainability. *Science of The Total Environment*, 768, 144992. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.144992>
- Aldous, A. R., Gannett, M. W. (2021). Groundwater, biodiversity, and the role of flow system scale. *Ecohydrology*, 14(8), 1–14. <https://doi.org/10.1002/eco.2342>
- Alföldi, L., Kapolyi, L. (2011). Szükséges-e a Tisza térség vízhiányának a pótlására és/vagy a hajózó útvonal lerövidítésére Duna-Tisza csatornát építeni? Ha igen, miért nem, és ha nem, miért igen? *Hidrológiai Közlöny*, 91(1), 1–28.
- Alkhatib, J., Engelhardt, I., Sauter, M. (2021). Identification of suitable sites for managed aquifer recharge under semi-arid conditions employing a combination of numerical and analytical techniques. *Environmental Earth Sciences*, 80(17), 554. <https://doi.org/10.1007/s12665-021-09797-y>
- Amanambu, A. C., Obarein, O. A., Mossa, J., Li, L., Ayeni, S. S., Balogun, O., Oyebamiji, A., Ochege, F. U. (2020). Groundwater system and climate change: Present status and future considerations. *Journal of Hydrology*, 589, 125163. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125163>
- Amos, C., Rahman, A., Gathenya, J., Friedler, E., Karim, F., Renzaho, A. (2020). Roof-Harvested Rainwater Use in Household Agriculture: Contributions to the Sustainable Development Goals. *Water*, 12(2), 332. <https://doi.org/10.3390/w12020332>
- An, R., Jiang, X.-W., Wang, J.-Z., Wan, L., Wang, X.-S., Li, H. (2015). A theoretical analysis of basin-scale groundwater temperature distribution. *Hydrogeology Journal*, 23(2), 397–404. <https://doi.org/10.1007/s10040-014-1197-y>
- Arnell, N. W., Brown, S., Gosling, S. N., Gottschalk, P., Hinkel, J., Huntingford, C., Lloyd-Hughes, B., Lowe, J. A., Nicholls, R. J., Osborn, T. J., Osborne, T. M., Rose, G. A., Smith, P., Wheeler, T. R., Zelazowski, P. (2016). The impacts of climate change across the globe: A multi-sectoral assessment. *Climatic Change*, 134(3), 457–474. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1281-2>

- Assmuth, T., Simola, A., Pitkänen, T., Lyytimäki, J., Huttula, T. (2016). Integrated frameworks for assessing and managing health risks in the context of managed aquifer recharge with river water. *Integrated Environmental Assessment and Management*, 12(1), 160–173. <https://doi.org/10.1002/ieam.1660>
- Atawneh, D. Al, Cartwright, N., Bertone, E. (2021). Climate change and its impact on the projected values of groundwater recharge: A review. *Journal of Hydrology*, 601, 126602. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126602>
- Back, W. (1966). Hydrochemical facies and ground-water flow patterns in northern part of Atlantic Coastal Plain: Geological Survey Professional Paper 498-A. *United States Government Printing Office: Washington, DC*, 42 p.
- Bahar, T., Oxarango, L., Castebrunet, H., Rossier, Y., Mermillod-Blondin, F. (2021). 3D modelling of solute transport and mixing during managed aquifer recharge with an infiltration basin. *Journal of Contaminant Hydrology*, 237, 103758. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2020.103758>
- Barry, K., Dillon, P., Pavelic, P. (2013). Domestic scale rainwater ASR observations of clogging and effectiveness of its management. In: Martin, R. (szerk.) Clogging issues associated with managed aquifer recharge methods. *IAH Commission on Managing Aquifer Recharge*, 184–192.
- Barthwal, S., Chandola-Barthwal, S., Goyal, H., Nirmani, B., Awasthi, B. (2014). Socio-economic acceptance of rooftop rainwater harvesting – A case study. *Urban Water Journal*, 11(3), 231–239. <https://doi.org/10.1080/1573062X.2013.765489>
- Bauer, M. (1973). A talajvízdúsítás Hollandiában alkalmazott módszere, erősen szennyezett felszíni vizek tisztítására. *Hidrológiai Közöny*, 53(8), 364–369.
- Bishop, P. K., Misstear, B. D., White, M., Harding, N. J. (1998). Impacts of sewers on groundwater quality. *Water and Environment Journal*, 12(3), 216–223. <https://doi.org/10.1111/j.1747-6593.1998.tb00176.x>
- BM (2017). Tájékoztató a jegyzők engedélyezési körébe tartozó kutak eljárásjogi jogszabályairól. *Belügyminisztérium*, 18 p.
- Boroomandnia, A., Bozorg-Haddad, O., Bahrami, M., Goharian, E., Singh, V. P., Loaiciga, H. A. (2021). Optimizing urban stormwater control strategies and assessing aquifer recharge through drywells in an urban watershed. *Hydrogeology Journal*, 29(4), 1379–1398. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02316-0>
- Borsy, Z. (1977). A Duna–Tisza közti hátság homokformái és a homokmozgás szakaszai. *Alföldi Tanulmányok*, 1, 43–56.
- Borsy, Z. (1989). Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. *Földrajzi Értesítő*, 38(3–4), 211–224.
- Bottyán, E., Czuppon, G., Weidinger, T., Haszpra, L., Kármán, K. (2017). Moisture source diagnostics and isotope characteristics for precipitation in east Hungary: implications for their relationship. *Hydrological Sciences Journal*, 62(12), 2049–2060. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1358450>
- Bouwer, H. (2002). Artificial recharge of groundwater: hydrogeology and engineering. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 121–142. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0182-4>
- Bouwer, H., Rice, R. C. (1976). A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*, 12(3), 423–428. <https://doi.org/10.1029/WR012i003p00423>
- Bugan, R. D. H., Jovanovic, N., Israel, S., Tredoux, G., Genthe, B., Steyn, M., Allpass, D., Bishop, R., Marinus, V. (2016). Four decades of water recycling in Atlantis (Western Cape, South Africa): Past, present and future. *Water SA*, 42(4), 577. <https://doi.org/10.4314/wsa.v42i4.08>

- Caligaris, E., Agostini, M., Rossetto, R. (2022). Using Heat as a Tracer to Detect the Development of the Recharge Bulb in Managed Aquifer Recharge Schemes. *Hydrology*, 9(1), 14. <https://doi.org/10.3390/hydrology9010014>
- Cannavo, P., Coulon, A., Charpentier, S., Béchet, B., Vidal-Beaudet, L. (2018). Water balance prediction in stormwater infiltration basins using 2-D modeling: An application to evaluate the clogging process. *International Journal of Sediment Research*, 33(4), 371–384. <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2018.04.005>
- Casanova, J., Devau, N., Pettenati, M. (2016). Managed Aquifer Recharge: An Overview of Issues and Options. In: Jakeman, A. J., Barreteau, O., Hunt, R. J., Rinaudo, J. D., Ross, A. (szerk.) *Integrated Groundwater Management: Concepts, approaches and challenges*. Springer, Cham, 413–434. https://doi.org/10.1007/978-3-319-23576-9_16
- Clark, R., Gonzalez, D., Dillon, P., Charles, S., Cresswell, D., Naumann, B. (2015). Reliability of water supply from stormwater harvesting and managed aquifer recharge with a brackish aquifer in an urbanising catchment and changing climate. *Environmental Modelling & Software*, 72, 117–125. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2015.07.009>
- Csobok, V. (1962). Talajvízdúsítás. *Hidrológiai Tájékoztató*, 2(1), 34–35.
- Czauner, B., Molnár, F., Masetti, M., Arola, T., Mádl-Szőnyi, J. (2022). Groundwater Flow System-Based Dynamic System Approach for Geofluids and Their Resources. *Water*, 14(7), 1015. <https://doi.org/10.3390/w14071015>
- Czuppon, G., Bottyán, E., Kristóf, E., Weidinger, T., Haszpra, L., Kármán, K. (2021). Stable isotope data of daily precipitation during the period of 2013–2017 from K-puszta (regional background monitoring station), Hungary. *Data in Brief*, 36, 106962. <https://doi.org/10.1016/j.dib.2021.106962>
- da Costa, L. R. D., Monteiro, J. P. P. G., Hugman, R. T. (2020). Assessing the use of harvested greenhouse runoff for managed aquifer recharge to improve groundwater status in South Portugal. *Environmental Earth Sciences*, 79(11), 253. <https://doi.org/10.1007/s12665-020-09003-5>
- Daher, W., Pistre, S., Kneppers, A., Bakalowicz, M., Najem, W. (2011). Karst and artificial recharge: Theoretical and practical problems. *Journal of Hydrology*, 408(3–4), 189–202. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.07.017>
- Dahlke, H. E., LaHue, G. T., Mautner, M. R. L., Murphy, N. P., Patterson, N. K., Waterhouse, H., Yang, F., Foglia, L. (2018). Managed Aquifer Recharge as a Tool to Enhance Sustainable Groundwater Management in California. In: Friesen, J.; Rodríguez-Sinobas, L. (szerk.) *Advances in Chemical Pollution, Environmental Management and Protection*, Vol. 3, Elsevier, 215–275. <https://doi.org/10.1016/bs.apmp.2018.07.003>
- DEEPWATER-CE (2021). Pilot feasibility study of MAR schemes with integrated environmental approach in porous geological conditions in Hungary. Projekt jelentés O.T3.1. 78 p. <https://programme2014-20.interreg-central.eu/Content.Node/DEEPWATER-CE/O.T3.1-PILOT-FEASIBILITY-STUDY-OF-MAR-Hungary.pdf> (utolsó hozzáférés: 2023. 06. 23.)
- Déri, J. (1972). Talajvízdúsítás. *Vízügyi Műszaki Gazdasági Tájékoztató, Vízügyi Dokumentációs és Tájékoztató Iroda*, 162 p.
- Déri J. (1975). Talajvízdúsítás a vízmérnöki gyakorlatban. *Vízügyi Közlemények*, 57(3), 355–380.
- Derts, Z., Koncsos, L. (2012). Flood Risk Mitigation in the Tisza Valley by Deep Floodplain Reservoirs: The Effect on the Land Use. *Journal of Environmental Science and Engineering B*, 1(1B), 355–380.
- Devlin, J. F. (2015). HydrogeoSieveXL: an Excel-based tool to estimate hydraulic conductivity from grain-size analysis. *Hydrogeology Journal*, 23(4), 837–844. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1255-0>

- Diersch, H. J. G. (2013). FEFLOW: finite element modeling of flow, mass and heat transport in porous and fractured media. *Springer Science & Business Media*, 996 p.
- Dillon, P. (2005). Future management of aquifer recharge. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 313–316. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0413-6>
- Dillon, P., Barry, K. E. (2005). Domestic Scale Rainwater ASR Demonstration Project – Project status report July, 2003-June, 2005. *CSIRO, Adelaide*, 20 p.
- Dillon, P. J. (2012). General design considerations. In Kazner, C., Wintgens, T., Dillon, P. (szerk.), *Water reclamation technologies for safe managed aquifer recharge. IWA Publishing*, 299–310.
- Dillon, P., Kumar, A., Kookana, R., Leijes, R., Reed, D., Parsons, S., Ingleton, G. (2009a). Managed Aquifer Recharge - Risks to Groundwater Dependent Ecosystems - A Review. *Water for a Healthy Country Flagship Report to Land & Water Australia*, 118 p.
- Dillon, P., Pavelic, P., Page, D., Beringen, H., Ward, J. (2009b). Managed aquifer recharge: An Introduction. *Waterlines Report Series No. 13. Australian Government National Water Commission, Canberra*, 86 p.
- Dillon, P., Stuyfzand, P., Grischek, T., Lluria, M., Pyne, R. D. G., Jain, R. C., Bear, J., Schwarz, J., Wang, W., Fernandez, E., Stefan, C., Pettenati, M., van der Gun, J., Sprenger, C., Massmann, G., Scanlon, B. R., Xanke, J., Jokela, P., Zheng, Y., Rossetto, R., Shamrukh, M., Pavelic, P., Murray, E., Ross, A., Bonilla Valverde, J. P., Palma Nava, A., Ansems, N., Posavec, K., Ha, K., Martin, R., Sapiano, M. (2019). Sixty years of global progress in managed aquifer recharge. *Hydrogeology Journal*, 27(1), 1–30. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1841-z>
- Dillon, P., Toze, S., Page, D., Vanderzalm, J., Bekele, E., Sidhu, J., Rinck-Pfeiffer, S. (2010). Managed aquifer recharge: rediscovering nature as a leading edge technology. *Water Science and Technology*, 62(10), 2338–2345. <https://doi.org/10.2166/wst.2010.444>
- Dillon, P., Vanderzalm, J., Page, D., Barry, K., Gonzalez, D., Muthukaruppan, M., Hudson, M. (2016). Analysis of ASR Clogging Investigations at Three Australian ASR Sites in a Bayesian Context. *Water*, 8(10), 442. <https://doi.org/10.3390/w8100442>
- Dobó, K., Göncz, B., Iványi, K. (2020). Az árvíz- és belvízvédelem országos helyzetképe. *Hidrológiai Közlöny*, 100(1), 5–19.
- Domenico, P. A., Palciauskas, V. V. (1973). Theoretical Analysis of Forced Convective Heat Transfer in Regional Ground-Water Flow. *Geological Society of America Bulletin*, 84(12), 3803. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<3803:TAOFCH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<3803:TAOFCH>2.0.CO;2)
- Engelen, G. B., Kloosterman, F. H. (1996). Hydrological systems analysis: methods and applications. *Water Science and Technology Library (Vol. 20). Kluwer Academic Publishers*, pp. 83–98.
- Erdélyi, M. (1967). A Duna–Tisza közének vízföldtana. *Hidrológiai Közlöny*, 47(6), 331–340.
- Evans, R. S., Dillon, P. (2018). Linking groundwater and surface water: conjunctive water management. In: Villholth, K. G., López-Gunn, E., Conti, K. I., Garrido, A., van der Gun, J. (szerk.) *Advances in Groundwater Governance. CRC Press*, 329–351.
- Farswan, S., Vishwakarma, C. A., Mina, U., Kumar, V., Mukherjee, S. (2019). Assessment of rainwater harvesting sites in a part of North-West Delhi, India using geomatic tools. *Environmental Earth Sciences*, 78(11), 329. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8332-y>
- Fázold, Á. (1968). Felszínivíz tisztítás talajvízdúsítással. *Hidrológiai Közlöny*, 48(6), 264–271.
- Fernández Escalante, E., Henao Casas, J. D., San Sebastián Sauto, J., Calero Gil, R. (2022). Monitored and Intentional Recharge (MIR): A Model for Managed Aquifer Recharge (MAR) Guideline and Regulation Formulation. *Water*, 14(21), 3405. <https://doi.org/10.3390/w14213405>
- Fernández Escalante, E., Henao Casas, J. D., Vidal Medeiros, A. M., San Sebastián Sauto, J. S. S. S. (2020). Regulations and guidelines on water quality requirements for Managed Aquifer Recharge.

- International comparison. *Acque Sotterranee - Italian Journal of Groundwater*, 9(2), 7–22. <https://doi.org/10.7343/as-2020-462>
- Fernández Escalante, E., San Sebastián Sauto, J., Calero Gil, R. (2019). Sites and Indicators of MAR as a Successful Tool to Mitigate Climate Change Effects in Spain. *Water*, 11(9), 1943. <https://doi.org/10.3390/w11091943>
- Förster, J. (1999). Variability of roof runoff quality. *Water Science and Technology*, 39(5), 137–144. [https://doi.org/10.1016/S0273-1223\(99\)00095-5](https://doi.org/10.1016/S0273-1223(99)00095-5)
- Franyó, F. (1992). A negyedidőszaki képződmények vastagsága Magyarországon. Térkép (1:500 000). *Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest*.
- Freeze, R. A., Cherry, J. A. (1979). Groundwater. *Prentice-Hall Inc.*, 604 p.
- Freeze, R. A., Witherspoon, P. A. (1966). Theoretical analysis of regional groundwater flow: 1. Analytical and numerical solutions to the mathematical model. *Water Resources Research*, 2(4), 641–656. <https://doi.org/10.1029/WR002i004p00641>
- Gábris, G., Nádor, A. (2007). Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. *Quaternary Science Reviews*, 26(22–24), 2758–2782. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.030>
- Gábris, Gy., Horváth, E., Novothny, Á., Ruszkiczay-Rüdiger, Zs. (2012). Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary – results of the last 20 years research. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, 91(1–2), 111–128. <https://doi.org/10.1017/S0016774600001530>
- Gado, T. A., El-Agha, D. E. (2020). Feasibility of rainwater harvesting for sustainable water management in urban areas of Egypt. *Environmental Science and Pollution Research*, 27(26), 32304–32317. <https://doi.org/10.1007/s11356-019-06529-5>
- Gale, I. (2005). Strategies for managed aquifer recharge in semi-arid areas. *UNESCO-IHP Publications*, 30 p.
- Gale, I. N., Macdonald, D. M. J., Calow, R. C., Neumann, I., Moench, M., Kulkarni, H., Mudrakartha, S., Palanisami, K. (2006). Managed Aquifer Recharge: an assessment of its role and effectiveness in watershed management. *British Geological Survey, Keyworth, Nottingham, UK*, 80 p.
- Gale, I., Neumann, I., Calow, R., Moench, D. M. (2002). The effectiveness of Artificial Recharge of groundwater: a review. *British Geological Survey, Keyworth, Nottingham, UK*, 52 p.
- Ganot, Y., Holtzman, R., Weisbrod, N., Nitzan, I., Katz, Y., Kurtzman, D. (2017). Monitoring and modeling infiltration–recharge dynamics of managed aquifer recharge with desalinated seawater. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(9), 4479–4493. <https://doi.org/10.5194/hess-21-4479-2017>
- Garamhegyi, T., Hatvani, I. G., Szalai, J., Kovács, J. (2020). Delineation of Hydraulic Flow Regime Areas Based on the Statistical Analysis of Semicentennial Shallow Groundwater Table Time Series. *Water*, 12(3), 828. <https://doi.org/10.3390/w12030828>
- GEO-SLOPE (2015). Seepage Modeling with SEEP/W – An Engineering Methodology. Users Guide. *GEO-SLOPE International Ltd., Calgary, Alberta, Canada*, 197 p.
- GhaffarianHoseini, A., Tookey, J., GhaffarianHoseini, A., Yusoff, S. M., Hassan, N. B. (2015). State of the art of rainwater harvesting systems towards promoting green built environments: a review. *Desalination and Water Treatment*, 1–10. <https://doi.org/10.1080/19443994.2015.1021097>
- Ghasemi, A., Saghafian, B., Golian, S. (2017). Optimal location of artificial recharge of treated wastewater using fuzzy logic approach. *Journal of Water Supply: Research and Technology - Aqua*, 66(3), 141–156. <https://doi.org/10.2166/aqua.2017.049>

- Glendenning, C. J., Vervoort, R. W. (2010). Hydrological impacts of rainwater harvesting (RWH) in a case study catchment: The Arvari River, Rajasthan, India. Part 1: Field-scale impacts. *Agricultural Water Management*, 98(2), 331–342. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2010.09.003>
- Gyirán, I. (2009). A Duna-Tisza közti Homokhátság vízgazdálkodásának fenntartható fejlesztése. *A Magyar Hidrológiai Társaság XXVII. Országos Vándorgyűlése, Baja*, 21 p.
- Hantush, M. S. (1967). Growth and decay of groundwater-mounds in response to uniform percolation. *Water Resources Research*, 3(1), 227–234. <https://doi.org/10.1029/WR003i001p00227>
- Harbaugh, A. W. (2005). MODFLOW-2005, the US Geological Survey modular ground-water model: the ground-water flow process. Vol. 6. *US Department of the Interior, US Geological Survey, Reston, VA, USA*, 253 p.
- Harrison, P. A., Dunford, R., Savin, C., Rounsevell, M. D. A., Holman, I. P., Kebede, A. S., Stuch, B. (2015). Cross-sectoral impacts of climate change and socio-economic change for multiple, European land- and water-based sectors. *Climatic Change*, 128(3–4), 279–292. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1239-4>
- Hasan, M. M., Ahmed, K. M., Sultana, S., Rahman, M. S., Ghosh, S. K., Ravenscroft, P. (2018). Investigations on Groundwater Buffering in Khulna-Satkhira Coastal Belt Using Managed Aquifer Recharge. *Groundwater of South Asia*, 453–462. https://doi.org/10.1007/978-981-10-3889-1_27
- Havril, T., Tóth, Á., Molson, J. W., Galsa, A., Mádl-Szőnyi, J. (2018). Impacts of predicted climate change on groundwater flow systems: Can wetlands disappear due to recharge reduction? *Journal of Hydrology*, 563, 1169–1180. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.09.020>
- Hegyessy, L. (1969). Néhány higiénés tapasztalat a nagybányai talajvízdúsítással kapcsolatban. *Hidrológiai Tájékoztató*, 9, 107–108.
- Henao Casas, J. D., Fernández Escalante, E., Calero Gil, R., Ayuga, F. (2022). Managed Aquifer Recharge as a Low-Regret Measure for Climate Change Adaptation: Insights from Los Arenales, Spain. *Water*, 14(22), 3703. <https://doi.org/10.3390/w14223703>
- Hussain, F., Hussain, R., Wu, R.-S., Abbas, T. (2019). Rainwater Harvesting Potential and Utilization for Artificial Recharge of Groundwater Using Recharge Wells. *Processes*, 7(9), 623. <https://doi.org/10.3390/pr7090623>
- IGRAC (2007). Artificial Recharge of Groundwater in the World. *International Groundwater Resources Assessment Centre (IGRAC), Delft, The Netherlands*, 92 p.
- Imig, A., Szabó, Z., Halytsia, O., Vrachioli, M., Kleinert, V., Rein, A. (2022). A review on risk assessment in managed aquifer recharge. *Integrated Environmental Assessment and Management*, 18(6), 1513–1529. <https://doi.org/10.1002/ieam.4584>
- ITM (2018). A 2018-2030 közötti időszakra vonatkozó második Nemzeti Éghajlatváltozási Stratégia. Innovációs és Technológiai Minisztérium, 251 p.
- Jakeman, A. J., Barreteau, O., Hunt, R. J., Rinaudo, J. D., Ross, A., Arshad, M., Hamilton, S. (2016). Integrated groundwater management: an overview of concepts and challenges. In: Jakeman, A. J., Barreteau, O., Hunt, R. J., Rinaudo, J. D., Ross, A. (szerk.) *Integrated Groundwater Management: Concepts, approaches and challenges*. Springer, Cham, 3–20. https://doi.org/10.1007/978-3-319-23576-9_1
- Jasrotia, A. S., Kumar, R., Taloor, A. K., Saraf, A. K. (2019). Artificial recharge to groundwater using geospatial and groundwater modelling techniques in North Western Himalaya, India. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(24), 774. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4855-5>
- Jebamalar, A., Ravikumar, G. (2011). A comparative analysis of hydrologic responses to rainwater harvesting-a case study. *Indian Journal of Science and Technology*, 4(1), 34–39.

- Jebamalar, A., Ravikumar, G., Meiyappan, G. (2012). Groundwater Storage through Rain Water Harvesting (RWH). *CLEAN - Soil, Air, Water*, 40(6), 624–629. <https://doi.org/10.1002/clen.201100517>
- Jebamalar, A., Sudharsanan, R., Ravikumar, G., Eslamian, S. (2021). Rainwater Harvesting Impact on Urban Groundwater. In: Eslamian, S., Eslamian F. A. (szerk.) *Handbook of Water Harvesting and Conservation*. Wiley, 207–224. <https://doi.org/10.1002/9781119478911.ch14>
- Jeong, H. Y., Jun, S.-C., Cheon, J.-Y., Park, M. (2018). A review on clogging mechanisms and managements in aquifer storage and recovery (ASR) applications. *Geosciences Journal*, 22(4), 667–679. <https://doi.org/10.1007/s12303-017-0073-x>
- Jiang, X.-W., Wan, L., Wang, X.-S., Ge, S., Liu, J. (2009). Effect of exponential decay in hydraulic conductivity with depth on regional groundwater flow. *Geophysical Research Letters*, 36(24), L24402. <https://doi.org/10.1029/2009GL041251>
- Juntunen, J., Meriläinen, P., Simola, A. (2017). Public health and economic risk assessment of waterborne contaminants and pathogens in Finland. *Science of The Total Environment*, 599–600, 873–882. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.05.007>
- Kacimov, A. R., Zlotnik, V., Al-Maktoumi, A., Al-Abri, R. (2016). Modeling of transient water table response to managed aquifer recharge: a lagoon in Muscat, Oman. *Environmental Earth Sciences*, 75(4), 318. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-5137-5>
- Kadam, A. K., Kale, S. S., Pande, N. N., Pawar, N. J., Sankhua, R. N. (2012). Identifying Potential Rainwater Harvesting Sites of a Semi-arid, Basaltic Region of Western India, Using SCS-CN Method. *Water Resources Management*, 26(9), 2537–2554. <https://doi.org/10.1007/s11269-012-0031-3>
- Karácsonyi, S., Öllös, G. (1980). A talajvízdúsítás időszerű kérdései. *Hidrológiai Közlöny*, 60(10), 436–450.
- Kocsis, K. (szerk.) (2018). Magyarország Nemzeti Atlasza – Természeti környezet. *MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest*, 187 p.
- Kohán, B. (2014). GIS-alapú vizsgálat a Duna–Tisza közti homokhátság szárazodásának témakörében. Doktori disszertáció. *Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest*, 138 p.
- Konikow, L. F., August, L. L., Voss, C. I. (2001). Effects of Clay Dispersion on Aquifer Storage and Recovery in Coastal Aquifers. *Transport in Porous Media*, 43(1), 45–64. <https://doi.org/10.1023/A:1010613525547>
- Kontur, Á. (1993). Partiszűrészű vízbeszerzés a Fővárosi Vízműveknél. *Hidrológiai Közlöny*, 73(3), 139–141.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F. (2006). World Map of the Koppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift* 15(3), 259–263. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130>.
- Kourakos, G., Dahlke, H. E., Harter, T. (2019). Increasing Groundwater Availability and Seasonal Base Flow Through Agricultural Managed Aquifer Recharge in an Irrigated Basin. *Water Resources Research*, 55(9), 7464–7492. <https://doi.org/10.1029/2018WR024019>
- Kovács, A. D., Hoyk, E., Farkas, J. Z. (2017). Homokhátság - a special rural area affected by aridification in the Carpathian basin, Hungary. *European Countryside*, 9(1), 29–50. <https://doi.org/10.1515/euco-2017-0003>
- Kovács, J., Korponai, J., Kovács, I. S., Hatvani, I. G. (2012). Introducing sampling frequency estimation using variograms in water research with the example of nutrient loads in the Kis-Balaton Water Protection System (W Hungary). *Ecological Engineering*, 42, 237–243. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2012.02.004>

- Kuti, L., Körössy, L. (1989). Az Alföld földtani atlasza – magyarázó. Dunaújváros–Izsák). *Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest*, 19 p.
- Ladányi, Z., Rakonczai, J., Kovács, F., Geiger, J., Deák, J. Á. (2009). The Effect of Recent Climatic Change on the Great Hungarian Plain. *Cereal Research Communications*, 37, 477–480. <https://doi.org/10.1556/CRC.37.2009.Suppl.4>
- Lee, S.-I., Ji, H. W. (2016). Identification of hazardous events for drinking water production process using managed aquifer recharge in the Nakdong river delta, Korea. *Malaysian Journal of Analytical Science*, 20(2), 365–372. <https://doi.org/10.17576/mjas-2016-2002-20>
- Ligetvári, F. (2017). Az öntözés szerepe. *Hidrológiai Közlöny*, 93(2), 59–67.
- Mádlné Szőnyi, J., Czauner, B., Eröss, A., Simon, Sz., Zsemle, F., Paulay, E., Havril, T. (2013). Hidrogeológia. *Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest*, 170 p.
- Mádlné Szőnyi, J., Simon, S., Tóth, J., Pogácsás, G. (2005). Felszíni és felszín alatti vizek kapcsolata a Duna-Tisza közti Kelemen-szék és Kolon-tó esetében. *Általános Földtani Szemle*, 30, 93–110.
- Mádl-Szőnyi, J., Batelaan, O., Molson, J., Verweij, H., Jiang, X. W., Carrillo-Rivera, J. J., Tóth, Á. (2023). Regional groundwater flow and the future of Hydrogeology: evolving concepts and communication. *Hydrogeology Journal*, 31(1), 23-26. <https://doi.org/10.1007/s10040-022-02577-3>
- Mádl-Szőnyi, J., Szabó, Z., Silva Cisneros, C. (2019). Recent applications and future prospects for MAR techniques in Hungary. *10th International Symposium on Managed Aquifer Recharge (ISMAR10), Abstracts Book & Program*, Abstract No. 128.
- Mádl-Szőnyi, J., Tóth, J. (2009). A hydrogeological type section for the Duna-Tisza Interfluve, Hungary. *Hydrogeology Journal*, 17(4), 961–980. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0421-z>
- Magyar, I., Radivojević, D., Sztanó, O., Synak, R., Ujszászi, K., Pócsik, M. (2013). Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. *Global and Planetary Change*, 103, 168–173. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.06.007>
- Major, P., Neppel, F. (1988). A Duna-Tisza közti talajvízszint-süllyedések. *Vízügyi Közlemények*, 70(4), 605–623.
- Maliva, R. (2014). Economics of Managed Aquifer Recharge. *Water*, 6(5), 1257–1279. <https://doi.org/10.3390/w6051257>
- Marino, M. A. (1967). Hele-Shaw model study of the growth and decay of groundwater ridges. *Journal of Geophysical Research*, 72(4), 1195–1205. <https://doi.org/10.1029/JZ072i004p01195>
- Marino, M. A. (1974a). Growth and decay of groundwater mounds induced by percolation. *Journal of Hydrology*, 22(3–4), 295–301. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(74\)90082-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(74)90082-1)
- Marino, M. A. (1974b). Rise and decline of the water table induced by vertical recharge. *Journal of Hydrology*, 23(3–4), 289–298. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(74\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(74)90009-2)
- Martin, R. (szerk.). (2013). Clogging issues associated with managed aquifer recharge methods. *IAH Commission on Managing Aquifer Recharge, Australia*, 213 p.
- Masetti, M., Pedretti, D., Sorichetta, A., Stevenazzi, S., Bacci, F. (2016). Impact of a Storm-Water Infiltration Basin on the Recharge Dynamics in a Highly Permeable Aquifer. *Water Resources Management*, 30(1), 149–165. <https://doi.org/10.1007/s11269-015-1151-3>
- Massuel, S., Perrin, J., Mascré, C., Mohamed, W., Boisson, A., Ahmed, S. (2014). Managed aquifer recharge in South India: What to expect from small percolation tanks in hard rock? *Journal of Hydrology*, 512, 157–167. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.02.062>
- McPhail, D. C., Summerhayes, E., Welch, S., Brugger, J. (2003). The geochemistry and mobility of zinc in the regolith. In: Roach I. C. (szerk.) *Advances in Regolith. CRC LEME*, 287–291.

- Meera, V., Ahammed, M. M. (2006). Water quality of rooftop rainwater harvesting systems: a review. *Journal of Water Supply: Research and Technology-Aqua*, 55(4), 257–268. <https://doi.org/10.2166/aqua.2006.0010>
- Meera, V., Mansoor Ahammed, M. (2018). Factors Affecting the Quality of Roof-Harvested Rainwater. *Urban Ecology, Water Quality and Climate Change*, 195–202. https://doi.org/10.1007/978-3-319-74494-0_15
- Melville-Shreeve, P. (2017). Rainwater harvesting for drought mitigation and flood management. Doktori disszertáció. *University of Exeter, United Kingdom*, 247 p.
- Mezősi, G. (2015). Magyarország természetföldrajza. *Akadémiai Kiadó*. <https://doi.org/10.1556/9789630589765>
- Mikita, V., Kovács, B. (2014). The artificial recharges of groundwater – A case study. *Geosciences and Engineering*, 3(5), 93–97.
- Mishra, S. S., Shruthi, B. K., Rao, H. J. (2020). Design of Rooftop Rainwater Harvesting Structure in a University Campus. *International Journal of Recent Technology and Engineering (IJRTE)*, 8(5), 3591–3595. <https://doi.org/10.35940/ijrte.E6519.018520>
- Missimer, T., Guo, W., Woolschlager, J., Maliva, R. (2017). Long-Term Managed Aquifer Recharge in a Saline-Water Aquifer as a Critical Component of an Integrated Water Scheme in Southwestern Florida, USA. *Water*, 9(10), 774. <https://doi.org/10.3390/w9100774>
- Moeck, C., Radny, D., Popp, A., Brennwald, M., Stoll, S., Auckenthaler, A., Berg, M., Schirmer, M. (2017). Characterization of a managed aquifer recharge system using multiple tracers. *Science of the Total Environment*, 609, 701–714. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.211>
- Molnár, B., & Murvai, I. (1976). A Kiskunsági Nemzeti Park fülöpházi szikes tavainak kialakulása és földtani története. *Hidrológiai Közöny*, 56(2), 67–76.
- Mosley, L. (2005). Water quality of rainwater harvesting systems. *SOPAC Miscellaneous Report 579*, 18 p.
- Nachshon, U., Netzer, L., Livshitz, Y. (2016). Land cover properties and rain water harvesting in urban environments. *Sustainable Cities and Society*, 27, 398–406. <https://doi.org/10.1016/j.scs.2016.08.008>
- Nagy, I., Tombácz, E., László, T., Magyar, E., Mészáros, S., Puskás, E., Scheer, M. (2016). Vízvisszatartási mintaprojektek a Homokhátságon: „Nyugati és Keleti” mintaterületek. *Hidrológiai Közöny*, 96(4), 42–60.
- Nandha, M., Berry, M., Jefferson, B., Jeffrey, P. (2015). Risk assessment frameworks for MAR schemes in the UK. *Environmental Earth Sciences*, 73(12), 7747–7757. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3399-y>
- Nazif, S., Tavakolifar, H., Abbasizadeh, H., Eslamian, S. (2021). Comparing Rainwater Storage Options. In: Eslamian, S., Eslamian F. A. (szerk.) *Handbook of Water Harvesting and Conservation*. Wiley, 385–399. <https://doi.org/10.1002/9781119478911.ch25>
- Nemere, P. (1994). Javaslat a Duna-Tisza közti hátság mélységi vízkészletének pótlására. *Vízügyi Közlemények*, 76(3), 339–342.
- Novak, C. A., Van Giesen, E., DeBusk, K. M. (2014). Designing rainwater harvesting systems: integrating rainwater into building systems. *John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey*, 294 p.
- NRMMC, EPHC, NHMRC (2009). Australian Guidelines for water recycling, managing health and environmental risks, Vol 2C: managed aquifer recharge. *Natural Resource Management Ministerial Council, Environment Protection and Heritage Council, and the National Health and Medical Research Council*, 237 p.
- Ódor, L., Horváth, I., Fügedi, U. (1998). Magyarország geokémiai atlasza. *Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest*.

- O'Hogain, S., McCarton, L. (2018). A Technology Portfolio of Nature Based Solutions. *Springer International Publishing*, 122 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-73281-7>
- Oláh, S. (2022). Felszínközeli víztartók vízgazdálkodási célú térképezés geofizikai módszerekkel Kerekegyháza területén. BSc szakdolgozat. *Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest*, 46 p.
- Orlóci, I. (2003). A Tiszát a Dunával összekötő csatorna: a Duna-Tisza csatorna. *Hidrológiai Közlöny*, 83(4), 243–250.
- Orsovai, I., Végh, S. (1989). Alkalmazott földtani anyagvizsgáló gyakorlat. *Tankönyvkiadó, Budapest*, pp. 30–40.
- OVF (2017). Nemzeti Vízstratégia (Kvassay Jenő Terv). *Országos Vízügyi Főigazgatóság*, 140 p.
- OVF (2022). Magyarország vízgyűjtő-gazdálkodási terve – 2021 (VGT-3). *Országos Vízügyi Főigazgatóság*, 686 p.
- Öllös, G. (1970). Talajvízdúsítás fokozódó szerepe. *Vízügyi Közlemények*, 52(1), 3–40.
- Page, D., Bekele, E., Vanderzalm, J., Sidhu, J. (2018). Managed Aquifer Recharge (MAR) in Sustainable Urban Water Management. *Water*, 10(3), 239. <https://doi.org/10.3390/w10030239>
- Palcsu, L., Kompár, L., Deák, J., Szűcs, P., Papp, L. (2017). Estimation of the natural groundwater recharge using tritium-peak and tritium/helium-3 dating techniques in Hungary. *Geochemical Journal*, 51(5), 439–448. <https://doi.org/10.2343/geochemj.2.0488>
- Palcsu, L., Morgenstern, U., Sültenfuss, J., Koltai, G., László, E., Temovski, M., Major, Z., Nagy, J. T., Papp, L., Varlam, C., Faurescu, I., Túri, M., Rinyu, L., Czuppon, G., Bottyán, E., Jull, A. J. T. (2018). Modulation of Cosmogenic Tritium in Meteoric Precipitation by the 11-year Cycle of Solar Magnetic Field Activity. *Scientific Reports*, 8(1), 12813. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-31208-9>
- Pálfai, I. (1993). Talajvízszint-süllyedés a Duna-Tisza közén. *Vízügyi Közlemények*, 75(4), 431–434.
- Pálfai, I. (1995). A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodási problémái és megoldásuk lehetséges útjai. *Vízügyi Közlemények*, 77(2), 144–165.
- Pálfai, I. (2004). Belvizek és aszályok Magyarországon. Hidrológiai tanulmányok. *Közlekedési Dokumentációs Kft.* 492 p.
- Pálfai, I. (2005). Néhány szó a Duna-Tisza közti Homokhátság vízviszonyairól. *Hidrológiai Közlöny*, 85(4), 63.
- Pálfai, I. (2007). Magyarország vízkészletei és hasznosításuk a mezőgazdaságban és a vidékfejlesztésben. *Hidrológiai Közlöny*, 87(4), 38–40.
- Pálfai, I. (2010). A Duna-Tisza közti hátság vízháztartási sajátosságai. *Hidrológiai Közlöny*, 90(1), 40–44.
- Pálfai, I. (2013). Vízháztartási szélsőségek a Kárpát-medencében. *Hidrológiai Közlöny*, 93(2), 9–12.
- Palla, A., Gnecco, I., La Barbera, P. (2017). The impact of domestic rainwater harvesting systems in storm water runoff mitigation at the urban block scale. *Journal of Environmental Management*, 191, 297–305. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2017.01.025>
- Pandey, D. N., Gupta, A. K., Anderson, D. M. (2003). Rainwater harvesting as an adaptation to climate change. *Current Science*, 85(1), 46–59.
- Páris, E. (1961). A talajvízdúsítás néhány külföldi példája. *Vízügyi Közlemények*, 43(1), 74–91.
- Páris, E. (2006). Felszín alatti vízáadó rétegek komplex hasznosítása. *A Magyar Hidrológiai Társaság XXIV. Országos Vándorgyűlése II. kötet*, 716–728.
- Páris, E. (2009). Felszínalatti vízáadó rétegek hasznosítási lehetőségei az éghajlatváltozás hatása kezelésében a Duna-Tisza köze példáján bemutatva. *A Magyar Hidrológiai Társaság XXVII. Országos Vándorgyűlése*, 14 p.

- Parkhurst, D. L., Appelo, C. A. J. (2013). Description of Input and Examples for PHREEQC Version 3—A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations. *U.S. Geological Survey, Denver, Colorado*, 497 p.
- Pavelic, P., Hoanh, C. T., D'haeze, D., Vinh, B. N., Viossanges, M., Chung, D. T., Ross, A. (2022). Evaluation of managed aquifer recharge in the Central Highlands of Vietnam. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 44, 101257. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101257>
- Pavelic, P., Hoanh, C. T., Viossanges, M., Vinh, B. N., Chung, D. T., D'haeze, D., Dat, L. Q., Ross, A. (2020). Managed aquifer recharge for sustaining groundwater supplies for smallholder coffee production in the central highlands of Vietnam: report on pilot trial design and results from two hydrological years (May 2017 to April 2019). *International Water Management Institute (IWMI), Colombo, Sri Lanka*, 68 p.
- Pawar, C., Patil, S. S., Pawar, R. P. (2014). A case study of rooftop rainwater harvesting of Renavi village in Sangli District of Western Maharashtra: New approach of watershed development in India. *African Journal of Agricultural Research*, 9(25), 1941–1947. <https://doi.org/10.5897/AJAR11.121>
- Pokhrel, Y., Felfelani, F., Satoh, Y., Boulange, J., Burek, P., Gädeke, A., Gerten, D., Gosling, S. N., Grillakis, M., Gudmundsson, L., Hanasaki, N., Kim, H., Koutroulis, A., Liu, J., Papadimitriou, L., Schewe, J., Schmied, H. M., Stacke, T., Telteu, C.-E., Thiery, W., Veldkamp, T., Zhao, F., Wada, Y. (2021). Global terrestrial water storage and drought severity under climate change. *Nature Climate Change*, 11(3), 226–233. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00972-w>
- Püspöki, Z., Fogarassy-Pummer, T., Thamó-Bozsó, E., Falus, G., Cserkés-Nagy, Á., Szappanos, B., Márton, E., Lantos, Z., Szabó, S., Stercel, F., Tóth-Makk, Á., Mcintosh, R. W., Szöcs, T., Pálóczy, P., Fancsik, T. (2021). High-resolution stratigraphy of Quaternary fluvial deposits in the Makó Trough and the Danube-Tisza Interfluvium, Hungary, based on magnetic susceptibility data. *Boreas*, 50(1), 205–223. <https://doi.org/10.1111/bor.12471>
- Pyne, R. D. G. (2005). Aquifer Storage Recovery: A Guide to Groundwater Recharge Through Wells (2. kiadás). *ASR Press, Utrecht, The Netherlands*, 608 p.
- Qi, Q., Marwa, J., Mwamila, T. B., Gwenzi, W., Noubactep, C. (2019). Making Rainwater Harvesting a Key Solution for Water Management: The Universality of the Kilimanjaro Concept. *Sustainability*, 11(20), 5606. <https://doi.org/10.3390/su11205606>
- Qi, T., Shu, L., Li, H., Wang, X., Men, Y., Opoku, P. A. (2021). Water Distribution from Artificial Recharge via Infiltration Basin under Constant Head Conditions. *Water*, 13(8), 1052. <https://doi.org/10.3390/w13081052>
- Qin, Y. (2020). Urban Flooding Mitigation Techniques: A Systematic Review and Future Studies. *Water*, 12(12), 3579. <https://doi.org/10.3390/w12123579>
- Racz, A. J., Fisher, A. T., Schmidt, C. M., Lockwood, B. S., Huertos, M. L. (2012). Spatial and Temporal Infiltration Dynamics During Managed Aquifer Recharge. *Groundwater*, 50(4), 562–570. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00875.x>
- Rahaman, Md. F., Jahan, C. S., Mazumder, Q. H. (2019a). Rainwater harvesting: Practiced potential for Integrated Water Resource Management in drought-prone Barind Tract, Bangladesh. *Groundwater for Sustainable Development*, 9, 100267. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2019.100267>
- Rahaman, Md. F., Jahan, C. S., Mazumder, Q. H. (2019b). Rainwater harvesting to alleviate water scarcity in drought-prone Barind Tract, NW, Bangladesh: a case study. *Sustainable Water Resources Management*, 5(4), 1567–1578. <https://doi.org/10.1007/s40899-019-00311-8>
- Rahman, M. A., Rusteberg, B., Uddin, M. S., Lutz, A., Saada, M. A., Sauter, M. (2013). An integrated study of spatial multicriteria analysis and mathematical modelling for managed aquifer recharge site suitability mapping and site ranking at Northern Gaza coastal aquifer. *Journal of Environmental Management*, 124, 25–39. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2013.03.023>

- Rakonczai, J., Fehér, Z. (2015). A klímaváltozás szerepe az Alföld talajvízkészleteinek időbeli változásaiban. *Hidrológiai Közlöny*, 95(1), 1–15.
- Ridavits, T. (2020). Célzott felszínalatti vízutánpótlás tetővízből Kerekegyházán, a Duna-Tisza közti Homokhátság területén. MSc diplomamunka. *Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest*, 139 p.
- Ringleb, J., Sallwey, J., Stefan, C. (2016). Assessment of Managed Aquifer Recharge through Modeling—A Review. *Water*, 8(12), 579. <https://doi.org/10.3390/w8120579>
- Rodell, M., Famiglietti, J. S., Wiese, D. N., Reager, J. T., Beaudoing, H. K., Landerer, F. W., Lo, M.-H. (2018). Emerging trends in global freshwater availability. *Nature*, 557(7707), 651–659. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0123-1>
- Rodríguez-Escales, P., Canelles, A., Sanchez-Vila, X., Folch, A., Kurtzman, D., Rossetto, R., Fernández-Escalante, E., Lobo-Ferreira, J.-P., Sapiano, M., San-Sebastián, J., Schüth, C. (2018). A risk assessment methodology to evaluate the risk failure of managed aquifer recharge in the Mediterranean Basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(6), 3213–3227. <https://doi.org/10.5194/hess-22-3213-2018>
- Rónai, A. (1985). Az alföld negyedidőszaki földtana. *Geologica Hungarica Series Geologica 21, Institutum Geologicum Hungaricum, Budapest*, 446 p.
- Rotárné Szalkai, Á., Homolya, E., Selmeczi, P. (2015). A klímaváltozás hatása az ivóvízbázisokra. *Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Nemzeti Alkalmazkodási Központ*, 60 p.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., Gonfiantini, R. (1993). Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation. *Climate change in continental isotopic records*, 78, 1–36. <https://doi.org/10.1029/GM078p0001>
- Salameh, E., Abdallat, G., van der Valk, M. (2019). Planning Considerations of Managed Aquifer Recharge (MAR) Projects in Jordan. *Water*, 11(2), 182. <https://doi.org/10.3390/w11020182>
- Sallwey, J., Bonilla Valverde, J. P., Vásquez López, F., Junghanns, R., Stefan, C. (2019). Suitability maps for managed aquifer recharge: a review of multi-criteria decision analysis studies. *Environmental Reviews*, 27(2), 138–150. <https://doi.org/10.1139/er-2018-0069>
- Sayana, V. B. M., Arunbabu, E., Mahesh Kumar, L., Ravichandran, S., Karunakaran, K. (2010). Groundwater responses to artificial recharge of rainwater in Chennai, India: a case study in an educational institution campus. *Indian Journal of Science and Technology*, 3(2), 124–130.
- Scanlon, B. R., Reedy, R. C., Faunt, C. C., Pool, D., Uhlman, K. (2016). Enhancing drought resilience with conjunctive use and managed aquifer recharge in California and Arizona. *Environmental Research Letters*, 11(3), 035013. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/3/035013>
- Scherberg, J., Baker, T., Selker, J. S., Henry, R. (2014). Design of Managed Aquifer Recharge for Agricultural and Ecological Water Supply Assessed Through Numerical Modeling. *Water Resources Management*, 28(14), 4971–4984. <https://doi.org/10.1007/s11269-014-0780-2>
- Shekh, S. (2021). Utilization of overland flow for groundwater recharge in the Danube-Tisza Interfluvium – A MAR system design. MSc diplomamunka. *Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest*, 68 p.
- Shyam, G. M., Taloor, A. K., Sudhanshu, Singh, S. K., Kanga, S. (2021). Sustainable water management using rainfall-runoff modeling: A geospatial approach. *Groundwater for Sustainable Development*, 15, 100676. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2021.100676>
- Siddiqui, R., Siddiqui, S. (2019). Assessing the rooftop rainwater harvesting potential in urban residential areas of Pakistan: A case study of model town, Lahore, Pakistan. *International Journal of Economic and Environmental Geology*, 9(2), 11–19.
- Simon, S., Mádl-Szőnyi, J., Müller, I., Pogácsás, G. (2011). Conceptual model for surface salinization in an overpressured and a superimposed gravity-flow field, Lake Kelemenszék area, Hungary. *Hydrogeology Journal*, 19(3), 701–717. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0711-8>

- Singh, R. (1976). Prediction of mound geometry under recharge basins. *Water Resources Research*, 12(4), 775–780. <https://doi.org/10.1029/WR012i004p00775>
- Smith, A. J., Pollock, D. W. (2012). Assessment of Managed Aquifer Recharge Potential Using Ensembles of Local Models. *Ground Water*, 50(1), 133–143. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00808.x>
- Somlyódy, L. (szerk.). (2011). Magyarország vízgazdálkodása: helyzetkép és stratégiai feladatok. *Magyar Tudományos Akadémia, Budapest*, 335 p.
- Song, Y., Du, X., Ye, X. (2019). Analysis of Potential Risks Associated with Urban Stormwater Quality for Managed Aquifer Recharge. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 16(17), 3121. <https://doi.org/10.3390/ijerph16173121>
- Soni, P., Dashora, Y., Maheshwari, B., Dillon, P., Singh, P., Kumar, A. (2020). Managed Aquifer Recharge at a Farm Level: Evaluating the Performance of Direct Well Recharge Structures. *Water*, 12(4), 1069. <https://doi.org/10.3390/w12041069>
- Sprenger, C., Hartog, N., Hernández, M., Vilanova, E., Grützmacher, G., Scheibler, F., Hannappel, S. (2017). Inventory of managed aquifer recharge sites in Europe: historical development, current situation and perspectives. *Hydrogeology Journal*, 25(6), 1909–1922. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1554-8>
- Stefan, C., Ansems, N. (2018). Web-based global inventory of managed aquifer recharge applications. *Sustainable Water Resources Management*, 4(2), 153–162. <https://doi.org/10.1007/s40899-017-0212-6>
- Szabó, Z., Pedretti, D., Masetti, M., Ridavits, T., Csiszár, E., Falus, G., Palcsu, L., Mádl-Szőnyi, J. (2023a). Rooftop rainwater harvesting by a shallow well – Impacts and potential from a field experiment in the Danube-Tisza Interfluve, Hungary. *Groundwater for Sustainable Development*, 20, 100884. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2022.100884>
- Szabó, Z., Sziujártó, M., Tóth, Á., Mádl-Szőnyi, J. (2023b). The Significance of Groundwater Table Inclination for Nature-Based Replenishment of Groundwater-Dependent Ecosystems by Managed Aquifer Recharge. *Water*, 15(6), 1077. <https://doi.org/10.3390/w15061077>
- Szabó, Z., Tahy, Á., Mádl-Szőnyi, J. (2020). A célzott felszín alatti vízutánpótlás nemzetközi trendjei és hazai alkalmazási lehetőségei. *Hidrológiai Közlöny*, 100(4), 40–51.
- Szalai, J. (2011). Talajvízszint-változások az Alföldön. In: Rakonczai, J. (szerk.) *Környezeti változások és az Alföld. Nagyalföld Alapítvány Kötetek* 7, 97–110.
- Szalai, J., Nagy, G. (2006). Az utóbbi évtized időjárás eseményeinek hatása a talajvízszintek alakulására a Duna–Tisza közén. *A Magyar Hidrológiai Társaság XXIV. Országos Vándorgyűlése Konferencia*, 729–745.
- Szalai, J., Nagy, G. (2009). A talajvíz hőmérsékletének mérése, az eddigi eredmények értékelése a Duna-Tisza közén. *Magyar Hidrológiai Társaság XXVII. Országos Vándorgyűlése*, 19 p.
- Sziujártó, M., Galsa, A., Tóth, Á., Mádl-Szőnyi, J. (2019). Numerical investigation of the combined effect of forced and free thermal convection in synthetic groundwater basins. *Journal of Hydrology*, 572, 364–379. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.03.003>
- Szilágyi, J., Kovács, Á., Józsa, J. (2012). Remote-Sensing Based Groundwater Recharge Estimates in the Danube-Tisza Sand Plateau Region of Hungary. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 60(1), 64–72. <https://doi.org/10.2478/v10098-012-0006-3>
- Szilágyi, J., Vorosmarty, C. J. (1997). Modelling unconfined aquifer level reductions in the area between the Danube and Tisza rivers in Hungary. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 45(5), 328–347.

- Tamagnone, P., Comino, E., Rosso, M. (2020). Rainwater harvesting techniques as an adaptation strategy for flood mitigation. *Journal of Hydrology*, 586, 124880. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124880>
- Tamás, J. (2017). Az aszály. *Magyar Tudomány*, 178(10), 1228–1237.
- Taylor, R. G., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., van Beek, R., Wada, Y., Longuevergne, L., Leblanc, M., Famiglietti, J. S., Edmunds, M., Konikow, L., Green, T. R., Chen, J., Taniguchi, M., Bierkens, M. F. P., MacDonald, A., Fan, Y., Maxwell, R. M., Yecheili, Y., Gurdak, J. J., Allen, D. M., Shamsudduha, M., Hiscock, K., Yeh, P. J.-F., Holman, I., Treidel, H. (2013). Ground water and climate change. *Nature Climate Change*, 3(4), 322–329. <https://doi.org/10.1038/nclimate1744>
- Tóth, J. (1962). A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research*, 67(11), 4375–4388. <https://doi.org/10.1029/JZ067i011p04375>
- Tóth, J. (1970). A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. *Journal of Hydrology*, 10(2), 164–176. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90186-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90186-1)
- Tóth, J. (1995). Hydraulic Continuity In Large Sedimentary Basins. *Hydrogeology Journal*, 3(4), 4–16. <https://doi.org/10.1007/s100400050250>
- Tóth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, 7(1), 1–14. <https://doi.org/10.1007/s100400050176>
- Tóth, T. (2018). Vízminőségi követelmények vizsgálata a víz újrahasznosítási projektek elősegítése érdekében. *Műszaki Katonai Közlöny*, 28(4), 33–46.
- Tóthi, T. (2022). Kettőt egy csapásra: felszín alatti csapadékvízpótlás mint lehetséges hőtárolás? Tudományos diákköri dolgozat. *Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest*, 42 p.
- Trásy-Havril, T., Szkolnikovics-Simon, S., Mádl-Szőnyi, J. (2022). How Complex Groundwater Flow Systems Respond to Climate Change Induced Recharge Reduction? *Water*, 14(19), 3026. <https://doi.org/10.3390/w14193026>
- Treidel, H., Martin-Bordes, J. L., Gurdak, J. J. (szerk.). (2012). Climate change effects on groundwater resources: a global synthesis of findings and recommendations. *CRC Press*, 414 p.
- Tzoraki, O., Dokou, Z., Christodoulou, G., Gaganis, P., & Karatzas, G. (2018). Assessing the efficiency of a coastal Managed Aquifer Recharge (MAR) system in Cyprus. *Science of The Total Environment*, 626, 875–886. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.01.160>
- Ujházy, N., Biró, M. (2013). A vizes élőhelyek változásai Szabadszállás határában. *Tájökológiai lapok*, 11(2), 291–310.
- UN WATER (2018). The United Nations World Water Development Report 2018: Nature-based Solutions for Water. *UNESCO, Paris*, 138 p.
- Uppala, P., Dey, S. (2021). Design of Potential Rainwater Harvesting Structures for Environmental Adoption Measures in India. *Polytechnica*, 4(2), 59–80. <https://doi.org/10.1007/s41050-021-00035-9>
- Ure, A. M. (1996). Single extraction schemes for soil analysis and related applications. *Science of The Total Environment*, 178(1–3), 3–10. [https://doi.org/10.1016/0048-9697\(95\)04791-3](https://doi.org/10.1016/0048-9697(95)04791-3)
- van Engelenburg, J., Hueting, R., Rijpkema, S., Teuling, A. J., Uijlenhoet, R., Ludwig, F. (2018). Impact of Changes in Groundwater Extractions and Climate Change on Groundwater-Dependent Ecosystems in a Complex Hydrogeological Setting. *Water Resources Management*, 32(1), 259–272. <https://doi.org/10.1007/s11269-017-1808-1>
- van Genuchten, M. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892–898. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
- Venugopal, K., Ghosh, N. (2010). Rooftop Rainwater Harvesting at CWPRS, Pune; Maharashtra – A Case Study. *Journal of Applied Hydrology*, 23(1–2), 12–16.

- Vermes, L. (2017). Vizgazdálkodásunk mostoha gyermeke - a szennyvízöntözés. *Hidrológiai Közlöny*, 97(1), 66–75.
- Vialle, C., Busset, G., Tanfin, L., Montrejaud-Vignoles, M., Huau, M.-C., Sablayrolles, C. (2015). Environmental analysis of a domestic rainwater harvesting system: A case study in France. *Resources, Conservation and Recycling*, 102, 178–184. <https://doi.org/10.1016/j.resconrec.2015.07.024>
- Wada, Y., Wisser, D., Eisner, S., Flörke, M., Gerten, D., Haddeland, I., Hanasaki, N., Masaki, Y., Portmann, F. T., Stacke, T., Tessler, Z., Schewe, J. (2013). Multimodel projections and uncertainties of irrigation water demand under climate change. *Geophysical Research Letters*, 40(17), 4626–4632. <https://doi.org/10.1002/grl.50686>
- Wang, W., Page, D., Zhou, Y., Vanderzalm, J., Dillon, P. (2015). Roof Runoff Replenishment of Groundwater in Jinan, China. *Journal of Hydrologic Engineering*, 20(3). [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001040](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001040)
- Ward, J. D., Simmons, C. T., Dillon, P. J., Pavelic, P. (2009). Integrated assessment of lateral flow, density effects and dispersion in aquifer storage and recovery. *Journal of Hydrology*, 370(1–4), 83–99. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.02.055>
- Ward, J., Dillon, P. (2012). Principles to coordinate managed aquifer recharge with natural resource management policies in Australia. *Hydrogeology Journal*, 20(5), 943–956. <https://doi.org/10.1007/s10040-012-0865-z>
- WH (2021). AquiferTest 11.0, Pumping & Slug Test Analysis, Interpretation & Visualization Software, User's Manual. *Waterloo Hydrogeologic, Waterloo, Canada*, 513 p.
- WHO (2003). Zinc in Drinking-water. Background document for development of WHO Guidelines for Drinking-water Quality. *World Health Organization, Geneva*, 5 p.
- Woessner, W. W., Poeter, E. P. (2020). Hydrogeologic Properties of Earth Materials and Principles of Groundwater Flow. *The Groundwater Project. Guelph, Ontario, Canada*, 205 p.
- Wu, P., Shu, L., Comte, J.-C., Zuo, Q., Wang, M., Li, F., Chen, H. (2021). The effect of typical geological heterogeneities on the performance of managed aquifer recharge: physical experiments and numerical simulations. *Hydrogeology Journal*, 29(6), 2107–2125. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02375-3>
- Wu, W.-Y., Lo, M.-H., Wada, Y., Famiglietti, J. S., Reager, J. T., Yeh, P. J.-F., Ducharme, A., Yang, Z.-L. (2020). Divergent effects of climate change on future groundwater availability in key mid-latitude aquifers. *Nature Communications*, 11(1), 3710. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17581-y>
- Xanke, J., Jourde, H., Liesch, T., Goldscheider, N. (2016). Numerical long-term assessment of managed aquifer recharge from a reservoir into a karst aquifer in Jordan. *Journal of Hydrology*, 540, 603–614. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.06.058>
- Yaraghi, N., Ronkanen, A., Darabi, H., Kløve, B., Torabi Haghighi, A. (2019). Impact of managed aquifer recharge structure on river flow regimes in arid and semi-arid climates. *Science of The Total Environment*, 675, 429–438. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.04.253>
- Yousif, N. (2022). Potential of rooftop-rainwater harvesting through shallow wells for Kerekegyháza - Hungary. MSc diplomamunka. *Eötvös Loránd University, Budapest*, 61 p.
- Zhang, H., Ye, X., Du, X. (2021). Laws and Mechanism of the Fe (III) Clogging of Porous Media in Managed Aquifer Recharge. *Water*, 13(3), 284. <https://doi.org/10.3390/w13030284>
- Zheng, Y., Vanderzalm, J., Hartog, N., Escalante, E. F., Stefan, C. (2023). The 21st century water quality challenges for managed aquifer recharge: towards a risk-based regulatory approach. *Hydrogeology Journal*, 31(1), 31-34. <https://doi.org/10.1007/s10040-022-02543-z>

- Zhou, Y., Zwahlen, F., Wang, Y., Li, Y. (2010). Impact of climate change on irrigation requirements in terms of groundwater resources. *Hydrogeology Journal*, 18(7), 1571–1582. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0627-8>
- Zimmerman, W. B. (2006). Multiphysics modeling with finite element methods. Vol. 18. *World Scientific Publishing Company, Singapore*.
- Zlotnik, V. A., Kacimov, A., Al-Maktoumi, A. (2017). Estimating Groundwater Mounding in Sloping Aquifers for Managed Aquifer Recharge. *Groundwater*, 55(6), 797–810. <https://doi.org/10.1111/gwat.12530>
- Zou, Z., Shu, L., Min, X., Chifuniro Mabedi, E. (2019). Clogging of Infiltration Basin and Its Impact on Suspended Particles Transport in Unconfined Sand Aquifer: Insights from a Laboratory Study. *Water*, 11(5), 1083. <https://doi.org/10.3390/w11051083>

Hivatkozott rendeletek:

- 29/2006. (IV. 10.) FVM rendelet a talajtani szakvélemény készítésének részletes szabályairól. <http://jogiportal.hu/index.php?id=87n993qvtwdj0aoed&state=20080802&menu=view> (utolsó hozzáférés: 2023.04.24.)
- 6/2009. (IV. 14.) KvVM-EüM-FVM együttes rendelet a földtani közeg és a felszín alatti víz szennyezéssel szembeni védelméhez szükséges határértékekről és a szennyezések méréséről. <https://njt.hu/jogszabaly/2009-6-20-0N> (utolsó hozzáférés: 2023.04.24.)
- 5/2023. (I. 12.) Korm. Rendelet az ivóvíz minőségi követelményeiről és az ellenőrzés rendjéről. <https://njt.hu/jogszabaly/2023-5-20-22> (utolsó hozzáférés: 2023.04.24.)

Internetes hivatkozások:

- INOWAS (2020). Az INOWAS kutatócsoport weboldala: <https://inowas.com/> (utolsó hozzáférés: 2023.04.24.)
- KSH (2022). Magyarország helységnévtára – Kerekegyháza: https://www.ksh.hu/apps/hntr.telepules?p_lang=HU&p_id=22530 (utolsó hozzáférés: 2023.04.30.)

15. Ábrajegyzék

- 2.1. ábra:** Különböző MAR módszerek a víz felszín alatti tározására és kezelésre, a helyi környezeti adottságok és lehetőségek (vízforrások, víztartók, vízhasználók) függvényében (Dillon és mtsai., 2009b alapján Szabó és mtsai., 2020). 14
- 2.2. ábra:** Tetőről történő esővízgyűjtés, mint MAR módszer (INOWAS, 2020 alapján Szabó és mtsai., 2020). 16
- 2.3. ábra:** Célzott felszínalatti vízutánpótlás alkalmazása és lépései **(a)** fedetlen és **(b)** fedett víztartók esetén (Dillon és mtsai., 2009b alapján). 18
- 2.4. ábra:** A MAR rendszerek megtervezésének lépései (Salameh és mtsai., 2019 alapján Szabó és mtsai., 2020). 20
- 2.5. ábra:** Az európai MAR rendszerek és az itt található egyszerűsített hidrogeológiai képződmények áttekintése (rövidítés: FAV – felszínalatti víz; IHME 1500 – Európa Nemzetközi Hidrogeológiai Térképe 1:1.500.000) (Sprenger és mtsai., 2017 alapján). 24
- 2.6. ábra:** A Magyarországon található üzemelő parti szűrésű vízbázisok és talajvízdúsítási helyek a VGT-3 alapján (az ábrázolt adatok forrása: OVF, 2022). 25
- 2.7. ábra:** MAR rendszerek alkalmazási lehetőségei a hazánkban jelenlévő vízgazdálkodási problémák megoldásának elősegítésére (Szabó és mtsai., 2020). 27
- 3.1. ábra:** A kutatási terület elhelyezkedése és domborzati viszonyai (SRTM30 digitális domborzatmodell alapján; EPSG-kód: 23700). 28
- 3.2. ábra:** Havi csapadékösszegek átlaga 2001-2020 között (az ábrázolt adatok forrása: OMSZ, Fülöpháza mérőállomás). 29
- 3.3. ábra:** A vízhálózat a negyedidőszak elején és közepén (Mezősi (2011), Borsy (1989) és Gábris és Nádor (2007) alapján). 30
- 3.4. ábra:** Lokális hidraulikai keresztmetszelvény a Duna és az Ágasegyházi-tó között (rövidítések: VV – vízvezető, AQ – aquifer; VF – vízfogó, AQT – aquitard; Mádlné Szőnyi és mtsai., 2005). 31
- 3.5. ábra:** A Kondor-tó közelében található 1387. sz. megfigyelőkút vízszint időszora 1955-től (az ábrázolt adatok forrása: ADUVÍZIG; a kút elhelyezkedése a 6.2. ábrán látható). 32
- 3.6. ábra:** **(a)** A Kondor-tó kiszáradt medre, **(b)** a meder legmélyebb részén található időszakos vízborítás (Oláh, 2022; a képek készítésének időpontja: 2021.06.15.). 32
- 4.1. ábra:** Összefoglaló a célkitűzésekről, az alkalmazott módszerekről és a vonatkozó fejezetekről. 35
- 5.1. ábra:** Archiv kútdatok elhelyezkedése a mélységtartományok megjelölésével. A különböző p(z) profilokhoz használt kútdatokat téglalapok jelölik. (Megjegyzés: EPSG-kód: 23700; tengerszintfeletti magasság az SRTM30 digitális domborzatmodell alapján). 36

- 5.2. ábra:** $p(z)$ profil az összes Kerekegyháza környéki kútadatra. A kutak elhelyezkedése az 5.1. ábrán látható. A $p(z)$ profilon feltüntetésre került az átlagos tengerszint feletti magasság, az adatokra illesztett egyenes egyenlete, a determinációs együttható (r^2), a vertikális nyomásgradiens értéke (γ_z), valamint a hidrosztatikus nyomásgradiens (γ_{hyd}). .. 38
- 5.3. ábra:** Lokális $p(z)$ profilok DNy-ról ÉK felé haladva: **(a)** $p(z)$ #1 – Kondor-tó, **(b)** $p(z)$ #2 – Kerekegyháza DNy, **(c)** $p(z)$ #3 – Kerekegyháza, **(d)** $p(z)$ #4 – Kerekegyháza ÉK. A kutak elhelyezkedése a 5.1. ábrán látható. A $p(z)$ profilokon feltüntetésre került az átlagos tengerszint feletti magasság, az adatokra illesztett egyenes egyenlete, a determinációs együttható (r^2), a vertikális nyomásgradiens értéke (γ_z), valamint a hidrosztatikus nyomásgradiens (γ_{hyd})..... 39
- 5.4. ábra:** Tomografikus potenciáltérkép a $z = 133 - 60$ mBf elevációtartományra. 41
- 5.5. ábra:** Tomografikus potenciáltérkép a $z = 60 - 0$ mBf elevációtartományra. 41
- 5.6. ábra:** Tomografikus potenciáltérkép a $z = 0 - (-80)$ mBf elevációtartományra..... 42
- 5.7. ábra:** Az archív adatok alapján készített koncentráció-eleváció diagramok **(a)** az összes oldottanyag-tartalomra (TDS) és **(b)** a Cl^- koncentrációra vonatkozóan..... 43
- 5.8. ábra:** Piper-diagram a különböző elevációtartományokra vonatkozó archív kútadatokra... 43
- 5.9. ábra:** Az Kerekegyháza környékén felmért ásott kutak elhelyezkedése és állapota. (Megjegyzés: EPSG-kód: 23700; tengerszintfeletti magasság az SRTM30 digitális domborzatmodell alapján.)..... 44
- 5.10. ábra:** Az évszakos felmérések során vizsgált kutak vízszintjének változása az idő függvényében..... 46
- 5.11. ábra:** A fajlagos elektromos vezetőképesség változása az évszakos felmérések során vizsgált kutakban. 47
- 5.12. ábra:** Az évszakos felmérések során vizsgált kutakból vett vízminták alapján készített Piper-diagram. 48
- 5.13. ábra:** A fő vízkémiai paraméterek változása a KE01, KE02 és KE04 kutakban. **(a)** Ca^{2+} , **(b)** Mg^{2+} , **(c)** Na^+ , **(d)** K^+ , **(e)** HCO_3^- , **(f)** Cl^- , **(g)** SO_4^{2-} , és **(h)** TDS. A szulfát mérési módszerének alsó határa 25 mg/l..... 49
- 5.14. ábra:** A különböző kutakból származó stabilizotóp-összetétel adatok. Globális csapadékvíz-vonal (Global Meteoric Water Line, GMWL): $\delta^2H = 8,2\delta^{18}O + 11,3$ (Rozanski és mtsai., 1993); lokális csapadékvíz-vonal (Local Meteoric Water Line, LMWL): $\delta^2H = 7,2\delta^{18}O + 0,3$ (Bottyán és mtsai., 2017). 51
- 6.1. ábra:** **(a)** A kísérleti helyszín sematikus ábrája a kutak (SW, P1, P2) és PVC tömlők elhelyezkedésének, a vízgyűjtésre használt tetőfelület és a lokális felszínalatti vízáramlási irány bemutatásával (Ridavits, 2020 után módosítva); **(b)** a kísérleti helyszín 2021 áprilisában..... 52
- 6.2. ábra:** A kísérleti projekt, a kontroll kutak és a területen található ADUVIZIG megfigyelőkutak elhelyezkedése. A vízszinttérkép a monitoring kutakban a kísérlet kezdeti

- napján (2020.01.29.) mért adatok alapján készült. (Megjegyzés: EPSG-kód: 23700; tengerszintfeletti magasság az SRTM30 digitális domborzatmodell alapján.)..... 54
- 6.3. ábra:** A napi csapadékmennyiség (P_d) [m/nap] és az összegzett potenciális vízbevezetés (Q_{tot}) [m^3] a megfigyelési időszakban (adatforrás: Időkép – 2021. 06. 29-ig, OMSZ – 2021. 06. 30-tól)..... 58
- 6.4. ábra:** Vízsztintváltozások a kísérletben résztvevő **(a)** ásott kútban (SW) és a megfigyelő kutakban (P1, P2), valamint **(b)** a környéken található megfigyelő kutakban (adatforrás: ADUVIZIG). A P2-re és a megfigyelő kutakra illesztett lineáris trendeket szaggatott vonal jelöli az egyenes egyenletének feltüntetésével. A napi csapadékmennyiséget a 6.4a. ábra mutatja (adatforrás: Időkép – 2021.06.29-ig, OMSZ – 2021.06.30-ig). A 6.4b. ábrán a csillagászati évszakok láthatók. 60
- 6.5. ábra:** **(a)** A csapadékmennyiség (P) és a vízoszlop-növekedés (ΔH) közötti kapcsolat SW esetén. **(b)** A napi átlaghőmérséklet [$^{\circ}C$], valamint a megfigyelt (ΔH) és a potenciális vízoszlop-növekedés (ΔH_{pot}) százalékos aránya SW esetén. A csapadékesemények évek és a csillagászati évszakok alapján kerültek besorolásra. **(c)** A megfigyelt (ΔH) és a potenciális vízoszlop-növekedés (ΔH_{pot}) százalékos arányának időbeli változása SW-ben, a kiválasztott csapadékeseményekre. Esemény azonosító: éé-hh-szám. **(d)** SW és P2 vízszintidősorai, kiegészítve a különböző eltömődési időszakokkal..... 62
- 6.6. ábra:** A hidraulikus vezetőképesség (K) értéke 26 kiválasztott beszivárgási görbe Bouwer és Rice módszerrel (Bouwer és Rice, 1976) történő értékelése alapján (1: a kútban lévő üledék eltávolítása előtt, 2: a kútban lévő üledék eltávolítása után)..... 66
- 6.7. ábra:** Hőmérsékletváltozások SW-ben, P1-ben és P2-ben, valamint a napi átlagos középhőmérséklet változása a megfigyelési időszak alatt. Az ábra alján a csillagászati évszakok láthatók..... 68
- 6.8. ábra:** A fajlagos elektromos vezetőképesség időbeli változása SW, P1 és P2 kutak esetén az automata regisztráló műszerek és a terepi mérések alapján. 69
- 6.9. ábra:** A **(a)** Ca^{2+} , **(b)** Mg^{2+} , **(c)** Na^{+} , és **(d)** K^{+} koncentrációjának változása az ásott kútban (SW) és a megfigyelőkutakban (P1, P2)..... 71
- 6.10. ábra:** A **(a)** HCO_3^{-} , **(b)** Cl^{-} , **(c)** SO_4^{2-} , és **(d)** NO_3^{-} koncentrációjának változása az ásott kútban (SW) és a megfigyelőkutakban (P1, P2). Megjegyzés: A szulfát mérési módszerének alsó határa 25 mg/l..... 71
- 6.11. ábra:** **(a)** A keménység és **(b)** az összes oldottanyag-tartalom (TDS) az ásott kútban (SW) és a megfigyelőkutakban (P1, P2). 72
- 6.12. ábra:** A kémiai oxigénigény (KOI) változása az ásott kútban (SW) és a megfigyelőkutakban (P1-P2). 74
- 6.13. ábra:** A kiválasztott nyomelemek és komponensek koncentrációjának változása az ásott kútban (SW) és a megfigyelőkutakban (P1-P2). **(a)** cink, **(b)** réz, **(c)** arzén, **(d)** vas (II), **(e)** mangán, **(f)** foszfát, **(g)** alumínium, **(h)** bór, **(i)** stroncium, **(j)** urán, **(k)** bárium ($\mu g/l$ -ben), és **(l)** kovasav (mg/l -ben). 75

- 6.14. ábra:** A stabilizotóp-összetétel: **(a)** $\delta^2\text{H}$, **(b)** $\delta^{18}\text{O}$; és **(c)** a trícium változása az ásott kútban (SW) és a megfigyelőkutakban (P1–P2). 77
- 6.15. ábra:** A szekvenciális kioldás eredményei az „SW-I-1” és „SW-I-2” mintákra..... 79
- 7.1. ábra:** **(a)** Az alkalmazott elméleti megközelítés egyszerű félmedencére Tóth (1962) alapján. **(b)** Peremfeltételek a stacioner vízáramlási szimulációkban. **(c)** Peremfeltételek a tranzien szimulációkban. **(d)** A modell geometriája, földtani felépítése és paraméterei. A heterogenitások hatását az SG-5 scenárió-csoportban vizsgáltam (rövidítések: BE – beáramlási terület alatt, TA – átáramlási terület alatt, DA – a kiáramlási terület alatt). 81
- 7.2. ábra:** A vízszintemelkedés ($\Delta\Psi$) és a kumulatív vízmennyiség (V_{tot}) az idő függvényében (SG-1, $\Delta z = 0$ m, $\Delta h = 0$ m). 85
- 7.3. ábra:** A vízszintemelkedés ($\Delta\Psi$) és a beszivárogtató medencéből beszivárgó kumulatív vízmennyiség (V_{tot}) az idő függvényében **(a, b:** $\Delta z = 10$ m, **c, d:** $\Delta z = 20$ m, **e, f:** $\Delta z = 30$ m, **g, h:** $\Delta z = 40$ m) SG-1 esetén. 86
- 7.4. ábra:** A domborzat **(a–c:** Δz), a modellhossz **(d–f:** L) és a felszínalatti vízszint elevációjának **(g–i:** h_l , **j–l:** h_r) hatása a vízszintemelkedésre ($\Delta\Psi$ – **a,d,g,j**), a beszivárgó víz kumulatív mennyiségére (V_{tot} – **b,e,h,k**) és a hatékonysági indexre (EI – **c,f,i,l**) 5 év elteltével **(a–c:** SG-1; **d–f:** SG-2; **g–i:** SG-3/A; **j–l:** SG-3/B) a hidraulikus emelkedési magasság különbség (Δh) függvényében. 88
- 7.5. ábra:** A geológiai tulajdonságok **(a–c:** K_{xx} , **d–f:** ε , **g–i:** θ_s) hatása a vízszintemelkedésre ($\Delta\Psi$ – **a,d,g**), a beszivárgó víz kumulatív mennyiségére (V_{tot} – **b,e,h**) és a hatékonysági indexre (EI – **c,f,i**) 5 év elteltével **(a–c:** SG-4/A, **d–f:** SG-4/B, **g–i:** SG-4/C) a hidraulikus emelkedési magasság különbség (Δh) függvényében. 91
- 7.6. ábra:** A heterogenitás (K'_{xx}/K_{xx}) hatása **(a)** a vízszintemelkedésre ($\Delta\Psi$); **(b)** a beszivárgó víz kumulatív mennyiségére (V_{tot}); és **(c)** a hatékonysági indexre (EI) 5 év elteltével (SG-5). 92
- 7.7. ábra:** A beszivárogtató medence szélessége **(a–c:** w) és a medencében található vízmélység **(d–f:** d) hatása a vízszintemelkedésre ($\Delta\Psi$ – **a,d**), a beszivárgó víz kumulatív mennyiségére (V_{tot} – **b,e**) és a hatékonysági indexre (EI – **c,f**) 5 év elteltével **(a–c:** SG-6/A, **d–f:** SG-6/B) a hidraulikus emelkedési magasság különbség (Δh) függvényében. 93
- 7.8. ábra:** Kerekegyháza és a Kondor-tó elhelyezkedése a modellezett keresztmetszvény mentén. A topográfiai adatok a Lechner Tudásközponttól származnak, 5 m-es felbontással. A vízszint térkép a térképen feltüntetett ásott kutakban végzett mérések alapján készült (a mérés időpontja: 2020. szeptember 16.). 97
- 7.9. ábra:** A modell geometria, amely jelzi a középső réteg és az „L” betűvel jelölt lencsék helyét. A vertikális túlmagasítás mértéke: 1:30..... 98
- 7.10. ábra:** **(a)** Vízszintemelkedés ($\Delta\Psi$), **(b)** a beszivárogtató medencéből beszivárgó kumulatív vízmennyiség (V_{tot}); és **(c)** a hatékonysági index (EI) az idő függvényében. **(d)** A kezdeti vízszint és a vízszintnövekedés az esettanulmány keresztmetszvényére 25 és 50 év után (K-3). A hidraulikus emelkedési magasság (h) kontúrok a modell utolsó lépését (50 év után) mutatják. A vertikális túlmagasítás mértéke 1:30. 99

- 8.1. ábra:** A FAVÖKO-k természet alapú rehabilitációjának koncepcionális modellje a felszínalatti vízszint lejtésének kihasználásával egy egyszerű medencében, MAR módszerek alkalmazásával..... 114

16. Táblázatjegyzék

- 1. táblázat:** A MAR típusok lehetséges csoportosítása a nemzetközi MAR adatbázis és az INOWAS tagolása alapján (Szabó és mtsai., 2020). Rövidítések: s.l.: sensu lato – tágabb értelemben; s.s. – sensu stricto – szűkebb értelemben..... 15
- 2. táblázat:** Az automata regisztráló műszerekkel és a vízkémiai vizsgálatok során mért paraméterek, a mérések helye, az alkalmazott mérési módszerek és azok pontossága. 55
- 3. táblázat:** A megfigyelt vízszintkülönbségek [m] a kísérletben részt vevő kutakban (SW, P1, P2) és a területen található megfigyelőkutakban. 61
- 4. táblázat:** A víztartó hidraulikus vezetőképessége és porozitása a P1 fúrása során gyűjtött minta (DR-A), valamint az SW talpának hidraulikus vezetőképessége és porozitása az onnan gyűjtött üledékminták alapján a meghatározási módszerek nevével és a különböző értékek átlagával (SW-T: felső réteg, SW-B: alsó réteg). 65
- 5. táblázat:** Az SW–P1 és SW-P2 kutak viszonya alapján számított hidraulikus emelkedési magasság különbség (Δh), hidraulikus gradiens ($\Delta h/\Delta l$), Darcy-fluxus (q), vonalmenti sebesség (v) és elérési idő..... 67
- 6. táblázat:** A csapadékvíz (PR) és a tetővíz (RT) cink, stroncium, réz, mangán, bárium és alumínium koncentrációi; a PR és az RT aránya; az SW-ben mért értékek tartománya; és a felszínalatti víz minőségére vonatkozó határértékek (6/2009-es rendelet)..... 73
- 7. táblázat:** Az oldott szerves széntartalom (DOC) és az összes széntartalom (TOC) koncentrációja az ásott kútban (SW), a megfigyelőkutakban (P1, P2), a csapadékban (PR) és a tetővízben (RT). 73
- 8. táblázat:** Modellszenáriók és a vizsgált paraméterek az elméleti szimulációkhoz (1–6) és az esettanulmányhoz (7). 83

Mellékletek

Tartalomjegyzék

I. melléklet: Kutakkal kombinált tetővízgyűjtő rendszereket vizsgáló esettanulmányok	ii
II. melléklet: A MAR rendszerek típusai és alkalmazási lehetőségei	iii
III. melléklet: A hidrogeológiai térképezés során felhasznált archív adatok	ix
III/A. melléklet: A hidraulikai adatfeldolgozáshoz használt adatok	ix
III/B. melléklet: A vízkémiai feldolgozáshoz használt adatok	xi
IV. melléklet: Az évszakos terepi mérésekhez kapcsolódó adatok	xiii
IV/A. melléklet: A Kerekegyháza környékén található sekély kutak alapadatai	xiii
IV/B. melléklet: Az évszakos felmérések során készített fényképek	xiv
IV/C. melléklet: Az évszakos felmérések során mért paraméterek, az alkalmazott mérési módszerek és azok pontossága	xv
IV/D. melléklet: A vizsgált kutak vízszint adatai	xvi
IV/E. melléklet: A vizsgált kutak vizében mért terepi paraméterek	xvii
IV/F. melléklet: A vizsgált kutak vízkémiai összetétele	xviii
IV/G. melléklet: A vízkémiai paraméterek idősorainak korrelációs mátrixai	xix
IV/H. melléklet: A vizsgált kutakban mért stabilizotóp adatok	xxi
V. melléklet: A kísérlethez kapcsolódó adatok	xxii
V/A. melléklet: A kísérlet nyomon követése során készített fényképek	xxii
V/B. melléklet: A vízszlopváltozások vizsgálatához használt adatok	xxiii
V/C. melléklet: A hidraulikus vezetőképesség meghatározásához használt szemcseméret-eloszlások	xxv
V/D. melléklet: A beszivárgási görbék AquiferTest szoftverrel történő elemzésének eredményei	xxvi
V/E. melléklet: Az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének laboratóriumában végzett vízkémiai mérések eredményei	xxvii
V/F. melléklet: Az SZTFH geokémiai laboratóriumában végzett vízkémiai mérések eredményei	xxviii
V/G. melléklet: A kísérlet során mért izotópadatok	xxxii
V/H. melléklet: A kút talpáról származó iszap teljes kémiai összetétele	xxxiii
V/I. melléklet: A kút talpáról származó iszap szekvenciális kioldásának eredményei	xxxv
V/J. melléklet: Az ásott kút vízösszetételére vonatkozó pozitív telítettségi indexek	xxxvi

I. melléklet: Kutakkal kombinált tetővízgyűjtő rendszereket vizsgáló esettanulmányok

Hivatkozás	Ország	Az utánpótlásra használt víz forrása	Az vízutánpótlás módja	Vízartó típusa	Vizsgált paraméterek	A monitoring hossza	A vizsgálatok léptéke
Dillon és Barry, 2005	Ausztrália	tetőről gyűjtött esővíz	24 m mély fűrt kút	porózus	bejuttatott vízmennyiség, vízszint, zavarosság, T, EC, 1–1 minta a beszivárogtató és a megfigyelőkútból, évszakos vízminták a vízgyűjtésre használt tartályból (részletes vízkémia)	2 év	egy önálló rendszer
Venugopal és Ghosh, 2010	India	tetőről gyűjtött esővíz	10 m mély ásott kút	repedezett (bazaltos)	vízszint	7 év (évszakosan)	egy önálló rendszer
Jebamalar és Ravikumar, 2011	India	tetőről gyűjtött esővíz	ásott és fűrt kutak, szikkasztó gödrök	porózus	vízszint 23 kútban, vízkémiai mérések 8 kútban (EC, pH, TDS, CO ₃ ²⁻ , HCO ₃ ⁻ , keménység, Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Cl ⁻)	10 év (kb. éves mérések)	két városrész
Pawar és mtsai., 2014	India	tetőről gyűjtött esővíz	17 fűrt és 4 ásott kút	nem említik, feltehetően repedezett	bejuttatott vízmennyiség, vízkémiai mérések (EC, pH, TDS, Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , N ⁺ , K ⁺)	nincsenek idősorok	egy település
Wang és mtsai., 2015	Kína	tetőről gyűjtött esővíz	230 m mély fűrt kút	karsztos	csapadékmennyiség, vízszint, fő ionok, fémek, félfémek, nutriensek	6 hónap	egy önálló rendszer
Hasan és mtsai., 2018	Banglades	tetőről gyűjtött esővíz és egy tó vize	4 db 18–23 m mély fűrt kút	porózus	bejuttatott vízmennyiség, vízszint, zavarosság, T, EC, pH, As, Fe	5 hónap	két önálló rendszer
Rahaman és mtsai., 2019a,b	Banglades	tetőről gyűjtött esővíz	23 m mély ásott kút	porózus	T, EC, pH, SO ₄ ²⁻ , PO ₄ ³⁻ , NO ₃ ⁻ , Fe, As, E. coli	nincsenek idősorok (MAR előtti és utáni minták)	egy önálló rendszer
Pavelic és mtsai., 2022	Vietnám	tetőkről, burkolat nélküli utakról és szántóföldekről gyűjtött esővíz	10–30 m mély ásott kutak	repedezett (bazaltos)	csapadékmennyiség, vízszint, zavarosság fő ionok, NO ₃ ⁻ , fémek, nutriensek, patogének, peszticidek	3 év	öt önálló rendszer

*Rövidítések: T – hőmérséklet, EC – fajlagos elektromos vezetőképesség, TDS – összes oldottanyag-tartalom)

II. melléklet: A MAR rendszerek típusai és alkalmazási lehetőségei

(IGRAC, 2007; INOWAS, 2020; és Szabó és mtsai., 2020 alapján)

1. Felszíni beszivárogtató módszerek (Spreading methods)

Árkok és barázdák (Ditch and Furrow)

A csatornák, árkok és barázdák pontszerű vagy vonalas vízi létesítmények, amelyek lehetővé teszik az utánpótlásra használt víz beszivárgását a felszínalatti vízbe. Ezek rendszerint sekélyek, lapos aljzatúak és szorosan egymás mellett helyezkednek el. Ez a felszíni beszivárogtató módszer elsősorban változatos domborzatú területen történik, ahol a víz gyűjtésére és elosztására szolgál. Ezen túl alkalmazható abban az esetben is, amikor a felső talajprofilban vízfogó réteg van jelen, amit az árkok és barázdák kialakítása során eltávolítanak.

Altalajöntözés (Reverse Drainage)

Az altalajöntözés alkalmazása során a vizet perforált csőhálózat segítségével juttatják a felszín alá, ahonnan a víz a talajba szivárog. Ezt a módszert ott használják, ahol a földterület drága, ugyanis ez a módszer elhanyagolható hatással van a felszíni földhasználatra.

Többletöntözés (Excess Irrigation)

A többletöntözés MAR módszerként olyan egyébként is öntözött mezőgazdasági területeken alkalmazható, ahol többlet víz áll rendelkezésre, és ez a területen művelési vagy öntözési időszakokon kívül elöntözhető, így biztosítva a víztartó feltöltését. A többletöntözés előnyös lehet más hagyományos MAR módszerekkel szemben, azokon a rendelkezésre álló öntözött mezőgazdasági területeken, amelyek már rendelkeznek a szükséges infrastruktúrával, és ha többlet öntözővíz is rendelkezésre áll (más forrásból), akkor annak víztartóba juttatása könnyen megoldható. Másik előnye, hogy ez esetben a MAR rendszer nem versenyez más földhasználatokkal és az öntözés kedvezőtlen hatására csökkenő vízszintek is kiegyenlíthetők e módszer alkalmazásával.

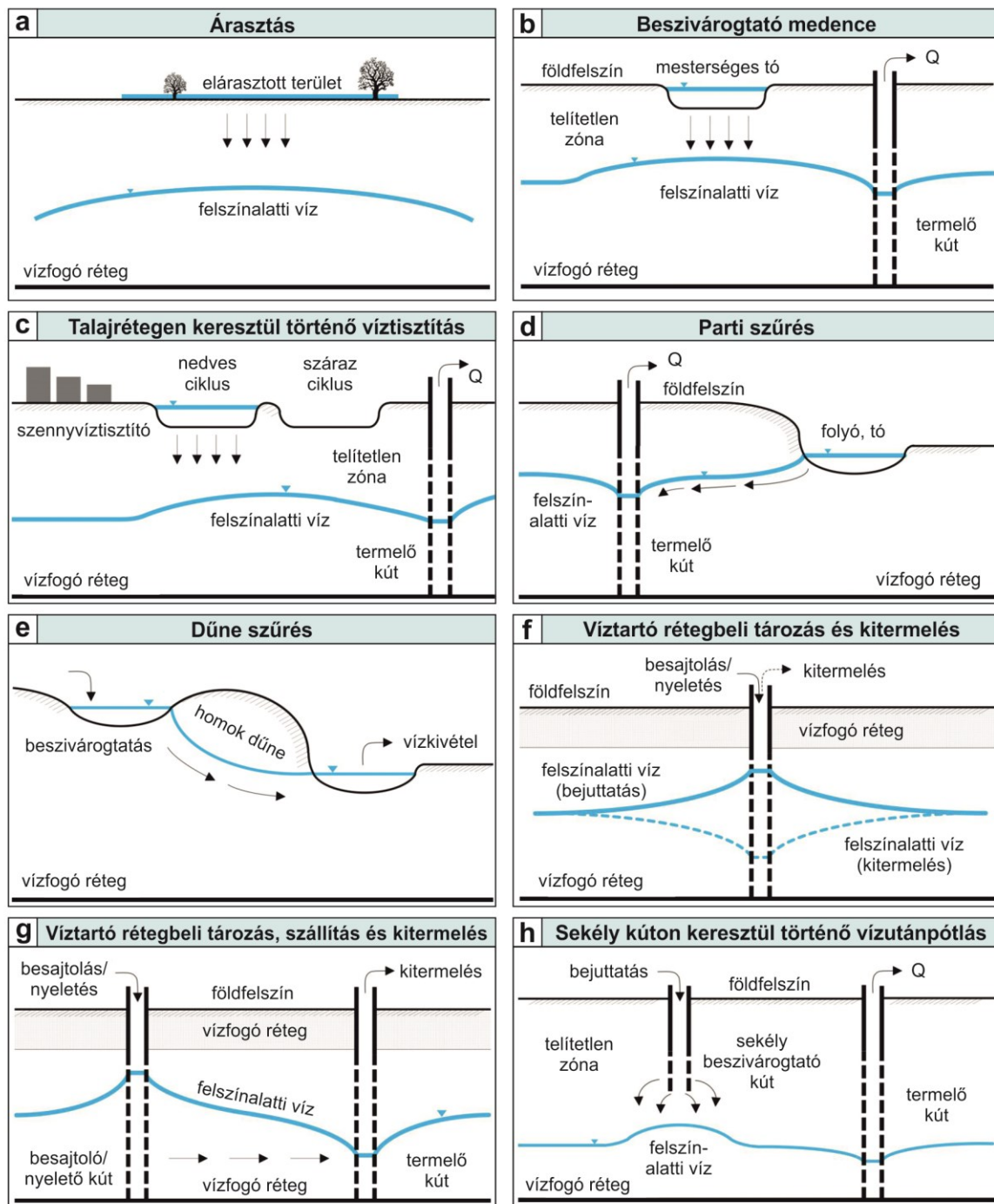
Árasztás (Flooding)

Az árasztás (1a. ábra) MAR módszerként való alkalmazása akkor történik, amikor nagyvízi időszakban többlet víz áll rendelkezésre, vagy amikor árvízi eseményt kell kezelni. A rendszer passzív beszivárgást biztosít, amely áthatol a vadózus zónán és az alatta lévő víztartóba kerül. Ezek a rendszerek számos előnnyel rendelkeznek, például az árvízvédelem, a szárazságra való felkészülés, a víztartó és az ökoszisztéma helyreállítása szempontjából. Azonban a módszer alkalmazásához nagy földterületekre van szükség, amelyeket készenlétben kell tartani, hogy lehetővé tegye az időszakos árasztást és ezért kompenzációs rendszereket kell bevezetni a földtulajdonosok számára.

Beszivárogtató tavak és medencék (Infiltration Ponds and Basins)

A felszíni beszivárogtató módszerek és azon belül is a beszivárogtató tavak, medencék (1b. ábra) a leggyakrabban alkalmazott MAR módszerek közé tartoznak. Ezek alapja a víz megtartása és szétterítése többnyire sík területen, a beszivárgás fokozása érdekében. A fedetlen víztartóba való beszivárgás mértékét növelhetik árkok, gátak, üregek, barázdák létrehozásával is. A felszíni beszivárogtató módszerek akkor alkalmazhatók, ha a területen fedetlen víztartó található, jó felszínközeli vízvezetőképességgel. E típus egyik válfaja a „Soil Aquifer Treatment” (SAT), amelynek elsődleges célja a víz minőségének javítása,

kihasználva a beszivárgás alatt lejátszódó természetes fizikai-, kémiai- és biológiai folyamatokat. E módszer esetében sokszor tisztított szennyvizet használnak és a megfelelő hatások elérése érdekében gyakran váltakozva alkalmaznak nedves és száraz ciklusokat (1c. ábra).



1. ábra: Elsősorban a víz beszivárogatására, pótlására irányuló MAR módszerek. **(a)** árasztás, **(b)** beszivárogató tavak és medencék, **(c)** talajrétegen keresztül történő víztisztítás (SAT – Soil Aquifer Treatment), **(d)** parti szűrés, **(e)** dűne szűrés, **(f)** víztartó rétegbeli tározás és kitermelés (ASR – Aquifer Storage and Recovery), **(g)** víztartó rétegbeli tározás, szállítás és kitermelés (ASTR – Aquifer Storage, Transfer and Recovery), **(h)** sekély kúton keresztül történő vízutánpótlás (INOWAS, 2020 alapján Szabó és mtsai., 2020).

2. Parti szűrés (Induced Bank Filtration)

Parti szűrés, folyó vagy tó partján (Induced Bank Filtration)

Folyókhoz vagy tavakhoz kapcsolódó parti szűrésű rendszerek (1d. ábra) működése során a vízforrással párhuzamosan elhelyezett kútsor vagy galéria szivattyúzása beindítja a folyó vagy a tó vizének az objektum felé történő áramlását. A szivattyúzás lecsökkenti a felszínalatti víz szintjét a folyó vagy tó környezetében, ami előidézzi vizük víztartóba való beszivárgását. E folyamat elsődleges célja a felszíni vizek minőségének javítása a kútba jutásig, majd az ezt követő hasznosításuk. A víz folyó- vagy tómedren, illetve víztartón történő áthaladása során fizikai-, kémiai- és biológiai folyamatok játszódnak le, amelyek eltávolítják az oldott és lebegtetett szennyezőket és patogéneket.

Dűne szűrés (Dune filtration)

A dűne szűrés (1e. ábra) hasonló alapokon nyugszik, mint a szűkebb értelemben vett parti szűrés. Ebben az esetben a dűnék között tavakat hoznak létre, úgy, hogy a vizük a lejtés irányában átszivárognak a dűnerendszeren keresztül (szabadon vagy külső kényszer hatására). Ezáltal a vízből eltávolíthatók a szuszpendált szennyező anyagok és a kórokozók. Miután átesett a felszín alatti szűrésen, a vizet a dűnerendszer mélyebb fekvésű részein kialakuló tavakból vagy felszín alatti galériákból termelik ki.

3. Kúton, aknán vagy fúrólukon keresztül történő vízutánpótlás (Well, Shaft and Borehole Recharge)

ASR (Aquifer Storage and Recovery)

Az ASR módszer esetén egy mélyebb kutat fúrnak, amelyet a célzott víztartóra szűrőznek és a pótlásra használt víz nyeletésére vagy besajtolására, valamint vízkivételre egyaránt használnak (1f. ábra). Ezt a MAR módszert elsősorban ott alkalmazzák, ahol nagy vastagságú és alacsony permeabilitású réteg van jelen a víztartó felett. A nemzetközi tapasztalatok alapján a legtöbb jelenleg működő ASR rendszer célja a víz tárolása a víztartóban a nagyobb vízigényű időszakban történő vízkivétel céljából. Azaz a vízhiányos és víztöbblettel rendelkező időszakok közötti különbség enyhítése. A kúton keresztül besajtoló módszerek megfelelő vízminőséget igényelnek, mivel közvetlenül juttatják a vizet a víztartóba. Előnyei, hogy a felszínközeli képződmények itt nem játszanak szerepet, illetve relatíve kis területet igényel, így akár beépített területeken (pl. nagyvárosokban) is alkalmazható.

ASTR (Aquifer Storage, Transfer and Recovery)

Az ASTR módszer esetén a vizet egy kúton keresztül injektálják a víztartóba, és egy másik, tőle távolabb található kútból nyerik ki (1g. ábra). A felszín alatt megtett áramlási útja során fizikai és kémiai folyamatok játszódnak le, amelyek javítják a bejuttatott víz minőségét. A bejuttatott vízre vonatkozó minőségi kritériumok e módszer esetén is fennállnak.

Sekély/ásott kúton, aknán keresztül történő vízutánpótlás (Dug well/Shaft/Pit Infiltration)

A sekély kutakon (1h. ábra), aknákon vagy gödrökön keresztül történő utánpótlást rendszerint olyan területeken használják, ahol a felszíni beszivárogtató módszerek nem alkalmazhatók, pl. felszín közelében található alacsony permeabilitású rétegek jelenléte, nagymértékű evapotranszspiráció vagy beépítettség miatt. Gyakran felhagyott kutakat vagy

gödröket használnak, amelyek korábban szárazak voltak. A beszivárogtató létesítménybe táplált víz lassan utánpótolja a víztartó réteg vizét. Ez egy meglehetősen költséghatékony módszer, mert az utánpótlást csak a gravitáció szabályozza.

4. Medermorfológia-módosítás a beszivárogtatás elősegítésére (In-Channel Modification)

Meder horizontális kiterjesztése (Channel Spreading)

Ez a módszer a rátápláló folyók medrének horizontális kiterjesztését jelenti, amely révén a vízvezető csatorna vagy folyó medrének nedvesített felületét mesterségesen megnövelik, fokozva ezzel a víztartóba történő beszivárgást. A csatorna kiszélesíthető, kiegyenlíthető, bordázható vagy kotorható. A vízáramlás iránya is módosítható L-alakú gátak segítségével (2a. ábra). A beszivárgási felület növelésével és az áramlási sebesség csökkentésével a felszín alá jutó víz mennyisége növelhető.

Utánpótlódást segítő gát (Recharge Dam)

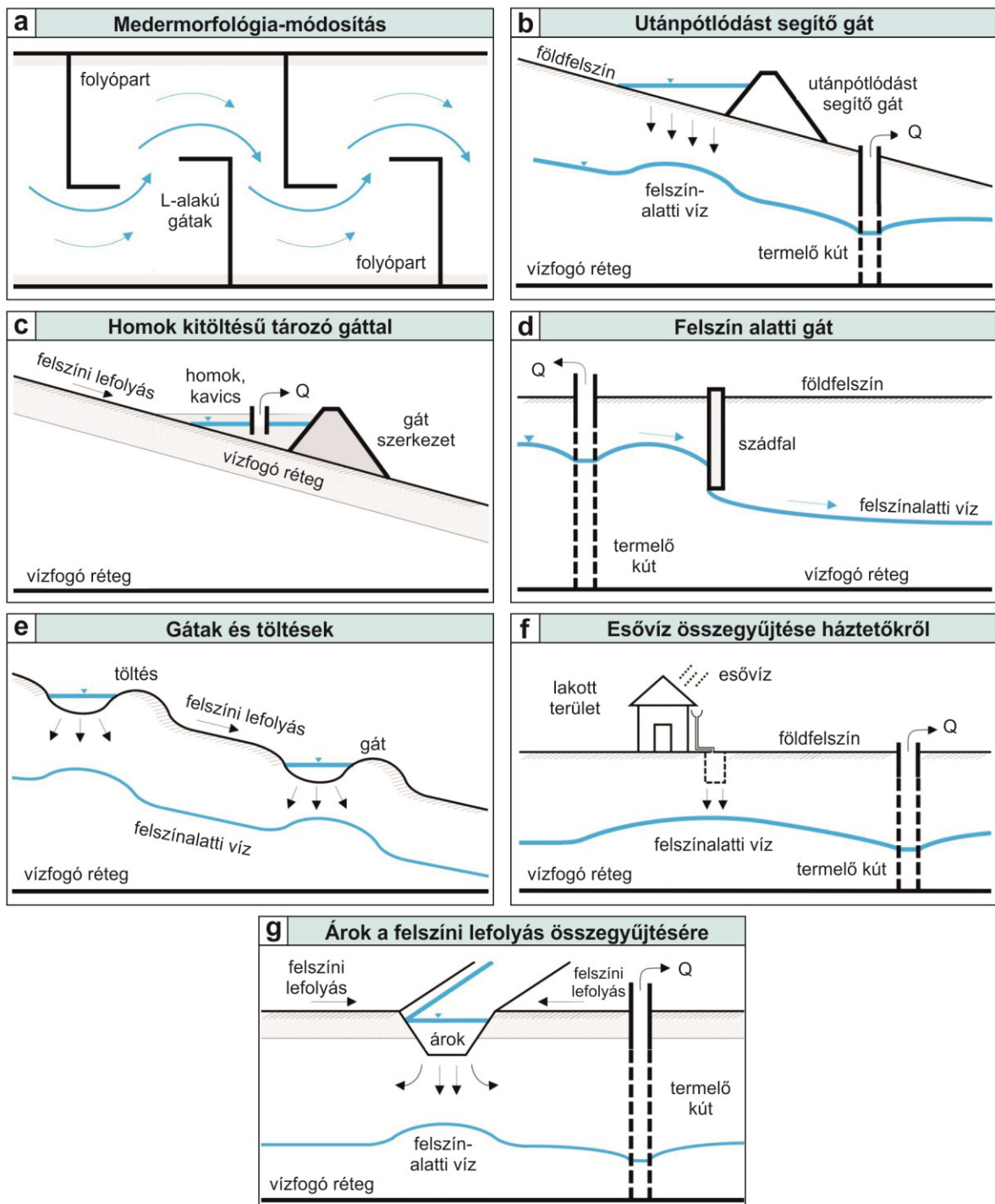
Az utánpótlódást segítő gátak olyan alacsony permeabilitású szerkezetek, amelyeket rátápláló folyók medrébe építenek, így felszíni rezervoárok létrehozásával a folyóvízi és felszíni lefolyás vize nem vész el, tárolható. A beszivárogtatás kétféleképpen történhet. Az egyik lehetőség, hogy elgátolással lehetővé teszik az utánpótlódást segítő gát mögötti rezervoárból történő beszivárgást (2b. ábra). A vízkivétel a gát alatt történik a víztartóból. A másik lehetőség, hogy szabályozottan átengedik a vizet a gáton, így a víz az alvízi oldalon a folyómedren keresztül fog beszivárogni.

Homok kitöltésű tározó gáttal (Sand Storage Dam)

Ezek a gátak olyan felszínen kialakított szerkezetek, amelyeket időszakos folyók medrébe építenek. Esőzések során a felszíni lefolyás homokot és kavicsot halmoz fel a gát szerkezet mögött, így létrehoz egy víztartót, ami képes tárolni a heves esőzések utáni felszíni lefolyás vizét (2c. ábra), de a víztartó akár mesterségesen is létrehozható. Az esőzések során a rezervoár megtelik vízzel, tárolja a vizet, ahelyett, hogy engedné tovább haladni a vízgyűjtő mélyebben fekvő területei felé. Ez a MAR módszer növelheti a víz elérhetőségét száraz évszakok alatt, csökkentve a víz párolgását, megvédve a szennyeződésektől. Gyakran alkalmazzák Afrika Szaharától délre fekvő területein, továbbá a vidéki közösségek számára is életképes technológiát nyújthat, mivel a megépítéséhez szükséges anyagok akár helyben is megtalálhatók.

Felszín alatti gát (Subsurface Dam)

A felszín alatti gátak olyan alacsony átteresztőképességű akadályok (szádfalak), amelyeket a felszín alá helyeznek el (2d. ábra). Ezek a szerkezetek részlegesen gátolják a felszínalatti víz oldalirányú áramlását és így a víz szintjének megemeléseével a felszínalatti vizet tárolják. A felszín alatti gátak megépítéséhez egy patakon vagy völgyön keresztül árkot mélyítenek, amíg el nem érik az alapkőzetet vagy egy agyagréteget. Az árokban szádfalat építenek, majd az árkot visszatemetik a kiásott anyaggal.



2. ábra: Elsősorban a víz felfogására, összegyűjtésére, majd beszivároztatására irányuló MAR módszerek. **(a)** medermorfológia-módosítása L-alakú gátak segítségével, **(b)** utánpótlódást segítő gát, **(c)** homok kitöltésű tározó gáttal, **(d)** felszín alatti gát, **(e)** gátak és töltések, **(f)** esővíz összegyűjtése háztetőről, **(g)** árok a felszíni lefolyás összegyűjtésére (INOWAS, 2020 alapján Szabó és mtsai., 2020).

5. Esővíz és felszíni lefolyás összegyűjtése és felhasználása (Rainwater and Run-off Harvesting)

Gátak és töltések (Barriers and Bunds)

Az akadályok, gátak, töltések építésének célja, hogy akadályozzák a gyors felszíni lefolyást a vízgyűjtőkről, összegyűjtsék a csapadékvizet, elősegítve ezzel a nagyobb mértékű beszivárgást (2e. ábra). Ezek a szerkezetek könnyen megépíthetők, karbantarthatók és árkokkal együtt is használhatók.

Esővíz összegyűjtése háztetőkről és felszín alá juttatása (Rooftop Rainwater Harvesting)

A városi területeken egyre gyakrabban alkalmazzák a háztetőkről történő esővízgyűjtést (2f. ábra). A felhasználások sokrétűek és magukba foglalják a víz felszíni tárolását tartályokban, valamint öntözésre és a felszínalatti víz utánpótlására való felhasználását. Az összegyűjtött esővíz beszivárogtatható árkok, altalajöntözés (dréncsövek) vagy bármely más, kis területigényű MAR módszer segítségével. Mivel a városi területeket burkolt felületek jellemzik, a víz összegyűjtése és felszín alá juttatása segít a vízszint fenntartásában és a heves esőzések során kialakuló felszíni lefolyás csökkentésében.

Árkok a felszíni lefolyás összegyűjtésére (Trenches)

Az árkok létrehozásának célja, hogy akadályozzák a felszíni lefolyást a vízgyűjtőkről és koncentráltan szivárogtassák be a vizet. Az összegyűjtött esővíz beszivárogtatható árkokon (2g. ábra), aknákon és gödrökön keresztül. Ezek a szerkezetek könnyen megépíthetők, karbantarthatók, és hozzájárulhatnak a vízpótláshoz, ha azokat jó vízáteresztő képződményeken alakítják ki.

III. melléklet: A hidrogeológiai térképezés során felhasznált archív adatok

III/A. melléklet: A hidraulikai adatfeldolgozáshoz használt adatok

Település	Év	Azonosító	EOV X [m]	EOV Y [m]	Tengerszint feletti magasság [mBf]	Szűrőközép elevációja [mBf]	h [mBf]	Tartomány	p(z) profil
Kecskemét	1984	K-888	180260	687980	126,5	113	120,27	#1	
Kerekegyháza	1997	K-29	176277,5	683844,9	119,29	110,79	115,09	#1	#3
Hetényegyháza	1963	K-14	176820	687860	124	109,75	117,7	#1	#4
Hetényegyháza	1964	K-20	176904	687798	124,5	109,25	121,1	#1	#4
Kerekegyháza	2005	K-47	179593,6	680723,1	114,63	99,63	106,16	#1	
Kerekegyháza	1995	K-28	171580,3	688251,2	121,59	97,59	116,09	#1	
Kerekegyháza	2000	K-34	173063,6	687458	119,58	97,58	116,68	#1	
Kerekegyháza	1967	K-20	176340	683827	116,752	96,752	113,752	#1	#3
Kecskemét	1986	K-896	178800	686300	123	95,35	117,8	#1	#4
Kerekegyháza	2004	K-45	173906,4	686489	118,11	94,61	114,6	#1	
Kerekegyháza	2002	K-39	172718,9	687556,7	119,03	93,03	116,51	#1	
Kerekegyháza	2001	K-38	171581,5	685165,9	116,54	92,54	111,04	#1	
Kerekegyháza	2000	K-35	173167,9	687353,2	118,9	91,9	116,4	#1	
Kerekegyháza	2000	K-36	173057,9	686601,6	118,69	91,69	115,19	#1	
Kerekegyháza	2002	K-42/a	175035,5	683644,3	113,59	91,09	109,49	#1	#3
Kerekegyháza	2002	K-44/a	174909,2	683514,6	113,42	90,92	109,22	#1	#3
Kerekegyháza	2002	K-43/a	174895	683640,7	113,19	90,69	108,99	#1	#3
Kecskemét	1984	K-889	180260	687980	126,5	90,5	120,21	#1	
Kerekegyháza	1996	K-30	175850	680800	112,4	89,9	108,7	#1	#2
Kerekegyháza	2002	K-40	177314,2	680286,2	110,13	88,63	106,74	#1	#2
Kerekegyháza	1962	K-13	175506	684901	118,147	88,147	116,647	#1	#3
Kerekegyháza	1962	K-14	175517	684744	116,163	87,663	114,163	#1	#3
Kerekegyháza	1965	K-17	172724	687121	121	87,55	118,8	#1	
Fülöpháza	2005	K-9	173207,4	682172,9	109,18	85,68	106,41	#1	#2
Kunbaracs	1950	B-1	182857	676873	110	85,5	106,5	#1	
Kerekegyháza	1966	K-19	176064	684102	118,402	85,402	114,202	#1	#3
Kerekegyháza	2009	K-50	176076,2	682277,3	113,4	84,4	109,2	#1	#2
Kerekegyháza	1970	K-23	175465	677337	106,199	84,349	104,199	#1	#1
Hetényegyháza	1966	K-22	180034	686674	124	83,8	122,8	#1	
Kerekegyháza	1965	K-18	175693	680185	110,111	83,611	108,111	#1	#2
Kerekegyháza	1962	K-15	175461	685018	118,225	82,225	114,725	#1	#3
Kerekegyháza	1970	K-22	175893	678300	104,329	79,379	102,529	#1	#1
Kerekegyháza	1961	K-11	178903	678201	107,372	78,372	105,472	#1	
Kerekegyháza	2005	K-48	177663,9	685041,1	119,99	75,49	113,96	#1	#4
Fülöpháza	1965	K-1	174070	681430	110,998	75,098	108,798	#1	#2
Kerekegyháza	2003	K-41	178198,1	683943,1	117,24	73,74	112,17	#1	
Kecskemét	1984	K-890	180260	687980	126,5	70	120,19	#1	#4
Lajosmizse	1963	K-39	183062	683040	122,5	64	120,7	#1	

Település	Év	Azonosító	EOV X [m]	EOV Y [m]	Tengerszint feletti magasság [mBf]	Szűrőközép elevációja [mBf]	h [mBf]	Tartomány	p(z) profil
Fülöpháza	K-11	1960	173013.5	680013.6	107.15	57.65	104.95	#2	#1
Fülöpháza	B-2	1967	172176	680222	105.5	55.3	104.1	#2	#1
Kerekegyháza	K-46	2004	173894	686824.8	118.42	54.17	114.87	#2	
Kerekegyháza	B-3	1956	177292	682878	118.15	50.15	114.15	#2	#3
Kerekegyháza	B-4	1949	177102	682739	116.12	48.72	111.12	#2	#3
Kerekegyháza	K-32	1999	178685.4	679323.9	109.91	44.41	105.11	#2	
Kunbaracs	K-8	2002	182366.4	678653.9	112.89	43.89	106.8	#2	
Kunbaracs	B-6	1964	182804	677128	109.948	43.448	105.448	#2	
Kerekegyháza	K-37	2001	172206.9	684656.3	116.06	42.06	110.86	#2	
Kerekegyháza	K-10	1954	175179	679389	108.33	41.355	106.28	#2	#1
Kerekegyháza	K-33	2000	175597.1	680783	110.484	38.484	105.484	#2	#2
Kerekegyháza	K-31	1998	178668.2	678202.2	107.51	37.41	103.26	#2	
Kerekegyháza	K-8	1954	178151	681074	115.46	33.01	110.06	#2	#3
Kerekegyháza	KA-1	1974	179099.2	679169.4	111.15	32.6	107.25	#2	
Kerekegyháza	K-26	1984	177759.4	681506	114.62	32.12	106.87	#2	#3
Kerekegyháza	B-54	1994	177225.3	682681.5	119.75	30.75	112.41	#2	#3
Kerekegyháza	K-59	2016	175972.8	682219.7	113.56	-8.44	105.85	#3	#2
Fülöpháza	K-4	1990	171929.8	680018.3	104.75	-15.3	102.35	#3	#1
Kerekegyháza	K-21	1970	176683	683984	116.592	-20.758	108.992	#3	#3
Kerekegyháza	K-56	2013	176025.7	683796	115.25	-32.75	106	#3	#3
Kerekegyháza	K-52	2010	176446.6	685831	119.91	-34.09	103.11	#3	#4
Kerekegyháza	K-58	2015	176775.9	687056	123.74	-36.06	105.12	#3	#4
Kerekegyháza	B-25	1982	176258	683936.4	118.49	-39.01	107.09	#3	#3
Kerekegyháza	K-12	1962	176579	683889	116.261	-46.489	104.261	#3	#3
Kerekegyháza	K-51	2010	176618.9	686557.9	121.31	-48.69	103.71	#3	#4
Kerekegyháza	KA-2	1974	179097.5	679164.8	111.03	-51.1	107.18	#3	
Kerekegyháza	K-16	1964	174933	682981	113.085	-57.265	108.085	#3	#2
Fülöpháza	B-3	1982	171906.1	680047.8	104.71	-60.79	104.71	#3	#1
Kerekegyháza	K-49	2008	178637.1	678247.7	107.89	-63.71	102.69	#3	
Kerekegyháza	KA-3	1974	179095.9	679160	110.99	-96.585	107.04	#4	
Kerekegyháza	K-27	1991	176539	683756.5	116.43	-150.07	103.43	#4	#3
Kerekegyháza	B-57	2014	176553.5	683737.3	116.67	-150.83	100.67	#4	#3
Kerekegyháza	K-24	1980	176247.7	683922.7	118.811	-155.389	105.811	#4	#3

III/B. melléklet: A vízkémiai feldolgozáshoz használt adatok

Település	Azonosító	Szűrőközep elevációja [mBf]	Na ⁺ +K ⁺ [mg/l]	Na ⁺ [mg/l]	K ⁺ [mg/l]	Ca ²⁺ [mg/l]	Mg ²⁺ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	HCO ₃ ⁻ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	Számított TDS [mg/l]	Tartomány
Kerekegyháza	K-47	99,63		14,90	1,04	93,20	23,50	1,20	427,00	0,60	561,44	#1
Kerekegyháza	K-28	97,59		5,18	1,09	76,15	19,98	9,00	350,50	0,43	462,33	#1
Kerekegyháza	K-34	97,58		12,14	1,11	96,88	22,61	14,77	417,00	0,48	564,99	#1
Kecskemét	K-896	95,35	14,30			65,00	25,20	11,00	353,80	0,00	469,3	#1
Kerekegyháza	K-36	91,69		11,34	1,82	83,22	20,13	6,90	402,89	0,45	526,75	#1
Kerekegyháza	K-42/a	91,09		12,60	1,13	55,00	23,00	1,00	305,00	8,00	405,73	#1
Kerekegyháza	K-44/a	90,92		12,80	0,97	55,00	23,00	1,00	287,00	2,00	381,77	#1
Kerekegyháza	K-43/a	90,69		12,90	1,10	55,00	23,00	1,00	305,00	6,00	404	#1
Kecskemét	K-889	90,5		4,60	0,40	56,90	24,70	6,60	269,00	1,00	363,2	#1
Kerekegyháza	K-30	89,9		8,66	2,18	50,29	16,30	1,96	275,50	1,22	356,11	#1
Kerekegyháza	K-40	88,63		16,33	<0,81	79,39	20,58	5,94	376,90	2,59	502,13	#1
Fülöpháza	K-9	85,68		4,80	2,03	54,20	32,40	2,00	348,00	15,00	458,43	#1
Kerekegyháza	K-50	84,4		14,00	1,38	57,80	23,20	7,00	323,00	<5	428,88	#1
Kerekegyháza	K-23	84,349		15,00	2,50	69,00	25,00	11,00	360,00	8,00	490,5	#1
Kerekegyháza	K-41	73,74		8,40	1,10	85,00	24,00	7,00	409,00	<10	539,5	#1
Fülöpháza	K-11	57,65		11,10	1,02	65,80	34,70	8,00	390,00	<5	513,12	#2
Kerekegyháza	K-46	54,17		7,50	2,48	44,10	25,50	2,00	287,00	<5	371,08	#2
Kunbaracs	K-8	43,89		13,40	1,45	68,30	33,90	8,00	427,00	<5	554,55	#2
Kerekegyháza	K-37	42,06		13,00	1,80	52,00	19,70	2,00	293,00	<10	386,5	#2
Kerekegyháza	K-33	38,484		12,33	1,39	69,00	26,00	5,00	336,00	0,00	449,72	#2
Kerekegyháza	KA-1	32,6	73,37			60,00	29,53	12,90	390,40	96,05	662,25	#2
Kerekegyháza	K-26	32,12	5,80			60,00	32,10	8,20	353,80	0,00	459,9	#2

Település	Azonosító	Szűrőközép elevációja [mBf]	Na ⁺ +K ⁺ [mg/l]	Na ⁺ [mg/l]	K ⁺ [mg/l]	Ca ²⁺ [mg/l]	Mg ²⁺ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	HCO ₃ ⁻ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	Számított TDS [mg/l]	Tartomány
Fülöpháza	K-4	-15,3	22,3			47	27,4	16	317,2	0	429,9	#3
Kerekegyháza	K-56	-32,75		12	1,13	54,5	23,9	3	317	<5	414,03	#3
Kerekegyháza	K-52	-34,09		12,6	1,3	57,5	22,1	3,2	342	<10	443,7	#3
Kerekegyháza	K-58	-36,06		11,7	1,34	51,7	23,4	<1	336	<5	427,14	#3
Kerekegyháza	B-25	-39,01	24,2			51	31,7	29	329,4	0	465,3	#3
Kerekegyháza	K-51	-48,69		32,3	30,2	148	0,4	5	604	<10	824,9	#3
Kerekegyháza	KA-2	-51,1	175,72			39,4	23,02	31,8	481,9	134,48	886,32	#3
Kerekegyháza	K-49	-63,71		52	1,8	58,9	25,8	5	445	9	597,5	#3
Kerekegyháza	KA-3	-96,585	238,51			14,2	9,99	43,6	372,1	230,54	908,94	#4
Kerekegyháza	K-27	-150,07	35,4			55,5	29,1	8	402,6	0	530,6	#4
Kerekegyháza	B-57	-150,83		26	1,2	58,9	30,3	2	378	15	511,4	#4
Kerekegyháza	K-24	-155,389	48,3			51	34,3	17	427	0	577,6	#4

IV. melléklet: Az évszakos terepi mérésekhez kapcsolódó adatok

IV/A. melléklet: A Kerekegyháza környékén található sekély kutak alapadatai

Azonosító	EOV X [m]	EOV Y [m]	Tengerszint feletti magasság [mBf]	Kiállítás [m]	A peremtől mért talpmélység [m]	A kúttalp elevációja [mBf]	Állapot	Megjegyzés
KE01	177293,073	682955,488	114,847	0,6	7,25	108,197	mintázható	kb. 30 éve a kútba vezetik a csapadékot
KE02	176514,714	683199,049	115,164	1,03	7,03	109,164	mintázható	kb. 10 éve a kútba vezetik a csapadékot
KE03	174398,087	678571,187	105,151	0,95	4,8	101,301	időszakosan száraz	gémes kút, nincs fedve
KE04	174428,601	678489,686	104,837	0,74	5,19	100,387	mintázható	nincs fedve
KE05	175915,83	678458,749	105,536	0,79	4,47	101,856	időszakosan száraz	téglás kút
KE06	177290,66	677787,96	106,24	0,46	5,43	101,27	száraz	elhagyott tanya
KE07	178806,283	677550,031	106,278	0,69	4,17	102,798	időszakosan száraz	gémes kút
KE08	178803,098	677534,213	106,045	0,67	4,35	102,365	száraz	az előzővel egy tanyán
KE09	178781,716	677598,1	106,537	0,77	4,21	103,097	száraz	az előzővel egy tanyán
KE10	178430,239	676600,372	105,338	0,59	4,57	101,358	száraz	
KE11	178759,239	676464,935	104,754	0,6	4,5	100,854	időszakosan száraz	
KE12	179463,365	677037,359	107,192	0,65	7,13	100,712	száraz	elhagyott tanya
KE13	177999,305	680943,353	114,727	0,69	7,5	107,917	száraz	téglás kút
KE14	179033,417	683701,483	115,197	0,5	4,52	111,177	száraz	
KE15	178991,085	684617,188	116,3	0,15	5,45	111	száraz	
KE16	180589,22	682934,305	116,697	0,62	7,02	110,297	száraz	
KE17	180571,331	682855,262	117,165	0,48	5,49	112,155	száraz	
SW	176706,926	682453,299	114,019	0,62	6,3	107,719	mintázható	a kísérletben részt vevő ásott kút
P1	176698,538	682451,4253	113,738	0,31	6,7	107,038	mintázható	a kísérletben részt vevő megfigyelőkút
P2	176696,998	682445,9698	113,738	0,4	6,7	107,038	mintázható	a kísérletben részt vevő megfigyelőkút

IV/B. melléklet: Az évszakos felmérések során készített fényképek



a) KE03-as kút, b) KE04-es kút, c) KE07-es kút, d) KE05-ös kút

IV/C. melléklet: Az évszakos felmérések során mért paraméterek, az alkalmazott mérési módszerek és azok pontossága

Mérés helye	Paraméter	Módszer	Pontosság
Terepen	Hőmérséklet	WTW Multi 350i	±0,3 °C
	Fajlagos elektromos vezetőképesség (25 °C-on)		±0,5 %
	pH		±0,004
	Redox potenciál		±1 mV
	Oldott oxigén		±0,5 %
ELTE Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest	Ca ²⁺	Titrimetria (MSZ 448/3-85)	±5 mg/l
	Mg ²⁺		±2 mg/l
	Na ⁺ , K ⁺	Lángfotometria	±0.5 mg/l
	HCO ₃ ⁻	Titrimetria (MSZ EN ISO 9963-1:1998)	±12 mg/l
	Cl ⁻	Titrimetria (MSZ 1484-15:2009)	±2 mg/l
	SO ₄ ²⁻	Spektrofotometria (MSZ 12750/16-1988)	±5 mg/l
	NO ₃ ⁻	Kolorimetriai teszt (VISOCOLOR ECO Nitrate)	Skála: 0-1-3-5-10-20-30-50-70-90-120 mg/l
ATOMKI – Isotoptech Zrt. Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratórium, Debrecen	δ ² H	Üregrezonátorral fokozott lézerspektrometria (Cavity Enhanced Laser Spectroscopy)	±0.50 ‰
	δ ¹⁸ O		±0.08 ‰

IV/D. melléklet: A vizsgált kutak vízszint adatai

Dátum	Vízszint [mBf]						
	2020.09.16.	2020.12.15.	2021.03.24.	2021.06.15.	2021.09.21.	2021.12.08.	2022.04.13.
SW	108,273	108,509	108,369	108,339	107,979	107,854	107,999
P1	108,205	108,287	108,377	108,357	107,742	107,857	107,767
P2	108,172	108,257	108,357	108,327	107,715	107,841	107,737
KE01	111,087	111,727	111,847	111,827	110,589	111,347	111,477
KE02	109,544	109,954	109,454	110,044	109,284	110,104	
KE03	101,341		101,751				
KE04	101,297	101,377	101,907	102,047	100,837	100,777	101,047
KE05	101,866		102,186	102,216			
KE07	103,298	103,048					
KE11	100,904						

IV/E. melléklet: A vizsgált kutak vizében mért terepi paraméterek

Azonosító	Dátum	Hőmérséklet [°C]	Fajlagos elektromos vezetőképesség [μS/cm]	pH	Redox potenciál [mV]	Oldott oxigén [mg/l]
SW	2020.09.21	15,3	413	7	94	
	2020.12.15	11,5	122,2	8,45	295	
	2021.03.24	11	157	8,5	284	
	2021.06.15	14,2	251	8,1	239	
	2021.09.21	14,3	269	7,9	131	9,2
	2021.12.08	10	65	8,03	216	9,8
	2022.04.13	12,9	110,3	7,65	219,1	6,93
P1	2020.09.21	15,7	1222	7,31	164,6	
	2020.12.15	11,4	1304	7,6	205	
	2021.03.24	11,9	1210	7,6	254	
	2021.06.15	15,5	1252	7,38	158	
	2021.09.21	15,3	1425	7,4	229	5,48
	2021.12.08	12,8	1345	7,35	270	4,85
	2022.04.13	15,4	1524	7,37	262	2,76
P2	2020.09.21	16,6	1253	7,38	210,8	
	2020.12.15	13,2	1308	7,5	188	
	2021.03.24	12	1357	7,57	245	
	2021.06.15	15,8	1412	7,4	77,1	
	2021.09.21	14,4	1468	7,3	236	4,5
	2021.12.08	12,6	1437	7,36	269	5,02
	2022.04.13	14,1	1419	7,46	184	5,65
KE01	2020.09.21	15,3	225	7,57	-171	
	2020.12.15	11,4	280	8,34	145,3	
	2021.03.24	10	641	7,76	187	
	2021.06.15	11,9	432	7,64	213,5	
	2021.09.21	13,7	305	8,3	106	7,02
	2021.12.08	10,7	233	7,9	274	7,29
	2022.04.13	9,9	446	8,05	238,1	7,51
KE02	2020.09.21	16,2	133	7,8	240	
	2020.12.15	11,5	97,6	8,28	251	
	2021.03.24	10,3	138	8,1	281	
	2021.06.15	13,8	129,4	7,94	219,6	
	2021.09.21	15	129	8,3	234	9,9
	2021.12.08	10,7	96	7,9	226	10,3
KE04	2020.09.21	15,6	925	8,37	-7,2	
	2020.12.15	9,6	978	8,4	181	
	2021.03.24	8	1053	8,29	261	
	2021.06.15	11,7	931	7,95	-53	
	2021.09.21	13,5	962	8,4	156	6,6
	2021.12.08	8,7	964	8,4	140	6,08
	2022.04.13	9,2	1043	8,42	242,6	6,09
KE05	2021.06.15	12,2	1352	7,53	-90	
KE07	2020.09.23	18,4	274	7,3	-15	
	2020.12.15	10,6	324	8,6	286	

*A bizonytalan méréseket dőlt formázás jelöli.

IV/F. melléklet: A vizsgált kutak vízkémiai összetétele

Azonosító	Dátum	Ca ²⁺ [mg/l]	Mg ²⁺ [mg/l]	Na ⁺ [mg/l]	K ⁺ [mg/l]	HCO ₃ ⁻ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	NO ₃ ⁻ [mg/l]
SW	2020.09.21.	80	6,2	3	3	291	3,4	9	1
	2020.12.15.	22,6	22,6	2	6	74	4,5	6	1
	2021.02.11.	8,2	2,5	0,7	0,7	27	2,2	7	1
	2021.03.24.	26,7	2,5	1	2	74	6,8	12	3
	2021.06.15.	32,8	11,2	5	2	115	11,3	19	8
	2021.09.21.	51,3	1,2	1,5	4	135	9	14	3
	2021.12.08.	14,4	2,5	1	4	54	2,3	2	3
2022.04.13.	20,3	5,5	1	3	74	4,5	8	0	
P1	2020.09.21.	90,3	89,6	32	3	731	25,5	41	30
	2020.12.15.	110,8	89,6	37	4	704	36,1	62	40
	2021.02.11.	92,3	83,4	35	2	650	38,2	64	70
	2021.03.24.	88,2	88,4	36	2	677	36,1	64	50
	2021.06.15.	90,3	99,6	44	3	711	38,4	92	50
	2021.09.21.	90,3	117	47	2	629	49,7	133	100
	2021.12.08.	90,3	107,1	43	1	609	45,1	110	80
2022.04.13.	99,1	117,5	60	2	602	58,7	155	120	
P2	2020.09.21.	94,4	87,2	43	2	744	31,6	48	30
	2020.12.15.	98,5	94,6	48	3	738	39,5	58	30
	2021.02.11.	98,5	87,2	45	2	704	40,4	71	50
	2021.03.24.	94,4	87,2	46	2	731	42,9	72	70
	2021.06.15.	100,5	99,6	49	3	758	42,9	78	50
	2021.09.21.	102,6	112,1	53	0,5	677	51,9	113	100
	2021.12.08.	92,3	97,1	49	1	650	41,8	102	80
2022.04.13.	103,6	101,1	66	2	670	47,4	101	90	
KE01	2020.09.21	22,6	5	3	11	122	2,3	7	0
	2020.12.15	36,9	5	6,5	17	156	12,4	11	0
	2021.03.24	73,9	23,7	25	17	338	22,6	57	3
	2021.06.15	47,2	16,2	18	13	210	13,5	48	1
	2021.09.21	43,1	3,7	9	15	149	11,3	29	3
	2021.12.08.	26,7	8,7	6,5	12	129	11,3	15	0
2022.04.13.	49,5	16,4	27	9	250	22,6	31	0	
KE02	2020.09.21	20,5	1,2	1	1	68	3,4	0	1
	2020.12.15	16,4	2,5	1	1	54	4,5	6	0
	2021.03.24	26,7	1,2	2	1	68	9	5	8
	2021.06.15	20,5	2,5	1	2	68	3,4	4	1
	2021.09.21	18,5	2,5	2	2	54	9	5	3
	2021.12.08.	14,4	2,5	1	1	54	3,4	2	0
KE04	2020.09.21	61,6	84,7	21	4	663	3,4	27	0
	2020.12.15	65,7	93,4	23	5	690	4,5	23	0
	2021.03.24	80	92,1	23	5	731	6,8	34	0
	2021.06.15	82,1	88,4	23	5,5	738	6,8	41	0
	2021.09.21	86,2	77,2	23	6	690	9	41	3
	2021.12.08.	69,8	92,1	21	6	677	4,5	52	0
2022.04.13.	85,6	103,8	26	6	765	9	43	0	
KE05	2021.06.15	168,3	28,6	51	10	562	135,4	250	0
KE07	2020.09.23	28,7	7,5	3	11	149	4,5	5	0
	2020.12.15	47,2	11,2	7	10	217	6,8	6	0

*A mérési módszer alsó határa SO₄²⁻ esetén 25 mg/l, az ennél kisebb értékek dőlt formázással szerepelnek.

IV/G. melléklet: A vízkémiai paraméterek idősorainak korrelációs mátrixai

Megjegyzés: A 0,7-nél nagyobb korrelációs együtthatókat szürke háttér, a 95%-os szignifikancia szinten statisztikailag szignifikáns korrelációkat félkövér formázás jelöli.

1. táblázat: A évszakos felmérés során vizsgált kutak idősorainak korrelációs együtthatói (r) a fajlagos elektromos vezetőképesség (EC) tekintetében.

EC [μ S/cm]	SW	P1	P2	KE01	KE02	KE04
SW	1					
P1	-0,393	1				
P2	-0,432	0,615	1			
KE01	-0,233	-0,125	0,145	1		
KE02	0,691	-0,405	-0,092	0,560	1	
KE04	-0,602	0,324	0,165	0,727	0,102	1

2. táblázat: A évszakos felmérés során vizsgált kutak idősorainak korrelációs együtthatói (r) az összes oldottanyag-tartalom (TDS) tekintetében.

TDS [mg/l]	SW	P1	P2	KE01	KE02	KE04
SW	1					
P1	-0,284	1				
P2	-0,282	0,780	1			
KE01	-0,431	0,088	0,443	1		
KE02	0,121	-0,228	0,333	0,867	1	
KE04	-0,560	0,680	0,712	0,735	0,550	1

3. táblázat: A évszakos felmérés során vizsgált kutak idősorainak korrelációs együtthatói (r) a Ca^{2+} tekintetében.

Ca^{2+} [mg/l]	SW	P1	P2	KE01	KE02	KE04
SW	1					
P1	-0,338	1				
P2	-0,056	0,306	1			
KE01	-0,370	-0,155	0,220	1		
KE02	0,216	-0,431	-0,048	0,790	1	
KE04	-0,300	-0,269	0,691	0,656	0,351	1

4. táblázat: A évszakos felmérés során vizsgált kutak idősorainak korrelációs együtthatói (r) a Mg^{2+} tekintetében.

Mg^{2+} [mg/l]	SW	P1	P2	KE01	KE02	KE04
SW	1					
P1	-0,457	1				
P2	-0,177	0,855	1			
KE01	-0,234	-0,124	-0,319	1		
KE02	0,318	0,635	0,760	-0,386	1	
KE04	0,229	0,052	-0,275	0,513	-0,052	1

5. táblázat: A évszakos felmérés során vizsgált kutak idősorainak korrelációs együtthatói (r) a Na^+ tekintetében.

Na^+ [mg/l]	SW	P1	P2	KE01	KE02	KE04
SW	1					
P1	-0,242	1				
P2	-0,343	0,971	1			
KE01	-0,148	0,546	0,568	1		
KE02	-0,503	0,226	0,347	0,523	1	
KE04	-0,196	0,783	0,861	0,776	0,500	1

6. táblázat: A évszakos felmérés során vizsgált kutak idősorainak korrelációs együtthatói (r) a K^+ tekintetében.

K^+ [mg/l]	SW	P1	P2	KE01	KE02	KE04
SW	1					
P1	0,332	1				
P2	-0,037	0,772	1			
KE01	0,302	0,320	0,130	1		
KE02	-0,255	0,000	-0,126	-0,050	1	
KE04	0,068	-0,587	-0,435	-0,151	0,511	1

7. táblázat: A évszakos felmérés során vizsgált kutak idősorainak korrelációs együtthatói (r) a HCO_3^- tekintetében.

HCO_3^- [mg/l]	SW	P1	P2	KE01	KE02	KE04
SW	1					
P1	0,574	1				
P2	0,411	0,955	1			
KE01	-0,422	-0,082	0,170	1		
KE02	0,455	0,667	0,718	0,528	1	
KE04	-0,489	-0,275	0,007	0,783	0,457	1

8. táblázat: A évszakos felmérés során vizsgált kutak idősorainak korrelációs együtthatói (r) a Cl^- tekintetében.

Cl^-	SW	P1	P2	KE01	KE02	KE04
SW	1					
P1	0,069	1				
P2	0,478	0,843	1			
KE01	0,189	0,581	0,573	1		
KE02	0,352	0,403	0,666	0,589	1	
KE04	0,554	0,787	0,910	0,648	0,754	1

9. táblázat: A évszakos felmérés során vizsgált kutak idősorainak korrelációs együtthatói (r) a SO_4^{2-} tekintetében.

SO_4^{2-} [mg/l]	SW	P1	P2	KE01	KE02	KE04
SW	1					
P1	0,007	1				
P2	0,000	0,921	1			
KE01	0,678	0,162	0,210	1		
KE02	0,275	0,270	0,220	0,454	1	
KE04	-0,060	0,737	0,841	0,236	-0,154	1

IV/H. melléklet: A vizsgált kutakban mért stabilizotóp adatok

Azonosító	Dátum	$\delta^2\text{H}$ [‰]		$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	
		érték	± hiba	érték	± hiba
SW	2020.12.15	-80,01	0,75	-11,67	0,09
	2021.02.11	-72,48	0,33	-9,91	0,07
	2021.03.24	-56,32	0,66	-7,47	0,08
	2021.06.15	-68,87	0,51	-9,38	0,10
	2021.09.21	-67,58	0,33	-9,06	0,07
	2021.12.08	-89,47	0,23	-13,14	0,03
	2022.04.13	-64,07	0,71	-8,87	0,08
P1	2020.12.15	-63,81	0,47	-9,04	0,14
	2021.02.11	-64,08	0,37	-8,95	0,04
	2021.03.24	-63,85	0,19	-8,72	0,06
	2021.06.15	-63,87	0,48	-9,78	0,17
	2021.09.21	-65,16	0,45	-9,28	0,04
	2021.12.08	-64,41	0,53	-9,38	0,04
	2022.04.13	-62,81	0,83	-9,10	0,11
P2	2020.12.15	-64,96	0,46	-9,15	0,11
	2021.02.11	-66,39	0,68	-9,22	0,12
	2021.03.24	-64,56	0,28	-8,66	0,08
	2021.06.15	-64,74	0,17	-9,60	0,07
	2021.09.21	-66,27	0,39	-9,23	0,08
	2021.12.08	-64,87	0,44	-9,43	0,09
	2022.04.13	-63,24	0,82	-9,11	0,08
KE01	2020.12.15	-53,01	0,55	-7,95	0,13
	2021.06.15	-61,56	0,25	-9,26	0,09
	2021.09.21	-41,94	0,42	-6,10	0,08
	2021.12.08	-55,34	0,64	-8,29	0,02
	2022.04.13	-54,41	0,98	-8,17	0,09
KE02	2020.12.15	-82,17	0,49	-11,91	0,11
	2021.06.15	-61,96	0,20	-8,94	0,09
	2021.09.21	-75,24	0,55	-9,61	0,10
	2021.12.08	-83,75	0,33	-12,46	0,07
KE04	2020.12.15	-41,48	0,36	-4,34	0,09
	2021.06.15	-44,63	0,35	-5,45	0,11
	2021.09.21	-44,18	0,46	-5,10	0,15
	2021.12.08	-40,06	0,43	-4,35	0,07
	2022.04.13	-39,18	0,39	-4,07	0,11
KE05	2021.06.15	-55,58	0,20	-8,09	0,07
KE07	2020.12.15	-40,17	0,24	-5,28	0,10

V. melléklet: A kísérlethez kapcsolódó adatok

V/A. melléklet: A kísérlet nyomon követése során készített fényképek



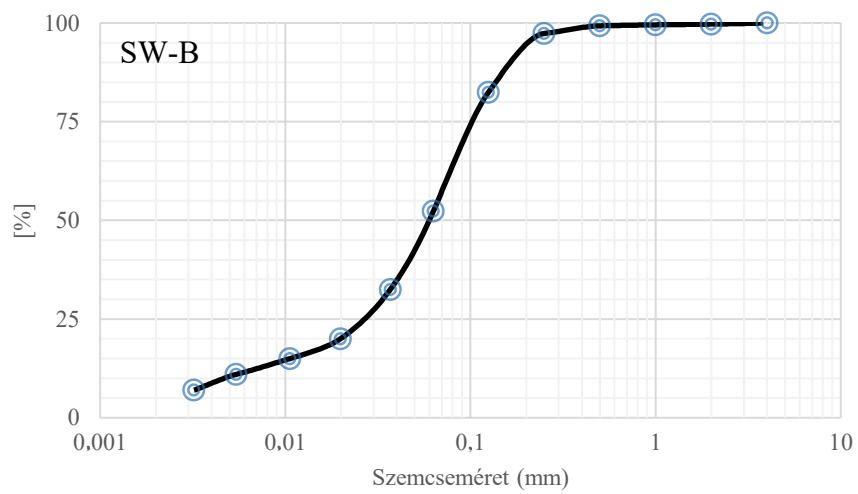
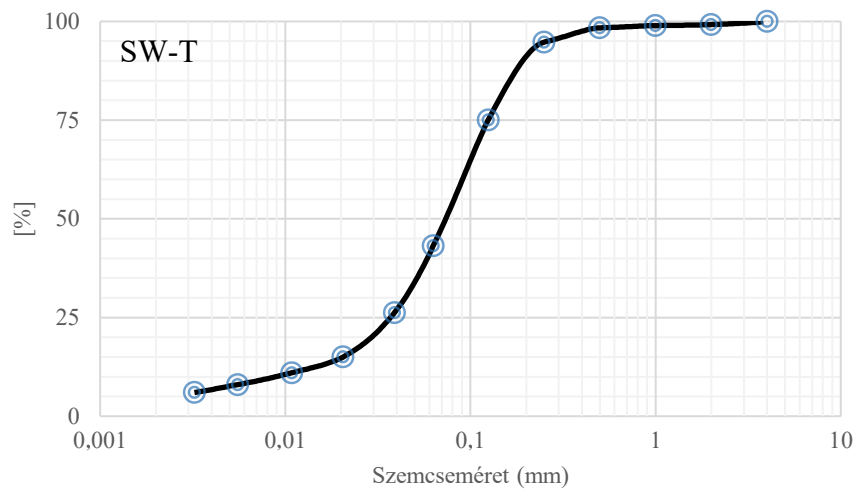
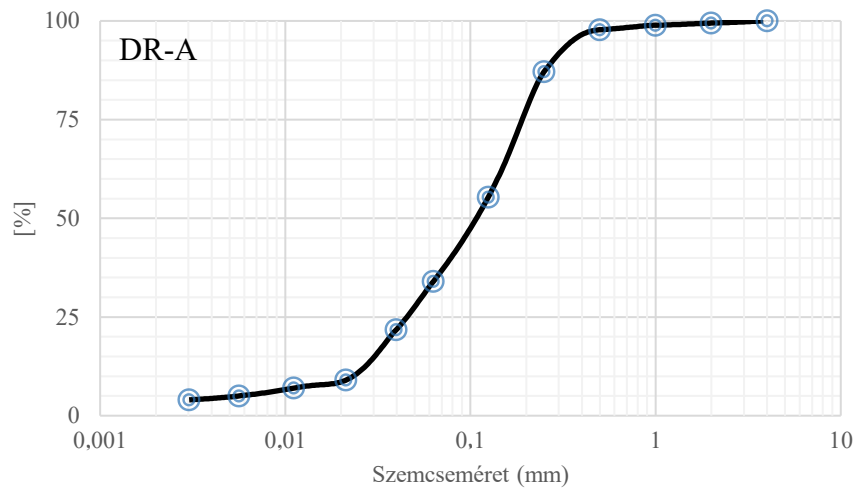
a) Vízszintmérés SW-ben; b) Vízmintavétel P2-ből; c) Esővízgyűjtés mintázáshoz; d) Tetővízgyűjtés mintázáshoz; e) A szűrőben összegyűlt levelek és egyéb szennyeződések; f) A kút talpáról vett minták (felső szint: SW-T, alsó szint: SW-B)

V/B. melléklet: A vízszlopváltozások vizsgálatához használt adatok

Esemény azonosító	Dátum	Évszak	Napi átlag-hőmérséklet [°C]	Csapadék [mm]	ΔH_{pot} [m]	ΔH [m]	$\Delta H/\Delta H_{pot}$ [%]
20-02-1	2020.02.10.	tél	7,45	5,2	0,828	0,521	63
20-02-2	2020.02.14.	tél	6,92	6,2	0,987	0,153	16
20-02-3	2020.02.26.	tél	7,28	13,5	2,149	0,671	31
20-02-4	2020.02.28.	tél	3,89	6,2	0,987	0,401	41
20-03-1	2020.03.01-02.	tél	9,79	11,4	1,814	0,667	37
20-03-2	2020.03.03.	tél	11,21	2,6	0,414	0,149	36
20-04-1	2020.04.14.	tavasz	8,27	3,6	0,573	0,287	50
20-04-2	2020.04.28.	tavasz	17,54	6,2	0,987	0,473	48
20-05-1	2020.05.01.	tavasz	14,49	3,1	0,493	0,21	43
20-05-2	2020.05.05.	tavasz	12,43	2,6	0,414	0,187	45
20-05-3	2020.05.17-18.	tavasz	15,55	10,9	1,735	0,199	11
20-06-1	2020.06.26.	nyár	22,5	3,1	0,493	0,047	10
20-07-1	2020.07.02.	nyár	24,57	8,3	1,321	0,058	4
20-07-2	2020.07.12.	nyár	16,55	4,1	0,653	0,045	7
20-07-3	2020.07.17.	nyár	16,3	3,1	0,493	0,022	4
20-07-4	2020.07.19.	nyár	17,42	10,4	1,655	0,156	9
20-07-5	2020.07.23.	nyár	21,93	20,7	3,295	0,089	3
20-07-6	2020.07.25.	nyár	19,84	11,4	1,814	0,122	7
20-08-1	2020.08.11.	nyár	24,04	1,5	0,239	0,02	8
20-08-2	2020.08.16.	nyár	22,13	19,2	3,056	0,045	1
20-08-3	2020.08.17.	nyár	23,05	5,2	0,828	0,025	3
20-08-4	2020.08.18.	nyár	20,88	1,5	0,239	0,017	7
20-08-5	2020.08.19.	nyár	20,78	3,1	0,493	0,023	5
20-09-1	2020.09.01.	nyár	15,48	17,6	2,801	0,147	5
20-09-2	2020.09.28.	ősz	14,56	7,2	1,146	0,025	2
20-10-1	2020.10.04.	ősz	19,17	5,7	0,907	0,055	6
20-10-2	2020.10.07.	ősz	13,23	5,7	0,907	0,039	4
20-10-3	2020.10.25.	ősz	12,8	4,1	0,653	0,056	9
20-10-4	2020.10.29.	ősz	9,46	2,1	0,334	0,033	10
20-10-5	2020.10.30.	ősz	9,63	2,1	0,334	0,013	4
20-11-1	2020.11.01-02.	ősz	8,99	3,6	0,573	0,055	10
20-11-2	2020.11.04-05.	ősz	11,18	9,3	1,480	0,124	8
20-12-1	2020.12.07.	ősz	5,74	7,8	1,241	0,815	66
20-12-2	2020.12.09-10.	ősz	3,35	9,8	1,560	0,591	38
20-12-3	2020.12.16.	ősz	3,1	1	0,159	0,096	60

Esemény azonosító	Dátum	Évszak	Napi átlag-hőmérséklet [°C]	Csapadék [mm]	ΔH_{pot} [m]	ΔH [m]	$\Delta H/\Delta H_{pot}$ [%]
20-12-4	2020.12.24.	tél	8,52	5,2	0,828	0,789	95
20-12-5	2020.12.28.	tél	4,13	1	0,159	0,167	105
20-12-6	2020.12.29.	tél	8,86	1,1	0,175	0,108	62
20-12-7	2020.12.30.	tél	7,47	6,2	0,987	0,817	83
20-12-8	2020.12.31.	tél	5,35	8,8	1,401	0,916	65
21-01-1	2020.01.06.	tél	3,94	1	0,159	0,148	93
21-01-2	2020.01.07.	tél	1,71	0,5	0,080	0,068	85
21-01-3	2021.01.25.	tél	1,78	2,1	0,334	0,359	107
21-01-4	2021.01.29.	tél	3,74	4,1	0,653	0,619	95
21-02-1	2021.02.08.	tél	4,61	3,6	0,573	0,679	119
21-02-2	2021.02.09.	tél	1,65	3,6	0,573	0,86	150
21-02-3	2021.02.10-11.	tél	1,31	5,8	0,923	1,035	112
21-02-4	2021.02.19-20.	tél	3,765	3,1	0,493	0,408	83
21-03-1	2021.03.14-15.	tél	7,405	7,3	1,162	0,774	67
21-04-1	2021.04.20.	tavas	8,5	9,8	1,560	0,979	63
21-05-1	2021.05.15.	tavas	14,37	3,6	0,573	0,11	19
21-05-2	2021.05.19-20.	tavas	12,315	27,5	4,377	0,294	7
21-07-1	2021.07.30-31.	nyár	23,7	5	0,796	0,056	7
21-08-1	2021.08.01.	nyár	23,8	2,3	0,366	0,142	39
21-08-2	2021.08.05.	nyár	19,9	2,1	0,334	0,125	37
21-08-3	2021.08.23-24.	nyár	19,5	4,1	0,653	0,098	15
21-08-4	2021.08.27.	nyár	14,1	9,3	1,480	0,133	9
21-09-1	2021.09.20.	nyár	11,5	8,1	1,289	0,039	3
21-09-2	2021.09.22.	nyár	10,6	6,5	1,035	0,159	15
21-10-1	2021.10.13-14	ősz	6,35	5,4	0,859	0,119	14
21-12-1	2021.12.02-03.	ősz	7,4	23,8	3,788	0,601	16
22-03-1	2022.03.31	tavas	10,2	24,6	3,915	0,204	5

V/C. melléklet: A hidraulikus vezetőképesség meghatározásához használt szemcseméret-eloszlások



V/D. melléklet: A beszivárgási görbék AquiferTest szoftverrel történő elemzésének eredményei

Dátum	Hidraulikus vezetőképesség [m/s]	Az illesztés hibája, maradék négyzetösszeg [m ²]
2020.02.04.	$2,6 \times 10^{-7}$	15,028
2020.02.14.	$2,01 \times 10^{-7}$	10,322
2020.02.28.	$3,66 \times 10^{-7}$	3,826
2020.04.14.	$1,72 \times 10^{-7}$	40,63
2020.05.05.	$1,86 \times 10^{-7}$	3,857
2020.07.26.	$1,97 \times 10^{-7}$	25,714
2020.08.06.	$1,81 \times 10^{-7}$	9,624
2020.08.19.	$1,96 \times 10^{-7}$	39,563
2020.09.01.	$1,54 \times 10^{-7}$	73,797
2020.10.14.	$1,58 \times 10^{-7}$	28,848
2020.11.05.	$2,04 \times 10^{-7}$	50,719
2020.12.07.	$2,52 \times 10^{-7}$	1,327
2020.12.24.	$1,4 \times 10^{-7}$	2,064
2021.01.07.	$2,45 \times 10^{-7}$	46,981
2021.02.11.	$5,87 \times 10^{-7}$	16,847
2021.02.20.	$4,76 \times 10^{-7}$	35,675
2021.03.15.	$2,69 \times 10^{-7}$	26,141
2021.04.23.	$1,41 \times 10^{-7}$	15,005
2021.05.20.	$4,77 \times 10^{-7}$	4,578
2021.08.01.	$1,23 \times 10^{-6}$	2,86
2021.08.24.	$8,97 \times 10^{-7}$	6,949
2021.08.27.	$8,15 \times 10^{-7}$	2,739
2021.09.22.	$6,68 \times 10^{-7}$	6,171
2021.10.14.	$8,72 \times 10^{-7}$	2,321
2021.11.28.	$1,71 \times 10^{-6}$	3,836
2021.12.02.	$9,08 \times 10^{-7}$	5,398

V/E. melléklet: Az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének laboratóriumában végzett vízkémiai mérések eredményei

Kút	Dátum	Ca ²⁺ [mg/l]	Mg ²⁺ [mg/l]	Na ⁺ [mg/l]	K ⁺ [mg/l]	HCO ₃ ⁻ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	NO ₃ ⁻ [mg/l]	Keménység [CaO mg/l]	Számított TDS [mg/l]
SW	2020.01.14.	63	215	117	6	795	148	279	120	583	1743
	2020.01.31.	32	28	21	1,6	114	28,1	33	78	109	335,7
	2020.02.04.	38,2	18,5	17	1,6	88	29	30	74	96	296,3
	2020.02.27.	22,9	16,2	6	2	63	11,2	10	70	69	201,3
	2020.06.03.	34,4	4,6	2	7	114	9	4	5	59	180
	2020.09.10.	70,6	3,5	2	3	177	1,1	52	1	107	310,2
	2020.09.21.	80	6,2	3	3	291	3,4	9	1	126	396,6
	2020.12.15.	22,6	22,6	2	6	74	4,5	6	1	34	138,7
	2021.02.11.	8,2	2,5	0,7	0,7	27	2,2	7	1	17	49,3
	2021.03.24.	26,7	2,5	1	2	74	6,8	12	3	43	128
	2021.06.15.	32,8	11,2	5	2	115	11,3	19	8	72	204,3
	2021.09.21.	51,3	1,2	1,5	4	135	9	14	3	75	219
	2021.12.08.	14,4	2,5	1	4	54	2,3	2	3	26	83
	2022.04.13.	20,3	5,5	1	3	74	4,5	8	0	41	116
P1	2020.09.10.	95,4	83,4	32	3	593	29,2	8	70	325	914
	2020.09.21.	90,3	89,6	32	3	731	25,5	41	30	333	1042,4
	2020.12.15.	110,8	89,6	37	4	704	36,1	62	40	361	1083,5
	2021.02.11.	92,3	83,4	35	2	650	38,2	64	70	321	1034,9
	2021.03.24.	88,2	88,4	36	2	677	36,1	64	50	327	1041,7
	2021.06.15.	90,3	99,6	44	3	711	38,4	92	50	355	1128,3
	2021.09.21.	90,3	117	47	2	629	49,7	133	100	396	1168
	2021.12.08.	90,3	107,1	43	1	609	45,1	110	80	373	1086
	2022.04.13.	99,1	117,5	60	2	602	58,7	155	120	409	1214
P2	2020.09.10.	91,6	81,1	42	4	593	32,6	49	70	315	963,3
	2020.09.21.	94,4	87,2	43	2	744	31,6	48	30	333	1080,2
	2020.12.15.	98,5	94,6	48	3	738	39,5	58	30	355	1109,6
	2021.02.11.	98,5	87,2	45	2	704	40,4	71	50	338	1098,1
	2021.03.24.	94,4	87,2	46	2	731	42,9	72	70	333	1145,5
	2021.06.15.	100,5	99,6	49	3	758	42,9	78	50	370	1181
	2021.09.21.	102,6	112,1	53	0,5	677	51,9	113	100	401	1210,1
	2021.12.08.	92,3	97,1	49	1	650	41,8	102	80	353	1113
	2022.04.13.	103,6	101,1	66	2	670	47,4	101	90	378	1181

V/F. melléklet: Az SZTFH geokémiai laboratóriumában végzett vízkémiai mérések eredményei

Dátum	PR	RT	KE01	KE02	SW						Határérték (6/2009-es rendelet)
	2021.04.14	2021.04.14	2021.09.21.	2021.09.21.	2021.02.11	2021.03.24	2021.06.15.	2021.09.21.	2021.12.08.	2022.04.13.	
pH 25°C-on	5,92	6,73	7,44	6,81	6,91	7,43	7,53	7,29	8,24	7,27	
Összes keménység [CaO mg/l]	0,81	7,39	71,7	34,9	13,8	38,5	56,5	73,9	18,8	24,5	
Levegőanyag-tartalom [mg/l]	3,6	3,6	2	4,4	<2	74	37,6	87	87	23,6	
Fenoltalein lúgosság [mmol/l]	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	-	<0,1	
Fajlagos elektromos vezetőképesség 25°C-on [µS/cm]	21	42	304	131	61	153	258	244	72	125	
Karbonát keménység [CaO mg/l]	<3,0	7	66,1	24,9	5,6	27,7	27,4	68,9	15,4	16	
Összes lúgosság [mmol/l]	0,1	0,25	3,26	0,89	0,2	0,99	0,98	2,46	0,55	0,52	
Kémiai oxigénigény (permanganátos) [mg/l]	3,6	12,6	9,48	8,82	3,74	5,87	2,28	6,91	2,52	5,49	
Na ⁺ [mg/l]	0,93	1,04	5,68	0,69	0,72	1,5	2,54	0,86	0,26	0,59	
K ⁺ [mg/l]	0,6	2,1	14,8	1,66	0,89	1,91	1,97	2,6	0,77	3,06	
Ca ²⁺ [mg/l]	0,48	4,63	39,1	22,8	8,84	24,8	28,5	47,8	11,7	15,6	
Mg ²⁺ [mg/l]	0,06	0,39	7,25	1,28	0,63	1,62	7,12	3,01	1,02	1,13	
Fe ²⁺ [mg/l]	<0,005	0,018	0,042	0,005	0,005	0,016	0,006	0,162	0,044	0,04	
NH ₄ ⁺ [mg/l]	0,54	0,34	<0,1	0,28	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,02	0,15	0,5
Mn ²⁺ [mg/l]	0,0023	0,0088	0,0396	0,008	0,0026	0,0179	0,0319	0,2336	0,0633	0,043	
Kationok összesen [mg/l]	2,61	8,53	66,9	26,7	11,1	29,9	40,2	54,7	13,9	20,6	
Cl ⁻ [mg/l]	0,1	0,33	3,88	0,49	0,52	1,6	8,7	0,33	0,25	1,61	
NO ₃ ⁻ [mg/l]	1,19	2,44	6,22	8,2	2,53	7,44	26,9	2,83	1,4	2,33	50
NO ₂ ⁻ [mg/l]	<0,1	0,18	0,29	0,37	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	
HCO ₃ ⁻ [mg/l]	6,1	15,25	144	54,3	12,2	60,4	59,8	150	33,6	34,8	
CO ₃ ²⁻ [mg/l]	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	-	-	
PO ₄ ³⁻ [mg/l]	<0,15	0,24	0,56	0,63	<0,15	0,19	<0,15	0,24	0,21	0,14	0,5
SO ₄ ²⁻ [mg/l]	1,1	4,05	25,2	9,21	8,38	10,8	16,5	6,77	4,34	6,49	250
OH ⁻ [mg/l]	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	-	-	
F ⁻ [mg/l]	<0,1	0,19	0,15	0,11	0,11	0,35	<0,1	0,11	<0,1	0,05	1,5
Anionok összesen [mg/l]	8,61	22,5	180	73,2	23,6	80,4	112	160	39,8	43,6	
H ₂ SiO ₃ [mg/l]	<0,3	0,44	5,72	7,46	0,7	1,94	3,46	6,53	1,61	2,54	
Oldott anyagok összesen [mg/l]	11,2	31,5	253	107	35,4	112	156	221	55,2	66,7	

	PR	RT	KE01	KE02	SW						Határérték (6/2009-es rendelet)
Dátum	2021.04.14	2021.04.14	2021.09.21.	2021.09.21.	2021.02.11	2021.03.24	2021.06.15.	2021.09.21.	2021.12.08.	2022.04.13.	
Li [µg/l]	n.d.	<2	10	<2	3,22	5,81	2,41	4,67	1,06	2,6	-
Be [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n,d	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-
B [µg/l]	18,5	9,43	66,2	5,5	<5	16,2	n.d.	12,5	n.d.	<10	500
Al [µg/l]	6,85	12,8	39,7	24	13,5	10,9	14,7	252	57,8	21,3	-
V [µg/l]	<0,2	2,02	1,3	2,08	1,85	1,74	1,13	2,01	1,73	2,04	-
Cr [µg/l]	<0,5	<0,5	<0,5	1,19	n.d.	n.d.	<0,5	<0,5	1,22	<0,25	50
Mn [µg/l]	2,27	9,85	33,7	7,3	3,08	19,9	34,9	197	65,5	47,2	-
Fe [µg/l]	-	-	-	-	-	-	-	-	46,4	38,8	-
Co [µg/l]	n.d.	<0,2	0,22	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,46	0,07	0,06	20
Ni [µg/l]	n.d.	<1	1,24	<1	<1	<1	<1	1,74	0,34	0,5	20
Cu [µg/l]	0,63	3,79	3,97	11,3	2,13	3,48	2,86	6,18	1,41	4,57	200
Zn [µg/l]	6,01	291	69,4	38	249	204	114	185	13,2	154	200
As [µg/l]	n.d.	<1	1,51	1,51	<1	1,06	<1	1,39	0,98	1,55	10
Se [µg/l]	<1	<1	n.d.	n.d.	n.d.	n,d	<1	n.d.	n.d.	n.d.	10
Rb [µg/l]	<0,2	1,41	4,08	1,55	0,54	1,67	1,43	2,37	0,58	2,62	-
Sr [µg/l]	1,64	11,3	122	26,7	19,2	56,8	102	81,2	25,3	36,2	-
Mo [µg/l]	<0,2	<0,2	0,23	0,56	<0,2	0,28	<0,2	<0,2	0,07	0,11	20
Ag [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0,05	10
Cd [µg/l]	<0,1	<0,1	n.d.	n.d.	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	n.d.	n.d.	5
Sn [µg/l]	n.d.	<0,2	<0,2	n.d.	<0,2	n.d.	n.d.	n.d.	<0,25	<0,25	10
Sb [µg/l]	n.d.	<0,5	0,39	0,39	0,12	<0,5	0,15	0,24	<0,25	<0,25	-
Cs [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,11	<0,05	-
Ba [µg/l]	0,88	3,2	27,4	8,75	4,75	20,9	33,5	41,8	7,53	18,5	700
La [µg/l]	n.d.	<0,1	n.d.	n.d.	n.d.	<0,1	n.d.	<0,2	<0,05	0,05	-
W [µg/l]	n.d.	<0,2	n.d.	<0,2	n.d.	<0,2	n.d.	<0,2	<0,05	<0,05	-
Hg [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1
Tl [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0,05	-
Pb [µg/l]	<0,2	0,44	0,36	0,43	<0,2	<0,2	<0,2	0,45	0,07	0,18	10
Bi [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-
Th [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0,05	<0,05	-
U [µg/l]	n.d.	n.d.	0,4	<0,2	0,45	0,85	1,14	0,59	0,22	0,11	-

* n.d.: kimutatási határnál kisebb mért érték; <y: alsó méréshatárnál kisebb mért érték; félkövér formázás: határérték feletti érték; NO₃⁻ esetén sekély felszínalatti vízre vonatkozó határérték

Dátum	P1						P2						Határérték (6/2009-es rendelet)
	2021.02.11	2021.03.24	2021.06.15.	2021.09.21.	2021.12.08.	2022.04.13.	2021.02.11	2021.03.24	2021.06.15.	2021.09.21.	2021.12.08.	2022.04.13.	
pH 25°C-on	7,42	7,48	7,45	7,32	7,43	7,31	7,4	7,44	7,31	7,36	7,44	7,27	
Összes keménység [CaO mg/l]	336	322	335	392	362	380	346	339	349	349	339	349	
Lebegőanyag-tartalom [mg/l]	925	1326	3879	3412	1215	136	946	1196	3852	3382	1170	99,2	
Fenoltalein lúgosság [mmol/l]	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	-	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	
Fajlagos elektromos vezetőképesség 25°C-on [µS/cm]	1219	1210	1283	1470	1339	1527	1319	1340	1388	1474	1351	1498	
Karbonát keménység [CaO mg/l]	322	288	302	286	294	276	328	305	333	286	311	277	
Összes lúgosság [mmol/l]	11,5	10,3	10,8	10,2	10,5	9,84	11,7	10,9	11,9	10,2	11,1	9,9	
Kémiai oxigénigény (permanganátos) [mg/l]	3,83	5,95	6,22	4,08	5,44	5,49	3,74	3,75	6,22	3,66	7,56	4,86	
Na ⁺ [mg/l]	41,6	42,2	48,8	66,6	57,3	69	60,9	62,9	68,3	62,5	76,2	85,6	
K ⁺ [mg/l]	2,01	1,57	2,18	0,97	1,18	1,9	1,32	1,37	2,4	2,02	1,43	1,51	
Ca ²⁺ [mg/l]	95,1	84,1	83,2	97	88,7	91,1	95,6	90,1	93,8	91	93,2	92,1	
Mg ²⁺ [mg/l]	87	87,7	93,5	110	102	108	90,8	91,1	93,4	95	89,5	94,3	
Fe ²⁺ [mg/l]	<0,005	<0,005	0,024	0,007	<0,01	0,001	0,104	<0,005	0,006	0,007	<0,01	0,006	
NH ₄ ⁺ [mg/l]	0,2	0,14	1,52	<0,1	0,11	0,14	<0,1	<0,1	1,61	0,13	0,11	0,15	0,5
Mn ²⁺ [mg/l]	1,1032	0,995	1,09	0,4377	0,5584	0,646	0,1479	0,137	0,3457	0,4199	0,1668	0,215	
Kationok összesen [mg/l]	227	217	230	275	250	271	249	246	260	251	261	274	
Cl ⁻ [mg/l]	30,7	29,6	32,3	48,6	40,1	52,9	34,9	37,1	38,8	39,6	37	48,9	
NO ₃ ⁻ [mg/l]	82,7	81,3	86,8	165	127	169	86,8	95,9	87,1	103	110	159	50
NO ₂ ⁻ [mg/l]	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	
HCO ₃ ⁻ [mg/l]	702	628	659	622	641	600	714	665	726	622	677	604	
CO ₃ ²⁻ [mg/l]	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	-	-	<3,0	<3,0	<3,0	<3,0	-	-	
PO ₄ ³⁻ [mg/l]	0,58	0,52	0,35	0,34	0,23	0,09	<0,15	0,37	0,32	0,16	0,42	0,08	0,5
SO ₄ ²⁻ [mg/l]	53,5	55,7	67	133	98,3	134	61,1	61,1	54,6	97,7	72,8	106	250
OH ⁻ [mg/l]	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	-	-	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	-	-	
F ⁻ [mg/l]	0,36	0,36	0,44	0,46	0,29	0,41	0,33	0,1	0,38	0,38	0,24	0,34	1,5
Anionok összesen [mg/l]	869	795	845	969	906	956	897	859	907	863	897	918	
H ₂ SiO ₃ [mg/l]	20,7	18,4	17,7	17,1	17,6	18	17,8	16,4	16,4	17,5	-	17	
Oldott anyagok összesen [mg/l]	1117	1031	1093	1261	1174	1245	1163	1121	1183	1131	1158	1209	

	P1						P2						Határérték (6/2009-es rendelet)
Dátum	2021.02.11	2021.03.24	2021.06.15.	2021.09.21.	2021.12.08.	2022.04.13.	2021.02.11	2021.03.24	2021.06.15.	2021.09.21.	2021.12.08.	2022.04.13.	
Li [µg/l]	9,73	9,23	5,64	10,6	5,13	6,87	12,3	9,81	5,74	11,1	6,01	6,28	-
Be [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	<0,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0,2	n.d.	n.d.	-
B [µg/l]	217	207	183	178	195	179	229	215	191	149	201	158	500
Al [µg/l]	8,71	4,25	19,7	17,9	10,6	2,87	256	4,07	7,32	13,7	7,72	6,78	-
V [µg/l]	2,57	2,32	2,43	2,42	1,4	1,45	7,57	6,35	7,3	3,77	4,7	3,69	-
Cr [µg/l]	1,1	<0,5	<0,5	<0,5	0,34	<0,25	1,76	<0,5	<0,5	n.d.	0,3	0,25	50
Mn [µg/l]	1180	1070	1190	440	638	781	178	150	387	391	191	264	-
Fe [µg/l]	-	-	-	-	6,85	2,15	-	-	-	-	3	8,26	-
Co [µg/l]	1,57	1,4	1,86	0,91	1,01	0,85	0,46	0,35	0,86	0,5	0,3	0,41	20
Ni [µg/l]	3,5	2,88	3,62	2,63	2,7	2,1	2,52	1,46	2,4	1,63	3,6	1,61	20
Cu [µg/l]	9,98	5,53	2,28	4,56	6,1	6,08	4,14	4,15	2,08	5,18	4,84	3,22	200
Zn [µg/l]	21,1	48,3	24,9	18,7	7,77	14,2	9,76	16,1	17,4	6,17	4,56	3,78	200
As [µg/l]	2,71	1,79	1,9	1,37	0,9	0,86	1,16	<1	2,26	1,3	1,21	1,17	10
Se [µg/l]	5,43	6,16	5,22	6,56	14,2	13,7	1,53	1,56	1,42	2,41	1,8	3,33	10
Rb [µg/l]	0,56	0,5	0,81	<0,2	0,23	0,35	0,61	0,25	0,82	0,27	0,23	0,23	-
Sr [µg/l]	502	507	530	526	589	622	545	580	597	510	595	619	-
Mo [µg/l]	2,34	2,23	2	2,31	1,83	1,77	1,33	1,46	1,46	1,65	1,45	1,61	20
Ag [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	0,19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10
Cd [µg/l]	<0,1	<0,1	n.d.	<0,1	n.d.	n.d.	<0,1	<0,1	n.d.	<0,1	n.d.	n.d.	5
Sn [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10
Sb [µg/l]	0,3	<0,5	0,43	0,25	<0,25	<0,25	1,06	0,7	0,9	0,68	0,61	0,72	-
Cs [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0,05	<0,05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0,05	<0,05	-
Ba [µg/l]	76,4	63,3	75,2	71,8	73,8	89,6	109	109	116	85,8	99	99,1	700
La [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0,05	<0,05	<0,2	n.d.	n.d.	n.d.	<0,05	<0,05	-
W [µg/l]	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,07	0,07	<0,2	<0,2	0,2	<0,2	0,08	0,06	-
Hg [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1
Tl [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	<0,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0,1	n.d.	n.d.	-
Pb [µg/l]	<0,2	<0,2	0,25	<0,2	<0,05	<0,05	0,34	<0,2	0,22	<0,2	0,15	0,1	10
Bi [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-
Th [µg/l]	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	<0,2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-
U [µg/l]	14	14,3	12,7	16,9	14,8	15,3	25,3	25	21,1	17,9	20,2	16,9	-

* n.d.: kimutatási határnál kisebb mért érték; <y: alsó méréshatárnál kisebb mért érték; félkövér formázás: határérték feletti érték; NO₃⁻ esetén sekély felszínalatti vízre vonatkozó határérték

V/G. melléklet: A kísérlet során mért izotópadatok

Azonosító	Dátum	$\delta^2\text{H}$ [‰]		$\delta^{18}\text{O}$ [‰]		^3H [TU]	
		érték	± hiba	érték	± hiba	érték	± hiba
SW	2020.12.15	-80,01	0,75	-11,67	0,09	6,56	0,22
	2021.02.11	-72,48	0,33	-9,91	0,07		
	2021.03.24	-56,32	0,66	-7,47	0,08	6,38	0,23
	2021.06.15	-68,87	0,51	-9,38	0,10		
	2021.09.21	-67,58	0,33	-9,06	0,07	10,02	0,25
	2021.12.08	-89,47	0,23	-13,14	0,03	3,36	0,05
	2022.04.13	-64,07	0,71	-8,87	0,08	7,12	0,16
P1	2020.12.15	-63,81	0,47	-9,04	0,14	5,61	0,20
	2021.02.11	-64,08	0,37	-8,95	0,04		
	2021.03.24	-63,85	0,19	-8,72	0,06	3,44	0,19
	2021.06.15	-63,87	0,48	-9,78	0,17		
	2021.09.21	-65,16	0,45	-9,28	0,04	4,01	0,16
	2021.12.08	-64,41	0,53	-9,38	0,04	4,29	0,07
	2022.04.13	-62,81	0,83	-9,10	0,11	4,49	0,11
P2	2020.12.15	-64,96	0,46	-9,15	0,11	3,92	0,17
	2021.02.11	-66,39	0,68	-9,22	0,12		
	2021.03.24	-64,56	0,28	-8,66	0,08	3,68	0,15
	2021.06.15	-64,74	0,17	-9,60	0,07		
	2021.09.21	-66,27	0,39	-9,23	0,08	3,63	0,13
	2021.12.08	-64,87	0,44	-9,43	0,09	3,54	0,06
	2022.04.13	-63,24	0,82	-9,11	0,08	3,71	0,09

V/H. melléklet: A kút talpáról származó iszap teljes kémiai összetétele

Para- méter	Mérték- egység	Módszer	SW-I-1	SW-I-2	A földtani közegre vonatkozó határérték (6/2009-es rendelet)	Magyarország geokémiai atlasza (Ódor és mtsai., 1998)								
						Országos [mg/kg]			1. nagytáj [mg/kg]			2. nagytáj [mg/kg]		
						-tól	-ig	medián (várható érték)	-tól	-ig	medián (várható érték)	-tól	-ig	medián (várható érték)
Nedvesség tartalom	m/m%		0,54	0,27										
Izzítási veszteség	m/m%		9,98	5,26										
Ca Mg K Na Si P S Ti	g/kg	ICP-OES	50,60 16,58 11,95 8,68 308,04 <1,1 n.d. 0,29	25,09 9,35 11,62 9,57 356,18 <1,1 <1 0,31										
Fe Mn Sr Al Ba	mg/kg	ICP-OES	19863,90 697,01 143,75 38476,56 295,57	16786,39 518,89 118,38 37470,98 286,61	250	19,5	258	95,3	53	158	95	22	158	68
Cr Co Ni Cu Zn	mg/kg	ICP-MS	41,60 5,46 14,60 16,60 76,20	44,70 5,27 14,30 11,80 41,80	75 30 40 75 200	2,7	473	19,7	8	39	21	4	32	14,5
						1,5	17,8	8,9	4,9	13	9	1,7	10	5,7
						5	58	21,2	11	36	22	7	30	16
						4	400	19,2	8,5	42	19	5,5	33	15
						12,4	2166	63,3	32	150	65	14	180	46

* n.d.: kimutatási határnál kisebb mért érték; <y: alsó mérőhatárnál kisebb mért érték; -tól/-ig (jellemző értéktartomány); félkövér formázás: határérték feletti érték

Para- méter	Mérték- egység	Módszer	SW-I-1	SW-I-2	A földtani közegre vonatkozó határérték (6/2009-es rendelet)	Magyarország geokémiai atlasza (Ódor és mtsai., 1998)										
						Országos [mg/kg]			1. nagytáj [mg/kg]			2. nagytáj [mg/kg]				
						-tól	-ig	medián (várható érték)	-tól	-ig	medián (várható érték)	-tól	-ig	medián (várható érték)		
As	mg/kg	ICP-MS	8,39	6,75	15	<2,5	230,37	7,17	<2,5	19	7,3	<2,5	57	6,3		
Se			n.d.	n.d.	1											
Rb			49,40	49,80												
Mo			0,88	0,50	7											
Ag			1,44	<0,5	2											
Cd			0,23	0,21	1	<0,5	12,8	<0,5	<0,5	1,5	<0,5	<0,5	3,4	<0,5		
Sn			<2,5	<2,5	30											
Sb			<2,5	<2,5												
Cs			2,20	1,74												
La			20,40	24,40												
W			20,90	1,42												
Hg			-	-	0,5	<0,02	1,11	0,08	0,04	0,2	0,08	0,03	0,37	0,08		
Tl			<0,5	<0,5												
Pb			13,30	11,70	100	4,2	286	16,9	10	34	17	5,3	23	13		
Bi			<1	n.d.												
U			1,79	1,87												

* n.d.: kimutatási határnál kisebb mért érték; <y: alsó mérőhatárnál kisebb mért érték; -tól/-ig (jellemző értéktartomány); félkövér formázás: határérték feletti érték

V/I. melléklet: A kút talpáról származó iszap szekvenciális kioldásának eredményei

Para- méter	Mérték- egység	SW-I-1			SW-I-2			Módszer
		1	2	3	1	2	3	
Ca	g/kg	46	3,47	0,549	21,4	0,732	0,48	ICP-OES
Mg		11,7	1,92	0,806	6,57	0,426	0,419	
K		2,71	0,539	0,313	2,88	0,499	0,272	
Na		0,442	0,109	0,088	0,558	0,073	0,148	
Si		1,85	1,85	3,05	2,98	2,52	1,64	
P		0,0013	0,0061	0,302	0,006	0,0055	0,324	
S		0,052	<0,002	0,029	0,025	<0,002	0,011	
Fe	mg/kg	482	4420	3810	1320	4590	1660	ICP-OES
Mn		488	33,1	22,3	253	26,6	11,3	
Li		7,26	1,85	3,24	7,85	1,07	2,25	
Sr		76,9	6,09	2,47	38,4	3,74	2,16	
B		<0,0004	1,91	1,15	<0,0004	1,25	0,087	
Be	mg/kg	0,059	0,206	0,188	0,182	0,179	0,072	ICP-MS
Al		612	1860	8110	2610	3730	3850	
V		0,022	7,65	5,9	0,196	8,49	4,48	
Cr		1,08	0,898	9,97	3,11	2,26	5,45	
Co		2,72	0,663	1	2,54	0,688	0,461	
Ni		7,08	1,91	3,3	6,91	2,06	1,53	
Cu		0,967	0,537	8,39	2,63	1,11	3,53	
Zn		49,4	25,3	17,7	34,7	9,89	5,15	
As		0,181	0,157	0,827	0,342	0,201	0,951	
Se		<0,008	0,017	0,114	0,034	0,028	0,06	
Rb		7,98	4,22	4,89	9,66	3,63	2,98	
Mo		0,007	0,003	0,014	0,003	0,002	0,016	
Ag		<0,0004	0,017	0,088	0,0004	0,046	0,077	
Cd		0,133	0,037	0,01	0,088	0,026	0,008	
Sn		0,01	0,014	0,007	0,018	0,008	0,004	
Sb		0,035	0,012	<0,002	0,037	0,015	<0,002	
Cs		0,045	0,068	0,56	0,067	0,072	0,339	
Ba		41,9	52	12,4	50,3	36,8	8,43	
La		1,83	1,73	1,64	2,79	1,31	1,31	
W		0,0029	0,0008	0,0062	0,0047	0,0006	0,0084	
Hg		0,00015	0,00038	0,00063	<0,00008	<0,00008	0,00041	
Tl		0,025	0,032	0,054	0,033	0,032	0,037	
Pb		0,181	0,598	6,79	0,257	0,44	4,88	
Bi	0,0005	<0,0008	0,04	0,0017	<0,0008	0,029		
Th	0,04	0,003	1,56	0,161	0,015	1,32		
U	0,298	0,01	0,328	0,211	0,015	0,187		

* n.d.: kimutatási határnál kisebb mért érték; <y: alsó mérőhatárnál kisebb mért érték

1: ecetsavas kioldás; 2: hidroxil-aminos kioldás; 3: hidrogén-peroxidos és híg savas kioldás

V/J. melléklet: Az ásott kút vízösszetételére vonatkozó pozitív telítettségi indexek

Dátum	Böhmit	Diaszpor	Gibbszit	Bárium- arzenát
	AlO(OH)	AlO(OH)	Al(OH) ₃	Ba ₃ (AsO ₄) ₂
2021.02.11.	0,81	2,51	1,28	0,73
2021.03.24.	0,22	1,93	0,7	4,68
2021.06.15.	0,25	1,96	0,72	4,77
2021.09.21.	1,72	3,42	2,19	5,34
2021.12.08.	0,15	1,86	0,63	5,33
2022.04.13.	0,67	2,38	1,15	4,52