

TUDOMÁNYOS DIÁKKÖRI DOLGOZAT

**Minden csepp számít – célzott felszínalatti vízutánpótlás
lehetőségének vizsgálata egy Duna-Tisza közti településen**

OLÁH SOMA

Földtudományi BSc.

Geofizikus szakirány



Témavezető:

MÁDLNÉ DR. SZÖNYI JUDIT – *egyetemi docens*

Konzulensek:

DR. SZIJÁRTÓ MÁRK – *tudományos munkatárs*

DR. VISNOVITZ FERENC – *tudományos munkatárs*

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

Geofizikai és Űrtudományi Tanszék

Budapest, 2022

Tartalom

1. Bevezetés és célkitűzések	4
2. A klímaváltozás okai és vizekre gyakorolt hatása	5
2.1. Klímaváltozás és vízválság	5
2.2. A klímaváltozás vizekre gyakorolt hatása hazánkban	6
2.3. Felszín alatti vízszint-változások a Duna-Tisza közti Homokhátságon.....	6
3. A felszínalatti vízpótlás indokoltsága és háttere a kutatási területen.....	8
3.1. A vizsgált terület vízproblémái	8
3.2. Célzott felszínalatti vízutánpótlás (Managed Aquifer Recharge – MAR).....	10
3.3. Célzott felszínalatti vízutánpótlás a Duna-Tisza közti Homokhátság területén ...	12
4. Archiv földtani és vízföldtani információk összefoglalása.....	14
4.1. A kutatási terület földtani viszonyainak bemutatása	14
4.2. Litológiai és vízföldtani felosztás	15
5. A priori információk, mérési módszerek, adatfeldolgozás	17
5.1. Fúrési adatok	17
5.2. Vertikális elektromos szondázás (VESZ)	18
5.2.1. A kutatómódszer általános bemutatása	18
5.2.2. A felhasznált adatok feldolgozása	19
5.3. Multielektródás egyenáramú szelvényezés (ERT).....	20
5.3.1. A kutatómódszer általános bemutatása	20
5.3.2. Multielektródás szelvényezés a kutatási területen	21
5.3.3. Multielektródás mérési adatok feldolgozása.....	22
5.4. Az eredmények interpretációja	23
6. Eredmények és értelmezésük	25
6.1. VESZ és fúrési adatok alapján készült földtani szelvények bemutatása	25
6.1.1. Az 1. Földtani szelvény (FTSZ 1).....	25

6.1.2. A 2. földtani szelvény (FTSZ 2)	26
6.1.3. A 3. földtani szelvény (FTSZ 3)	28
6.1.4. A 4. földtani szelvény (FTSZ 4)	29
6.2. Multielektrodás elektromos ellenállás tomográfia mérési eredmények.....	30
7. Diskusszió	34
8.Összegzés és kitekintés	38
9. Abstract.....	40
10. Köszönetnyilvánítás.....	41
11. Irodalomjegyzék	42

1. Bevezetés és célkitűzések

A globális klímaváltozás okozta időjárási szélsőségek és a súlyosbodó aszályok miatt a vízmegtartó megoldások világszerte egyre aktuálisabbá válnak. Mára az emberiség eljutott oda, hogy ha az édesvízről van szó, akkor “minden csepp számít”. Ugyanakkor a vízmegtartó megoldásokban hazánkban ma még csak alárendelten számolnak a felszín alatti régió kínálta lehetőségekkel.

Hazánkban az egyik aszály által leginkább sújtott régió a Duna-Tisza köze. Kutatásom mintaterületének egy hátsági települést, Kerekegyházát választottam. A Duna-Tisza közti Homokhátságon Kecskeméttől 10 km-re északnyugatra fekvő 6000 fős kisvárost súlyosan érintették a Duna-Tisza területét ért emberi tevékenységek (lecsapolási munkálatok, erdőtelepítés, vízkivétel, stb.), továbbá a klímaváltozás (Kohán, 2014). A település szomszédságában lévő Kondor-tó az utóbbi évtizedekre mára teljesen kiszáradt. A város területén a felszínalatti vízszint mélysége 5-7 m-en található (Ridavits, 2020). Az Eötvös Loránd Tudományegyetem hidrogeológusai konzulensem, Mádlné Dr. Szőnyi Judit vezetésével több éve foglalkoznak a terület vízmérlegének javítási lehetőségeivel, melyet a helyi lakosság és az önkormányzat is érdeklődve figyelemmel kísér és támogat.

A Homokhátságot érintő problémákra a mezőgazdasági termelők, a települések és tanyavilág lakói gyors, megbízható, és hosszútávú megoldást várnak. Ez egyedül a fenntartható vízgazdálkodás eszközeivel képzelhető el, elősegítve a víz helyben tartását a felszíni lefolyással szemben. Ebben nem csak nagyléptékű beruházásoknak (pl.: Duna-Tisza csatorna (Pálfai, 1996)), de a helyi vízmegtartó megoldásoknak is szerepe lehet (LIFE-MICACC projekt, OVF 2021a,b). Továbbá ahhoz, hogy a helyi vízigényeket képesek legyünk továbbra is helyi forrásból kielégíteni, a visszatartott víz tárolásáról is gondoskodnunk kell.

Dolgozatom célja Kerekegyháza felszínközeli, vízföldtani felépítésének megismerése volt, melyhez elsősorban geofizikai módszereket használtam fel. Kutatásom során olyan víztartó egységeket kerestem a település közvetlen környezete alatt, melyek alkalmasak lehetnek (csapadékvízből, szennyvízből, stb.) visszatartott víz felszín alatti tározására. Munkám során egyrészt geoelektromos mérési eredményeket használtam: archív vertikális elektromos szondázás (VESZ) adatokat dolgoztam fel, valamint 2D elektromos ellenállás tomográfia (ERT) méréseket végeztem. Másrészt a területen található kutak vízföldtani naplóiban fellelhető rétegsor adatokat hasznosítottam a litológiai környezet megismeréséhez. Tehát arra törekedtem, hogy a város felszínközeli geológiai viszonyait megismerve rezervoárokat különítsek el, melyek a céltudatos felszínalatti vízutánpótlás tervezését megalapozhatják.

2. A klímaváltozás okai és vizekre gyakorolt hatása

2.1. Klímaváltozás és vízválság

A globális éghajlatváltozás mindannyiunk életére közvetlen vagy közvetett módon hatást gyakorol a Föld átlaghőmérsékletének emelkedése révén (IPCC, 2021). Gyakoribbá váló hőségnapok, hosszú aszályos időszakok, emelkedő tengervízszint, villámárvizek – mindössze néhány példa a klímaváltozás kiváltotta jövőbeni kihívások közül. Életterünk, a természet drasztikus változáson megy keresztül a szemünk láttára. Az emberiségnek pedig egyetlen lehetősége marad: a tudomány és technológia eredményeire támaszkodva alkalmazkodni a változásokhoz.

A klímaváltozás a vízkörforgalom működését is nagyban befolyásolja (IPCC, 2021). A víz egyszerre válhat átokká és áldássá számunkra. A hegy- és dombvidékek peremén pusztító villámárvizek jöhetnek létre, tengerparti területeken áradások okozhatnak katasztrófát, az emelkedő tengervízszint pedig egész településeket önthet el. Ugyanakkor az édesvíz az élet alapfeltétele, hiánya ellehetetleníti a mezőgazdasági öntözést és az ipari termelést is (WWAP, 2017).

Első hallásra megdöbbentő, hogy a Föld teljes vízkészletének mindössze 2,8%-a édesvíz. Ennek több, mint háromnegyed része fagyott állapotban a sarkvidéki és magashegységi jégsapkákban, valamint gleccserekben lelhető fel. Így a teljes édesvízkészlet mobilizálható részét mindössze a felszíni és a felszínalatti édesvizek adják, utóbbi – bár szemünk elől elrejtve – 99%-át (!) teszi ki (Shiklomanov, 2000).

E ténynek tudatosítása különösen fontos, hiszen az emberiség már most, de még inkább az elkövetkezendő évtizedekben globális vízválsággal néz szembe. A tengerszint emelkedés jelenlegi üteme (3,3 mm/év) (Bindoff et al, 2007), a nem utánpótlódó felszínalatti vízkészletek kitermelése (pl.: Núbiai Homokkő Formáció, Szahara) (IAH, 2016) és az édesvizek elszennyeződése aggasztó méreteket ölt. A klímaváltozás a közeljövőben várhatóan tovább fokozza majd a vízkrízist.

A prognózisok szerint az átlaghőmérséklet növekedése mellett az extrém időjárási események amplitúdója és bekövetkezésének gyakorisága is megnő (IPCC, 2021). Ide tartoznak többek közt a hőségnapok, extrém csapadékesemények és áradások, valamint a mezőgazdasági és ökológiai aszályok. Nem meglepő tehát, hogy a World Economic Forum (WEF) 2019-ben elkészült Global Risk Riport tanulmánya szerint bekövetkezés valószínűsége tekintetében az első három helyet az extrém időjárási események, természeti katasztrófák, és a klímaváltozás- adaptáció sikertelensége foglalják el. A vízkrízis ilyen szempontból a 9. helyen

áll a kockázati tényezők között, míg a következményeinek súlyosságát tekintve már a 4. helyen szerepel (WEF, 2019).

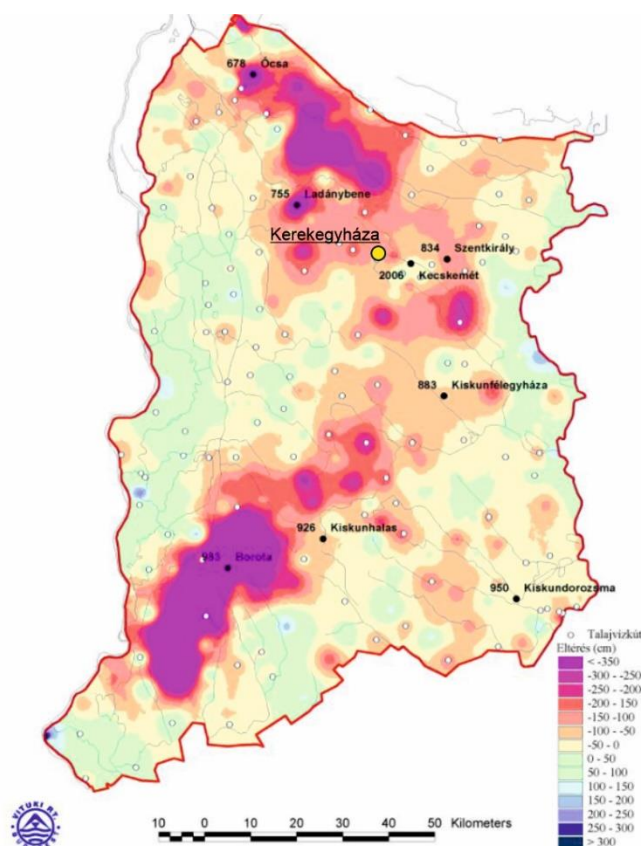
A globális éghajlatváltozáshoz történő alkalmazkodás, azaz a klímaadaptáció gazdasági-társadalmi szempontból épp úgy elengedhetetlen, mint természetvédelmi, ökológiai, mezőgazdasági értelemben (IAH, 2019). A klímaadaptációs tevékenység fontos része a fenntartható fejlődés előmozdításának. Az édesvizek minőségi és mennyiségi megóvása a klímaváltozás tükrében még hangsúlyosabbá válik, ahogy azt az ENSZ is megfogalmazza a Fenntartható Fejlődési Célok részeként (UN, 2021). Tudatosítva a felszínalatti vizek kitüntetett szerepét az édesvízkészletek tekintetében – és ezáltal a vízkörforgalomban is – érdemes az éghajlatváltozáshoz történő alkalmazkodás során is nagy hangsúlyt fektetni a felszínalatti vizekben rejlő lehetőségek megismerésére. Különösen hatékony lehet a felszíni vízmegtartó megoldásokat kombinálni a felszín alatti víztározás módszerével. Ezen megoldásokban rejlő potenciált a célzott felszínalatti vízutánpótlási (MAR – managed aquifer recharge) rendszerek is világszerte jól példázzák (Dillon et al, 2009).

2.2. A klímaváltozás vizekre gyakorolt hatása hazánkban

A regionális éghajlati előrejelzések szerint a klímaváltozás hatásai hazánkban is a globális trendeknek megfelelően alakulnak majd: az átlaghőmérséklet 2021–2050-re vonatkozó 1–2 °C növekedésével számolhatunk. A csapadékmennyiség éves összege és eloszlása a változékonysága miatt nehezen előrejelezhető. Az évi csapadékmennyiség az évszázad végére várhatóan csökkenni fog, az éves csökkenés akár 20%-os is lehet. (Bartholy et al, 2011). Magyarországot gyakran „víz nagyhatalomként” említik, ez azonban megtévesztő lehet, hiszen a víz nagyrésze az országhatáron kívülről érkezik hazánkba a folyókon keresztül (111,5 km³/év). Továbbá, a felszíni lefolyással együtt víz az országból a felszíni vízfolyásokban (116 km³/év) távozik. Az évi 56 km³ csapadékmennyiséggel szinte azonos nagyságrendű a párolgás 50 km³/év mértéke. Természetesen a vízmérleget mesterségesen befolyásolja a vízfelhasználás, amely 1,5 km³/év (Somlyódi, 2010). Tehát Magyarország felszíni vízfolyásokban valóban gazdag, de ezek nagyrészt „keresztülfolynak” az országon. A hazai felszínalatti vízkészlet hozzávetőlegesen 5000 km³, a fenntartható módon kitermelhető felszínalatti víz mennyisége évente 2–3 km³ (Szűcs, 2012).

2.3. Felszín alatti vízszint-változások a Duna-Tisza közti Homokhátságon

Hazánk egyes területein a vízhiány már most is érezteti negatív hatását. A jelenség megfigyelhető a Duna-Tisza közti Homokhátságon is, amely egyike az ország legszárazabb területeinek. Itt játszódtott le a legmarkánsabb vízszintsüllyedés az 1970-es évektől kezdődően



1. ábra: 2000. évi felszínalatti vízszint eltérése az 1956–1960. referenciaidőszak átlagához képest
(Szalai & Nagy, 2006 alapján Kohán, 2014)

(VGT, 2016), melynek következtében az ENSZ Mezőgazdasági és Élelmezési Világszervezete 2003-ban félsivatagos területté nyilvánította. Az elmúlt 50 évben átlagosan 2–3 méterrel került mélyebbre a felszínalatti víz szintje (Pálfai, 1996; Szalai & Nagy, 2006; VITUKI, 2005; Völgyesi, 2006). A globális vízválság Magyarország számára is jövőbeni kockázati tényező, melyhez fenntartható vízügyi stratégiát követve alkalmazkodni szükséges (VGT, 2016).

Az 1. ábra az 1956–1960. referenciaidőszakhoz képest ábrázolja a 2000. évi felszín alatti vízszint-eltéréseket. Ennél jóval nagyobb eltérések is tapasztalhatók az említett időszakban. Extrém példaként említem a Bács-Kiskun megye déli részén található Borota egyik észlelőkútjában megfigyelt közel 7 m vízszintsüllyedést (Völgyesi, 2006). A vízellátás és mezőgazdasági öntözés szempontjából kritikusnak mondható felszín alatti vízszint-változás mind közvetlen antropogén tevékenységre, mind a klímaváltozásra együttesen visszavezethető (VGT, 2016). Mivel a Homokhátság felszíni vízfolyásokban szegény, így egyre lényegesebbé válik az itt lehulló csapadékvíz helyben tartása. Jövőbemutató példa ennek lehetőségére a LIFE-MICCAC projekt keretében megvalósult vízmegtartó rendszer Ruzsa településen, ahol a belvízelvezető csatornarendszer átalakításával és a szűrkevíz visszatartásával próbálják a kedvezőtlen folyamatokat ellensúlyozni.

3. A felszínalatti vízpótlás indokoltsága és háttere a kutatási területen

3.1. A vizsgált terület vízproblémái

Elsőként 2020 őszén jártam Kerekegyházán az ELTE hidrogeológia terepgyakorlat önkéntes résztvevőjeként. Ezután a helyszínre többször visszatértem terepbejárás céljából, valamint segítettem vízszintmérést végezni a település és a környező tanyavilág kútjaiban. Helyszíni beszámolók alapján rekonstruálhatóvá vált az egykori Kondor-tó medrének kiterjedése (2a. ábra). Az egykori tópart ma is jól tetten érhető a tanyák kerítését és a mederfal topográfiai emelkedését követve. Korábbi topográfiai térképek is jelölik a Kondor-tavat, amelyet a helyiek halászat céljából is hasznosítottak. A víz napjainkban egyedül a „tómagban” van jelen, ahol vélhetően a felszínalatti vízszintet látjuk. A nyári - kora őszi melegben készült felvételen erősen eutrofizálódott állapot tapasztalható (2b. ábra). A „tómagban” a felszínalatti víz jelenlétére utal az is, hogy a tó egykori partján álló gémeskútban 1 m mélyen található a vízszint, amelyek a terep lejtését figyelembe véve kvalitatívan megfeleltethetők egymásnak.

Hidrogeológiai szempontból fontos lehet a helyi lakosságtól szerzett információ. A település mezőőre a tó kiszáradásának általa vélt okáról osztotta meg velem tapasztalatait. Emlékei szerint 1983-ban épült meg a tavat lecsapoló csatorna, amely a vizet a Dunába vezette. Ezután 4 évvel történt meg először, hogy a Kondor-tó kiszáradt. Arról is igyekeztünk információt szerezni a helyiektől, hogy mikor lehetett utoljára kiterjedt, összefüggő vízfelület a tóban. Egy közeli tanya tulajdonosa szerint 2010-ben a mederben több négyzetméter kiterjedésű víztócsák alakultak ki mozaikszerűen. Állítása helytálló lehet, ugyanis 2010-ben valóban extrém, 959 mm országos évi csapadékmennyiséget detektáltak Magyarországon (OMSZ, met.hu). A lecsapoláshoz készített vízelvezető Kondor-tói-csatorna néven ismert. A



2. ábra: (a) A Kondor-tó kiszáradt medre és (b) a tó medrének legalacsonyabb pontján található eutrofizálódást mutató felszíni vízszint



3. ábra: A Kondor-tói-csatorna és zsilip az egykori Kondor-tó partján

terepbejárások alapján a csatorna teljes keresztmetszete nagyságrendileg 5 m^2 -re becsülhető (3. ábra). A térkép alapján felkerestük a tó és a csatorna közt kapcsolatot teremtő zsilipet is (3. ábra).

Ugyanakkor a szakirodalmi információk alapján a területen tapasztalható felszínalatti vízszintsüllyedés nem csupán a csatornázás és lecsapolás eredménye, más antropogén és természetes folyamatok is hozzájárultak a kiszáradáshoz (Pálfai, 1996; Kohán, 2014). Előbbi okok közé tartozik a felszínalatti vízkitermelés hatása. Ezen kívül az erdőtelepítések növelték a transzspirációs veszteséget, amely szintén hozzájárult a vízszintcsökkenéshez. Egyes kutatások szerint elsősorban a Homokhátság délebben fekvő területein a szénhidrogén-bányászat felszínalatti vízre gyakorolt hatását is figyelembe kellene venni (Kovács, 1984).

A Homokhátság felszíni vízfolyásokban igen szegény, így a terület vízmérlegében az utánpótlódást szinte kizárólag a csapadék biztosítja. A vízszintsüllyedést kiváltó természetes folyamatok megértéséhez azonban nem elegendő egyedül az évi csapadékmennyiséget vizsgálni, bár annak folyamatos csökkenése valóban nem elhanyagolható. (Bartholy et al, 2011). A természetes vízszintcsökkenés megértéséhez számba kell vennünk, hogy a felszínalatti víz mennyisége a lehulló csapadékmennyiség mellett függ a beszivárgás módjától, intenzitásától. Ebben pedig elsődleges szerepe van az evaporációnak, melynek mértékét a relatív páratartalom keresztül a hőmérséklet szabályozza. Az adatsorok alapján az országos évi középhőmérséklet 1980–2010. közti időszakban $9,5^\circ\text{C}$ -ról 11°C -ra emelkedett (Bartholy et al, 2011). A regionális klímamodellek szerint ez a trendszerű hőmérsékletnövekedés tovább folytatódik majd. Ugyanezen időszak alapján az évi hóhullámos napok száma – amely szintén emelkedik – 12–14-re tehető a Duna-Tisza közén (Bartholy et al, 2011). Ezek az adatok az evaporációs veszteség növekedésére utalnak.

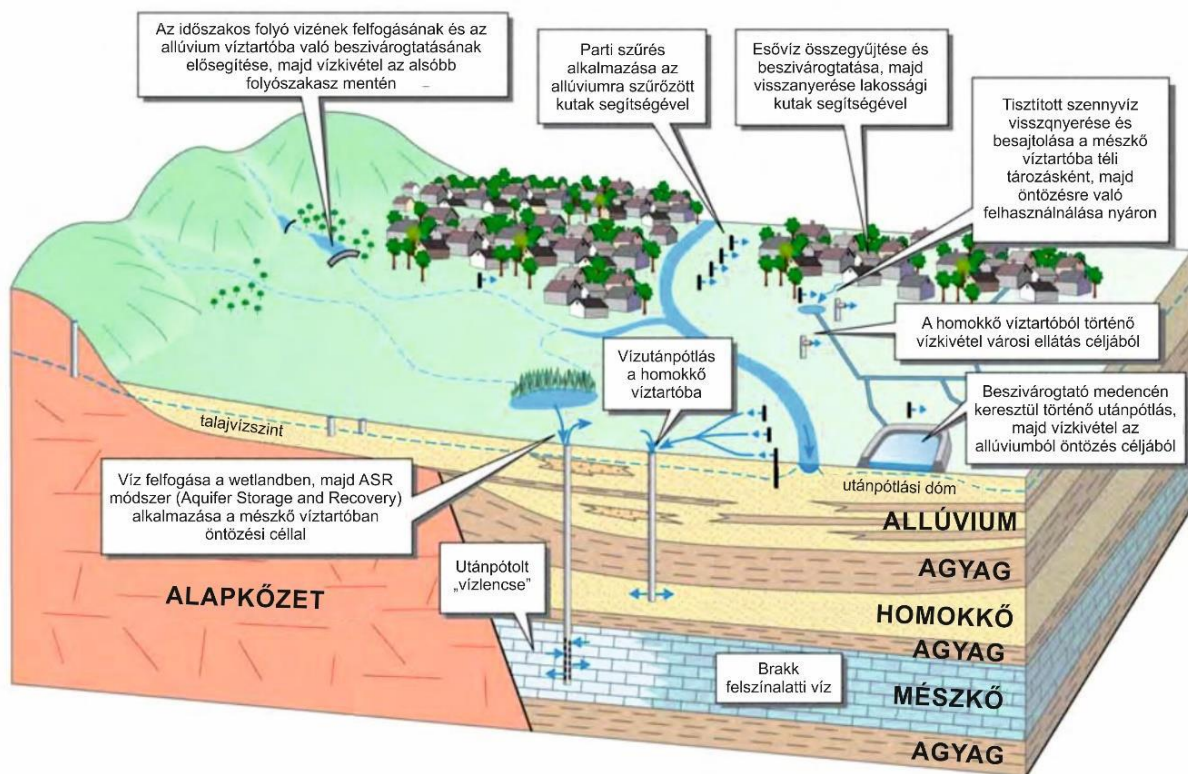
Az egyes természetes folyamatok és a közvetlenül antropogén hatások vízszintsüllyedéshez való hozzájárulásának aránya továbbra is vitatott kérdés. Amikor az 1970-

es évek végén nyilvánvalóvá vált a Homokhátság felszínalatti vízkészletének csökkenése, elsőként a mérnöki vízelvezetést, lecsapolást nevezték meg a folyamat okozójaként, de felelőssé tették az 1980-as évek aszályos időszakának negatív hatását is (Kohán, 2014). Később a klímaváltozás kérdése egyre inkább a figyelem középpontjába került, így egy 1990-ben megjelent tanulmány szerint az emberi és időjárási tényezők 50–50%-ban járultak hozzá a folyamathoz (Pálfi, 1990). A témában kutatást végző szakemberek ma már 80–90% arányban a klímaváltozás hatását nevezik meg a felszínalatti vízkészlet-csökkenés legfőbb okozójaként. (Kohán, 2014).

Tehát mire számíthatunk a jövőben általánosan? Az előrejelzések szerint a jövőben gyakrabban fordulhatnak elő intenzív csapadékesemények (Bartholy et al, 2011), melyek kapcsán komoly problémát jelent, hogy a víz beszivárgás helyett a felszínen elfolyik. Sok településen a szennyvízcsatorna-hálózat gyűjti össze a burkolt felületekre hulló csapadékot, amely így végül a tisztított szennyvízzel együtt a folyókba kerül és távozik a területről. Ezáltal a jövőben még hangsúlyosabbá válnak a víz helyben tartására irányuló törekvések. Továbbá a megtartott víz tározásáról is gondoskodnunk kell, melyre a következőkben a célzott felszínalatti vízutánpótlás lehetőségét szeretném bemutatni.

3.2. Célzott felszínalatti vízutánpótlás (Managed Aquifer Recharge – MAR)

A területen a legnagyobb problémát a felszínalatti vízszint süllyedése okozza (2.3. afeljezet). Ezért különösen fontos a célzott felszínalatti vízutánpótlás (angolul MAR – Managed Aquifer Recharge) alkalmazási lehetőségeinek vizsgálata. A MAR rendszerek célja a víztartók tudatos utánpótlása felszíni vízzel, csapadékvízzel, vagy megfelelő minőségű tisztított szennyvízzel vízkivétel és/vagy környezeti haszon céljából (Dillon et al, 2009). A MAR technológiák alkalmazása számos előnnyel jár, például javíthatja a felszínalatti vizek minőségét, illetve a felszíni tározással szemben csökkenti az evaporációs veszteséget. Emellett segít megemelni, majd fenntartani a vízszintet, hozzájárulva a felszínalatti víztől függő életközösségek és a jó ökológiai állapot fennmaradásához. Nem utolsósorban a víztartalékoknak köszönhetően biztonságosabbá teheti az ivóvízellátást (Gale, 2005; Dillon et al, 2009; Szabó & Mádlné Szőnyi, 2018). A célzott felszínalatti vízutánpótlási rendszerek alapvetően két csoportba sorolhatóak: (1) egyrészt léteznek a beszivárogtatás elősegítésére irányuló, (2) más résziről pedig a víz felfogását, összegyűjtését célzó eljárások. Előbbiek közé tartoznak a felszíni beszivárogtató módszerek, a parti szűrés, és a kúton, fúrólukon át történő utánpótlás. Utóbbiakhoz a medermorfológia-módosítás, valamint az esővíz és felszíni lefolyás összegyűjtésének módszerei (INOWAS, Szabó & Mádlné Szőnyi, 2018). A MAR rendszerekről a 4. ábra nyújt összefoglalást.



4. ábra: Célzott felszínalatti vízutánpótlás (Szabó & Mádlné Szőnyi, 2018 (Dillon et al, 2009 nyomán))

A következőkben olyan MAR technológiák kerülnek bemutatásra, amelyek – a területre vonatkozó előzetes ismeretek alapján – sikeresek lehetnek a Duna-Tisza közti Homokhátság vízproblémáinak orvoslásában.

Felszíni beszivárogató módszerek

Ennek a módszernek a lényege, hogy a felszíni lefolyásból és csapadékból összegyűjtött vizet a felszínalatti térrészbe szivárogtatja árkok, csatornák, tavak, medencék segítségével. A rendszerek a felszínen található, úgy nevezett fedetlen víztartók esetében használhatók.

Hatékony megoldás lehet még a felszínalatti vízszintcsökkenés megakadályozására a többletöntözés, melynek lényege, hogy a meglévő infrastruktúra és berendezések segítségével a mezőgazdasági területeken akkor is öntözést végeznek amikor azt a növénytermesztés nem indokolja. Ezek a módszerek megállíthatják a felszínalatti vízszint süllyedését, és biztosíthatják az erdők és termesztett növények számára a szükséges vizet az aszályos időszakokban is. (Szabó & Mádlné Szőnyi, 2018; Gale, 2005)

Utánpótlás kúton, fúrólukon keresztül

A vízutánpótlás nem csak felszíni beszivárogatással oldható meg, hanem direkt módon kutak, fúrások segítségével is. Az injektáló kutak később a vízkitermeléskor is használhatóak, de az is előfordul, hogy erre a célra külön fúrást mélyítenek. Az angol elnevezés alapján előbbi

eljárás az ASR (Aquifer Storage and Recovery), utóbbi az ASTR (Aquifer Storage, Transfer and Recovery) rövidítést kapta. Sekély, ásott kutak használata esetén akár gravitációsan, energiabefektetés nélkül is megoldható az utánpótlódás. Ezeket a módszereket egyrészt fedett víztartók esetében érdemes alkalmazni. Másrészt akkor, ha a felszínen nem áll rendelkezésre elegendő hely a beszivárogtató medencék, tavak, árkok létrehozásához (pl.: városi környezetben, vagy saját tulajdonú nagyobb terület hiányában). Azonban számolni kell a beszivárgás során jellemző természetes víztisztulás elmaradásával, vagyis kellően jó minőségű felszíni vízforrást, például összegyűjtött csapadékvizet kell alkalmazni. (INOWAS, Szabó & Mádlné Szőnyi, 2018).

Csapadékvíz összegyűjtése háztetőkről (Rainwater harvesting)

Ennek a lakott területen alkalmazható módszernek a célja, hogy a háztetőkön összegyűlő csapadékvizet a felszínalatti térrészbe juttassa ahelyett, hogy a felszíni vízvisszatartás, majd az evaporáció révén az esővíz visszakerülne a légkörbe. A módszer segíthet a városi területek talajvízszintjének fenntartásában, de az összegyűjtött víz akár öntözésre is hasznosítható (Szabó & Mádlné Szőnyi, 2018; Gale, 2005). Kerekegyházán Szabó Zsóka doktori kutatása keretében létesült egy csapadékvíz-beszivárogtató rendszer mintaprojekt (Szabó et al, előkészítés alatt).

3.3. Célzott felszínalatti vízutánpótlás a Duna-Tisza közti Homokhátság területén

A Homokhátságot érintő vízválság megoldására több nagyszabású terv is született. Ezek egyike szerint a 81 km hosszú Hátsági-főcsatorna a Duna és Tisza felszíni vizeit hasznosítva, 12 m szivattyús vízemelés árán láthatná el vízzel a Homokhátságot (Pálfai, 1996). A vízhiány súlyosságát jól érzékelteti az a kivitelezhetőség szempontjából igen merész ötlet, amely egészen a Sajó folyóig kiépített, több száz kilométer hosszúságú csatorna megépítésével kívánná helyreállítani a Homokhátság vízmérlegét (Gyirán, 2009). A megoldás azonban nem számol a helyben keletkező vízkészletek megtartásával, mint lehetőséggel. Világos, hogy a lehulló csapadékvíz helyben tartása potenciális megoldást kínál a célzott felszínalatti vízutánpótlásra. A felszínalatti térrész – bizonyos körülmények között – kiválóan alkalmas lehet az összegyűjtött csapadék tárolására, valamely MAR technológia alkalmazásával. Ez a megoldás lokálisan közvetlenül képes a felszínalatti vízszintsüllyedés megfékezésére, és megóvjá a tározott vizet a szennyeződésektől, valamint mérsékli az evaporációs veszteséget. Amellett, hogy javítja a terület lokális vízmérlegét, a vízminőség szempontjából is előnyt jelent. A MAR rendszer csapadékvizet használ, amely megfelelő körülmények mellett (például megtisztított tetők, közútmenti árkokból összegyűjtött víz előszűrése) kevésbé kitett a szennyeződésekkel szemben, mint a csatornákon keresztül érkező felszíni víz. A Duna és Tisza felszíni vize eltérő

kémiai jellemzőkkel bír, mint a helyi felszínalatti vizek. A terület természetes élővilágának, jó ökológiai állapotának megőrzéséhez is előnyt jelent, ha a csapadékvíz-visszatartása megoldható, mely a felszín alá jutva „kvázi” természetes vízzé alakul. A felszínalatti tározás megóvjá a vizet a felszíni szennyeződésektől. Egy korábbiakban említett felszíni beszivárogtatásra irányuló rendszer, vagy sekély kúton keresztül történő injektálás olcsóbb beruházási és üzemeltetési költségeket von maga után, mint a terület nagy folyóitól induló vízvezetőrendszer kiépítése, a magasabb tengerszint feletti magasságon fekvő Homokhátság felé. Mindez alátámasztja a helyi vízhasznosítás szükségességét és bevonását a tervezésbe.

Amennyiben a víz helyben tartását célzó csapadékvíz-gazdálkodás nem szolgáltatna elegendő vízmennyiséget a felszínalatti vízszintsüllyedés megállításához, többlet vízforrásként merülhet fel a helyben keletkező szennyvíz megfelelő körültekintéssel történő hasznosítása. Jelenleg a Kerekegyháza keletkező átlagosan napi 650 m³ szennyvíz Kecskemétre kerül, ahonnan tisztított állapotban felszíni csatornák segítségével a Tiszába vezetik (Csiszár Endre, a BÁCSVÍZ Zrt. hidrogeológusának szóbeli közlése). Ha ezt az évi 240 000 m³ szennyvizet a településen megtisztítanák, vagy Kecskemétről zárt rendszerben visszavezetnék, akkor a vízminőség folyamatos monitorozása mellett a település szintén hasznosíthatná célzott felszínalatti vízutánpótlásra. Azonban az ilyen rendszer kialakításához a szigorú környezetvédelmi előírások figyelembe vétele alapvető fontosságú.

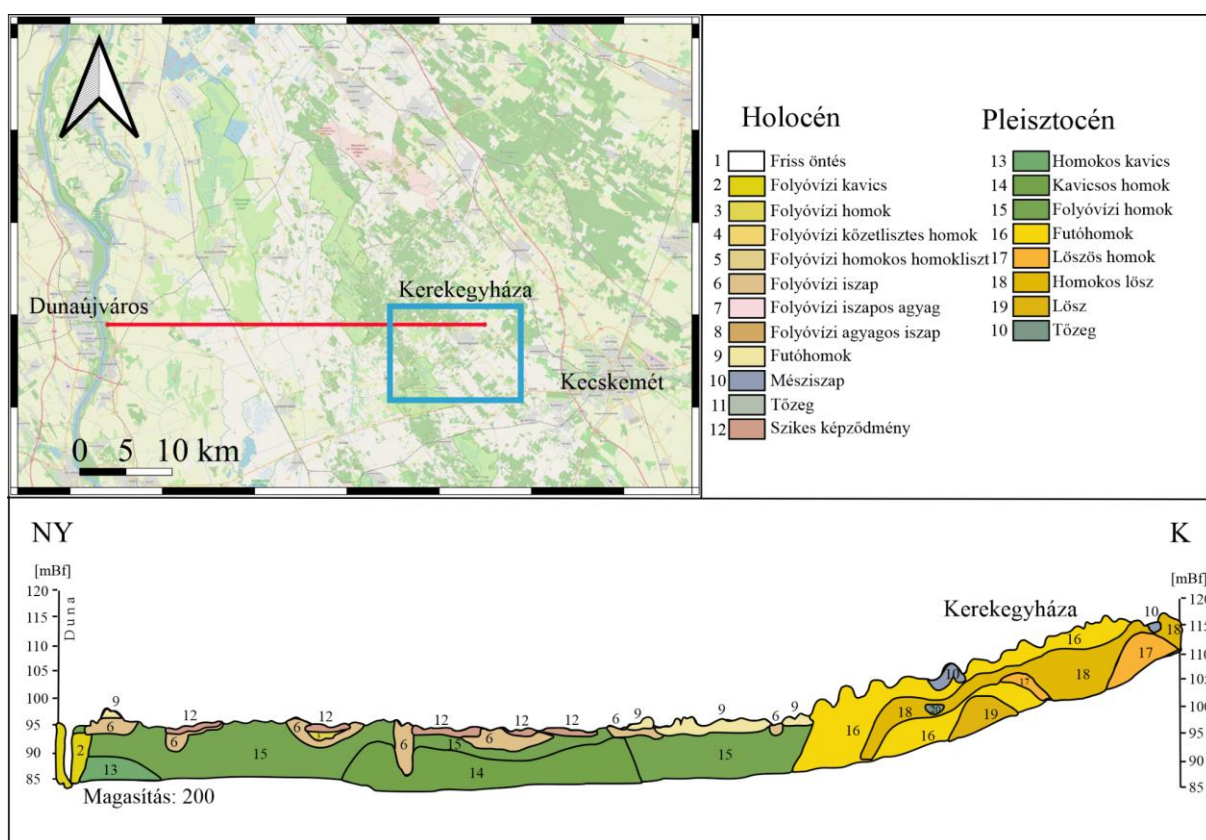
Kutatásom során mind fedett, mind fedetlen víztartók lehatárolását célravezetőnek találtam a vízpótlás szempontjából. A településen összegyűlt esővíz beszivárogtatásához az ásott kutak, a többletöntözés, vagy beszivárogtató árkok használata kivitelezhető és költséghatékony vízgazdálkodási alternatíva lehet a település számára. Ezen módszerekkel a felszínközeli víztartó rezervoárok érhetők el a beszivárogtatás során, így kutatásom is ezen víztartókra irányul. A kutatási mélységet 30–40 méterben határoztam meg.

4. Archív földtani és vízföldtani információk összefoglalása

4.1. A kutatási terület földtani viszonyainak bemutatása

A Duna-Tisza köze a Pannon-medence része, melyet nyugatról és keletről névadó folyói határolnak. Kialakulásában mind a Pannon-tó feltöltődése, mind a Dunához köthető folyóvízi üledékképződés szerepet játszott, a szél felszínformáló tevékenységével együtt. A pliocén végén a Pannon-tó visszahúzódását, majd feltöltődését követően a Duna folyt keresztül a területen északnyugat-délkeleti irányban egy szerkezeti mélyedés mentén. Ezt feltöltve a folyó a pleisztocénben nyugati irányú vándorlásba kezdett, egészen a mai helyzetének eléréséig (Molnár et al 1995). A lerakott alluviális hordalék a környezetéhez képest kiemelt helyzetben maradt, ezáltal a folyóvízi feltöltődés nem folytatódott a területen. Helyette az eolikus felszínformálás vált meghatározóvá, melynek eredményeképpen futóhomok és lösz rakódott le (Molnár et al, 1995). A kvarterben képződött üledékek a Duna-Tisza közén 100–400 m vastagságúak (Kuti et al 1989).

A domborzati viszonyok és a kialakulásuk alapján a terület jelenleg három fő részre osztható: a középső részen elterülő Duna-Tisza közti Hátság felszínén elsősorban eolikus futóhomok és homokos lösz található. Ez a 130 mBf magasságot is elérő Homokhátság keleti



5. ábra: Kerekegyháza térségén áthaladó felszínközeli földtani szelvény (módosítva Kuti et al, 1989 alapján)

és nyugati oldalán is közel 30 m-rel emelkedik ki az őt övező Duna- és Tisza-völgyhöz képest. Ebből kifolyólag felszíni vizeit inkább a Kiskunsági Nemzeti Park fennhatósága alá tartozó területre jellemző szikes tavak jelentik (Lóki, 1997).

Kerekegyháza a Homokhátság területén, átlagosan 115 mBf tengerszint feletti magasságon helyezkedik el. A kutatási területre jellemző felszínközeli képződményeket az 5. ábrán látható földtani szelvény mutatja be, melyet az Alföld Atlasz alapján szerkesztettem (Kuti et al, 1989). Az itt bemutatott információk a szelvény mentén 1 km távolságonként elhelyezkedő 10 m mély fúrásokból származnak. Ez a mélység azonban a jelenlegi kutatáshoz nem elegendő. Általánosan elmondható, hogy a város térségét a területre jellemző homok és aleurit szemcseméretű rétegek gyakori váltakozása jellemzi vertikálisan, mely alapján meglehetősen inhomogén geológiai felépítés feltételezhető a felszín közelében (Kuti et al 1989).

4.2. Litológiai és vízföldtani felosztás

Az előzetes szakirodalmi áttekintésre alapozva lehet felállítani a terület felszínközeli geológiai viszonyaira vonatkozó hipotetikus modellt. Az említett modell a kutatási céloknak megfelelően, főként a szemcseméret-különbségekből fakadó hidraulikus vezetőképesség eltéréseket veszi figyelembe. Ennek megfelelően, három különböző vezetőképességű réteget különítettem el a felszíntől közel 30 m mélységben.

A felszíntől lefele indulva egy futóhomok réteg várható körülbelül 5–7 m vastagságban, amely eolikus felszíninformálás eredménye. Ez nagyrészt a 6 m mélyen lévő felszínalatti vízszint (Ridavits, 2020) felett helyezkedik el, ami a száraz homokra jellemző (50–1000 Ωm) fajlagos elektromos ellenállás értékkel rendelkezik (Renner et al, 1969). A felszíni homokréteg esetében elsődleges cél a rétegvastagság meghatározása, hiszen – a 4.1. alfejezet értelmében – a nagy vastagságú zónák jó fedetlen rezervoárok lehetnek.

A rendelkezésre álló térképek és földtani szelvény alapján ez alatt egy kisebb permeabilitású agyag-aleurit-homok keverékből álló inhomogén szemcseméretű réteg várható. E réteg horizontális és vertikális kiterjedése lokális léptékben is változó, erre vonatkozóan pontos előzetes adatok nem álltak rendelkezésre. A nedves agyag-kőzetliszt várható fajlagos elektromos ellenállása 2–20 Ωm (Renner et al, 1969), hidraulikus vezetőképessége $K=10^{-12}$ – 10^{-7} m/s (Mádlné Szőnyi et al, 2013). Tehát a második, kisebb hidraulikus vezetőképességű réteg várhatóan lassítja a függőleges irányú vízáramlást, így természetes módon hozzájárul a víz helyben tartásához a felette található homokrétegben.

A második réteg alatt inhomogén geológiai környezet várható eltérő szemcseméretű és eltérő hidraulikus vezetőképességű. A rendelkezésre álló adatok alapján várhatóan találhatunk

olyan permeábilis zónákat, melyek fedett víztartóként hasznosíthatók. Ezek üledékes szemcseméretére és térbeli kiterjedésére vonatkozóan igen kevés (előzetes) információ állt rendelkezésemre. Azonban célszerűnek láttam a nedves homok fajlagos elektromos ellenállását alapul venni ezen zónák keresésekor, melynek irodalmi értéke 15–100 Ωm (Renner et al, 1969). A kutatás során szükséges lokálisan, körülbelül 10–30 m mélységben mérések alapján pontosítani a geológiai ismereteinket. Ugyanakkor az adatok bizonytalansága miatt az is előfordulhat, hogy a település közvetlen környezetében nem találunk majd ilyen rezervoárokat.

A három réteges (víztartó – vízfogó – víztartó) alapmodellből kiindulva a területen felszínalatti vízutánpótlás céljára mind fedetlen, mind fedett víztartó zónák elkülönítése reális célkitűzés lehet. Mivel a kutatás sekély célzott felszínalatti vízutánpótlásra irányul, ezért az ennél mélyebben lévő rétegek érdemi vizsgálatával nem foglalkoztam.

5. A priori információk, mérési módszerek, adatfeldolgozás

A terület sekély földtani viszonyainak feltérképezését egyenáramú geoelektromos mérések és fúrások vízföldtani naplójában található rétegleírás alapján végeztem. Mind a fúrások, mind a vertikális elektromos szondázás (VESZ) mérési pontok adatait a Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága (SZTFH) (korábban Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat – MBFSZ) bocsátotta rendelkezésemre a kutatáshoz. Emellett saját elektromos ellenállás tomográfia (ERT) méréseket végeztem. Az adatpontok megjelenítésére QGIS térinformatikai szoftvert használtam.

A célom az volt, hogy a kapott adatok feldolgozásával megismerjem Kerekegyháza és közvetlen környezetének sekély (kb. 50 m mélységig terjedő) geológiai viszonyait, mely segítségével lehatárolhatóvá válhatnak az előző fejezetben említett fedett és fedetlen víztartó zónák (víztartók – vízfogók) a kutatási területen. A fúrási és VESZ adatpontok térbeli elhelyezkedése alapján a 8. ábrán (ld. 5.4. alfejezet) látható négy darab földtani szelvényt jelöltem ki, amelyekben összegeztem mind az elektromos, mind a litológiai adatokat. Ezeket az eredményeket multielektrodás (ERT) mérések eredményeként készült ellenállásszelvények egészítik ki.

5.1. Fúrási adatok

A kutatás során 17 db fúrás vízföldtani naplójához kértem hozzáférést az SZTFH adattárából. Ezek a dokumentumok a kút tengerszint feletti magassága, talpmélysége és a létesítés célja mellett bemutatják a fúrás során feltárt rétegek kőzetanyagát, vastagságát, egyéb tulajdonságait. A kutatási területre jellemző sziliciklasztos környezetben a rétegek két meghatározó jellemzője: az üledékes kőzet szemcsemérete és a réteg vastagsága. Előbbi befolyásolja a kőzet permeabilitását és porozitását, illetve utóbbival együtt meghatározó a tározható víz mennyiségére nézve. A rétegvastagság – víztartó esetén – a rezervoár vertikális kiterjedését mutatja, vízfogó esetén pedig információt kapunk a vízáramlást akadályozó réteg vastagságáról. A fúrásokban mélyfúrási geofizikai szelvények nem állnak rendelkezésre. Szintén nem található a rétegekre vonatkozó hidraulikus vezetőképesség. A rétegszelvények a rétegminták kormeghatározását tartalmazzák. Az üledékek a holocén és pleisztocén földtörténeti korban keletkeztek. A legmélyebb, 320 m mély fúrás a város keleti végén található K-27 kút.

A fúrások során in situ módon határozhatók meg a felszínelatti térrész geológiai jellemzői, ezért az így kapott információk alapvető fontosságúak a kutatás szempontjából. A vízföldtani naplókából nyert adatok megalapozzák a különböző szemcseméretű, eltérő

Egyszerűsített litológia	K [m/s]	ρ [Ω m]	$\rho_{\text{archív}}$ [Ω m]
homok	10^{-6} – 10^{-2} *	száraz: 50–1000 ** nedves: 15–100 **	>100
aleurit - alueritos homok	10^{-9} – 10^{-4} *	20–100 **	50–100
agyag – agyagos homok	10^{-12} – 10^{-9} *	2–20 **	1–50

1. táblázat: Egyszerűsített litológiai felosztás
(*Mádlné Szőnyi et al, 2013; **Renner et al, 1969)

hidraulikus vezetőképességű rétegek elkülönítését és a rétegvastagságok meghatározását. A fúrásokhoz közeli VESZ mérési pontok esetén már az inverzió során érdemes a rétegvastagság modellparamétereket a fúrási adatok alapján meghatározni. A vertikális elektromos szondázás kiértékelésekor szintén szükséges az eredményeket a releváns fúrási adatokkal összevetni, hogy lehetőség szerint összefüggésre juthassunk az elektromosan elkülöníthető rétegek és a valódi litológia között. Ehhez nyújt segítséget az 1. táblázat, melyben irodalmi hidraulikus vezetőképesség (K [m/s]) és fajlagos elektromos ellenállás (ρ [Ω m]) értékek láthatók. Az utolsó oszlopban a VESZ mérések értelmezése során használt felosztás látható ($\rho_{\text{archív}}$ [Ω m]).

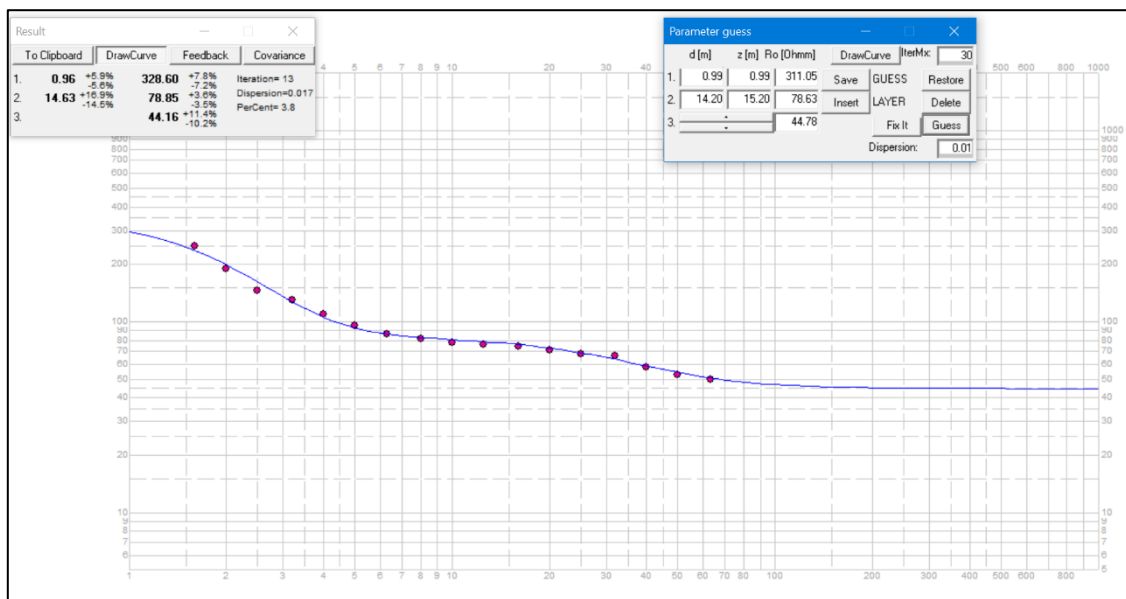
5.2. Vertikális elektromos szondázás (VESZ)

5.2.1. A kutatómódszer általános bemutatása

A vertikális elektromos szondázás az egyenáramú geoelektromos kutatómódszerek közé sorolható. A mérés során két tápelektródán/áramelektródán keresztül egyenáramot vezetünk a talajba. Az áramelektrodákat összekötő egyenesen elhelyezünk két mérőelektrodát/potenciáelektrodát és mérjük a stacioner áramtér hatására köztük kialakuló feszültségkülönbséget. Amennyiben ez a potenciálkülönbség ΔV [V], a tápelektrodákon folyó („ismert”) áram erőssége I [A], K' [m] pedig az elektródaelrendezés geometriájára jellemző együttható, akkor ρ_A [Ω m] látszólagos fajlagos elektromos ellenállás az alábbiak szerint számítható ki (Dövényi & Lipovics, 2012):

$$\rho_A = K' \cdot \frac{\Delta V}{I}. \quad (1)$$

VESZ mérés esetén feltételezzük, hogy az elektromos pontforrást olyan félvégtelen tér felszínére helyezzük, ahol homogén, izotróp rétegek találhatók egymástól vízszintes réteghatárokkal elválasztva (Galsa, 2019). Az áramelektrodák távolságát növelve lehet a módszer behatolási mélységét megnövelni, mely a maximális távolság egyharmad-egynegyed részével becsülhető ($\delta = AB_{\text{max}}/4 - AB_{\text{max}}/3$). Természetesen a valóságban a rétegek más paraméterekkel, a fajlagos elektromos ellenállásukkal (ρ) és vastagságukkal (d) jellemezhetők. Utóbbit a legalsó réteg esetén végtelennek tekintjük (Telford et al, 1990).



6. ábra: A vesz1 szoftverrel végzett geofizikai inverzió (Salát & Drahos, 2004). A mért adatpontok pirossal, az inverzió eredményeként illesztett görbe kék színnel látható.

A számított látszólagos fajlagos elektromos ellenállás értékek és a hozzájuk tartozó áramelektroda-távolságok alapján geofizikai inverzió segítségével állapítható meg a felszín alatti rétegek valós fajlagos elektromos ellenállása és vastagsága. Az inverziót az ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék saját fejlesztésű szoftverével végeztem (Salát & Drahos, 2004). Ezt megelőzően minden MN-(mérőelektroda) váltásnál szükség volt az adatok korrekciójára, hiszen a mérőelektroda-távolság változása befolyásolja a mért feszültség értékét. A szoftverben az azonos felszíni mérési ponthoz tartozó, eltérő mélységre vonatkoztatott látszólagos fajlagos elektromos ellenállás adatokat az áramelektroda-távolság felének függvényében, logaritmikus skálán ábrázolhatjuk. Az inverziót a 6. ábrán látható módon grafikusán végeztem, ahol az mért adatpontokat piros, míg az illesztett görbét (eredményt) kék színnel jelöltem (Salát & Drahos, 2004). A réteghatárok mélységét a görbe inflexiós pontjai jelzik. A rétegek valós fajlagos elektromos ellenállását a görbe határ- és szélsőértékei alapján határozhatjuk meg. Az eljárás során érdemes iteratív módon többször egymás után elvégezni a minimumkereséssel történő görbeillesztést a hiba csökkentése céljából. A VESZ mérések helyes kiértékeléséhez előzetes földtani információra is szükség van.

5.2.2. A felhasznált adatok feldolgozása

Az SZTFH-tól 13 darab VESZ mérési pont „nyers”, feldolgozatlan adatait igényeltem a kutatási területről. Egyes adatpontok esetén az MN-váltások miatti korrekcióra volt szükség. Az inverziót a fent említett vesz1 szoftver segítségével végeztem el. A geofizikai inverzió során leggyakrabban három vagy négy réteges modellekkel dolgoztam. Ahol a mérési pont közelében ismert fúrési rétegsor is rendelkezésre állt, ott ennek alapján az inverzió során rögzíthető volt a

réteghatárok mélysége. A kapott mérési adatok közül a maximális AB_{max} áramelektroda-távolság 11 esetben 4096 m, 1–1 esetben pedig 400 m és 200 m. Ebből a mérések behatolási mélysége a korábban ismertetett módon becsülhető. A felhasznált mérések eredeti célja valószínűleg mélyebb réteghatárok kutatása lehetett, ennek köszönhető a nagy behatolási mélység. Munkám során a teljes adatsorok feldolgozását követően csak a felszínközeli 30–40 m tartományt ábrázoltam, kivéve a diszkusszióban bemutatott 14. ábrát. Minden egyes mérést Schlumberger elrendezésben (Telford et al, 1990) végeztek.

Felszínközeli kutatás során a VESZ mérések esetén fontos metaadat a mérés időpontja. A mérések közül az „AV” kezdetű azonosítóval ellátottak 1992-ben történtek, a hatjegyű számmal azonosítottak viszont korábban, 1971-ben. Ebben a 20 éves időtartamban a felszínalatti víz szintje mélyebbre került a területen, melynek hatására a háromfázisú, telítetlen zóna vastagsága megnőtt (Szalai & Nagy, 2006 alapján Kohán, 2014). A víztelítettség a közeg fajlagos elektromos ellenállását is befolyásolja, különösen sziliciklasztos környezetben. Abban az esetben, ha a víztartó homogén-izotrópnak feltételezhető, a telítetlen zóna az adatfeldolgozás során magasabb ellenállással különülhet el a telített, kétfázisú zónától. Tehát speciális esetben az eltérő időben mért VESZ adatok eltérő mélységben jelezhetik a felszínalatti vízszint okozta ellenállásváltozást. Az eltérés várhatóan 1–3 m, melynek kimutatására a VESZ mérés felbontása alkalmas lehet a felszín közelében. Figyelembe kell venni azt is, hogy az újabbnak számító mérések is közel 30 évvel ezelőtt készültek, s ez idő alatt a felszínalatti vízszint még mélyebbre került a területen (jelenleg 5-7 m mélyen (Ridavits, 2020)). Tehát amennyiben a telített–telítetlen zóna határa geoelektromos módszerekkel szeparálható, mélysége feltételezhetően nem a jelenlegi állapotoknak megfelelően helyezkedik el.

A 4. fejezetben bemutatott háromréteges modell alapján különböző szemcseméretű üledékes rétegek megjelenése várható a területen. Abban az esetben, ha valóban a vertikális elektromos szondázás során alkalmazott modellnek megfelelőek – tehát laterálisan folytonos homogén, izotróp rétegek vízszintes réteghatárral elválasztva – akkor a réteghatárok a VESZ mérés során jól kimutathatók lesznek. Ehhez fontos továbbá, hogy a rétegek vastagsága az alkalmazott geoelektromos mérés felbontásánál nagyobb legyen.

5.3. Multielektródás egyenáramú szelvényezés (ERT)

5.3.1. A kutatómódszer általános bemutatása

Az elektromos ellenállás tomográfia (ERT – *electric resistivity tomography*), vagy multielektródás geoelektromos szelvényezés szintén egyenáramú kutatómódszer. A mérés egy szelvény mentén telepített elektródákkal zajlik, melyeket a műszer által vezérelt intelligens kábel kapcsol össze. A multielektródás mérés értelmezhető VESZ mérések sorozataként. A

telepített elektródák közül a műszer meghatározott struktúra mentén választja ki az aktuális 2–2 mérő- és tápelektrodát, majd tovább ugrik a következő elektródapárokra. A mérés során használt földtani modell esetében lényeges feltételezés, hogy a szelvényre merőlegesen nem tapasztalunk markáns ellenállás változást (Loke, 2004). A mérés eredményeként – a VESZ során kapott egydimenziós adatrendszer helyett – egy kétdimenziós fajlagos elektromos ellenállás szelvény készíthető. A geofizikai inverzió szintén szoftverrel végezhető el, minimumkereső eljárások segítségével. Ekkor a látszólagos fajlagos ellenállás pszeudoszelvény alapján a valós fajlagos ellenállás értékei kerülnek kiszámításra (Telford et al, 1990).

Az ERT mérés az önálló VESZ méréseknél gyorsabban, nagyobb kiterjedéssel képes a felszínközeli térrész fajlagos elektromos ellenállás viszonyait feltérképezni. Hatékonyan mutatja ki a fajlagos ellenállás értékének szelvény menti változását (Loke, 2004). Behatolási mélysége ugyanakkor elmarad a VESZ mérésnél leírtaktól, mindössze az egyidejűleg kiterített szelvényhossz negyede-ötöde.

5.3.2. Multielektrodás szelvényezés a kutatási területen

A módszer felszínközeli jól alkalmazható, így hatékonyan módszer a megoldásra váró földtani probléma vizsgálatára. Az egydimenziós VESZ adatokkal ellentétben a multielektrodás mérések kétdimenziós adathalmazt hoznak létre, így a fajlagos elektromos ellenállás szelvényeken a réteghatárok mellett láthatóvá válnak a szelvény menti laterális változások is.

A kutatás szempontjából meghatározó kérdés, hogy teljesül-e a három réteges földtani modell azon feltételezése, hogy az üledékrétegek oldalirányban folytonosak. Előfordulhat, hogy inkább laterálisan inhomogénnek mondhatók, ami megnehezítené a rezervoárok kijelölését. Ez a VESZ modell szempontjából is fontos kérdés, hiszen abban az esetben a mérés fizikai háttéréből adódóan oldalirányban folytonos rétegeket feltételezünk. Az esetleges laterális inhomogenitások a VESZ mérések kiértékelése szempontjából zavaró tényezők lehetnek.

Kutatómunkám során az ERT méréseket az ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék ARES műszerével, Visnovitz Ferenc, Szijártó Márk és Raveloson Andrea oktatói közreműködésével végeztem. Az előzetes terepbejárások során összesen 4 db szelvényt tűztünk ki (lásd 8. ábra, 5.4. alfejezet), melyeket 2021.06.22-23-án sikeresen lemértünk. A

Azonosító	Teljes hossz	Elektródatáv	Elrendezés	Leírás
KEH 03	800 m	5 m	W-Schl.	homokos út mentén
KEH 04	400 m	5 m	W-Schl.	kukoricaföld szélén
KEH 05	480 m	5 m	W-Schl.	homokos út mentén
KEH 06	200 m	5 m	W-Schl.	homokos út-búzatábla

2. táblázat: Kerekegyháza-n végzett multielektrodás elektromos mérések



7. ábra: ERT mérés Kerekegyháza KEH 03 szelvény mentén ARES műszerrel

kerekegyházi kutatási területen 5 m elektródaközzel, max. 195 m egyszerre kiteríthető kábelhosszal végeztük el a méréseket (2. táblázat). A kábelek egyenként 40 m hosszúak, rajtuk 8 db elektróda található. A leírtak értelmében a maximális behatolási mélység hozzávetőlegesen $\delta=30$ m, így a módszer alkalmas a kutatásban érintett felszínközeli térrész vizsgálatára. Minden mérést 5 m elektródatávolsággal, Wenner-Schlumberger (W-Schl.) elrendezésben végeztünk. Mivel a multielektrodás mérés lakott területen a közművek, fémkerítések, burkolt felületek miatt nehezen kivitelezhető, a település körül, a város határában végeztük a méréseket. A helyi úthálózat elsősorban északkelet-délnyugat egyenesre illeszkedő szelvények kijelölését tette lehetővé. A célom az volt, hogy meghatározzam a feltételezett három réteges modellben a rétegek fajlagos elektromos ellenállását és rétegvastagságát. Továbbá, a körülbelül egy egyenesre illeszkedő vagy egymáshoz közel mért szelvények esetén igazoljam az egyes rétegek folytonosságát, vagy a rétegvastagság változását.

. A befolyásoló tényezők közt mindenképp meg kell említeni, hogy a mérések időpontjában másodfokú hőségriasztás volt érvényben a területen. A homokos talaj rendkívül száraz volt, ezért a megfelelő érintkezés érdekében az elektródákat rendszeresen locsolni kellett. A szelvények út mentén és szántóföldek szélén kerültek kijelölésre, ezért áthatolhatatlan növényzetbe vagy mesterséges akadályba nem ütköztünk. A mérésről készült képek a 7. ábrán láthatók.

5.3.3. Multielektrodás mérési adatok feldolgozása

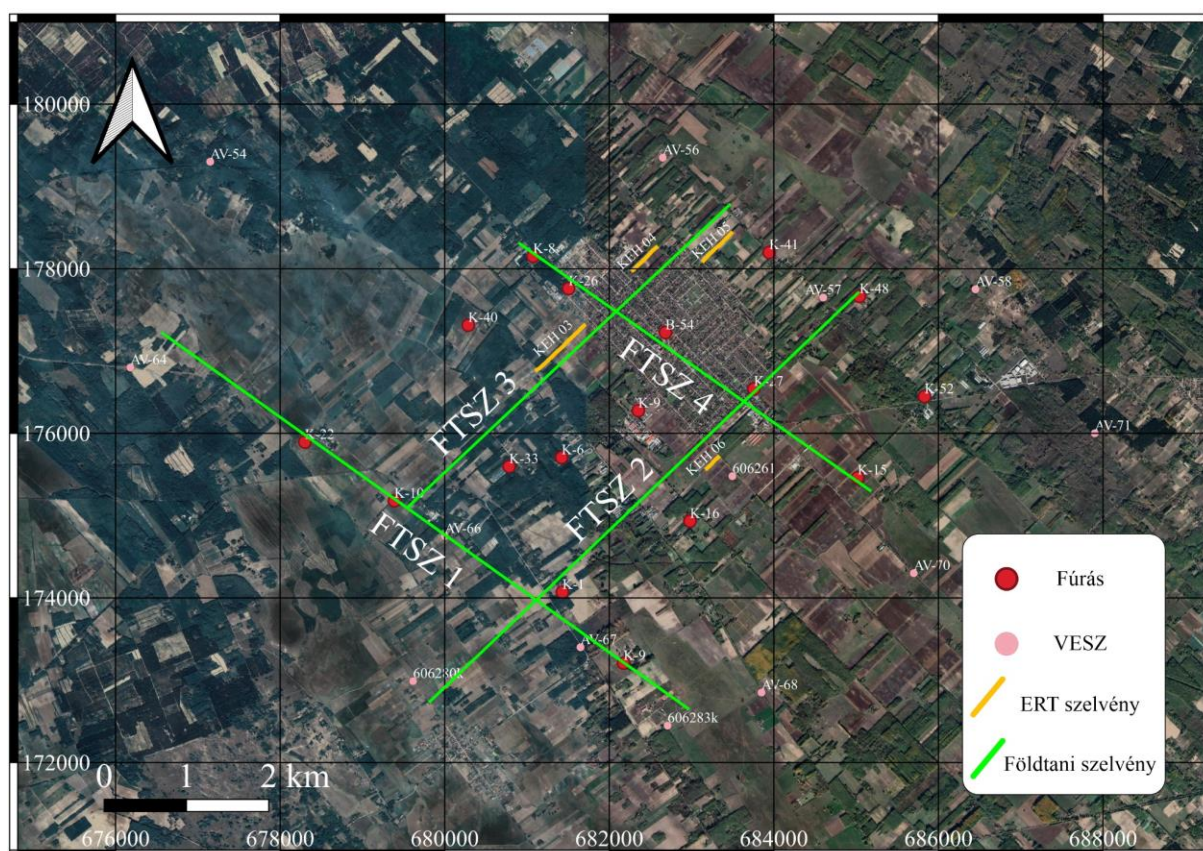
A mérések inverzióját Res2DInv szoftver segítségével végeztem el. Elsőként szükség volt az adatok manuális előszűrésére, a hibás elektródák és a kiugró értékek zavaró hatása miatt. Ezt követően a műszer által készített mérési eredményeket tartalmazó fájl végére kellett írni a terület digitális domborzati modelljéből nyert topográfiai adatokat, hogy az az inverzió során is

figyelembe legyen véve. A szelvény menti tengerszint feletti magasságokat QGIS szoftver használatával tudtam meghatározni.

A geofizikai inverzió során a program alapbeállításait alkalmaztam: 0,16 kezdeti csillapítási tényezőt (*damping factor*), 2 csomópontot az elektródák közt (2 *nodes*), normál rácshálóval (*normal mesh*). A geofizikai inverziót minimum 5 iterációval végeztem el. Esetenként ennél több iterációra is szükség volt a mért és számított értékek közti eltérés csökkentéséhez, melynél a hibahatárt 5%-ban határoztam meg. A fajlagos elektromos ellenállás szelvényeket egységes színskálával jelenítettem meg, melyet a kapott ellenállás értékekhez igazítottam logaritmikusan: 1–100 Ωm közt 10 Ωm intervallumokkal, 100–400 Ωm közt pedig 100 Ωm intervallumokkal a skála osztópontjai közt.

5.4. Az eredmények interpretációja

A fúrési és VESZ adatpontok térbeli elhelyezkedése alapján a 8. ábrán és a 3. táblázatban feltüntetett négy kétdimenziós sekély földtani szelvényt jelöltem ki, amelyekben egyszerre fordul elő elektromos és litológiai adat. A földtani szelvényeket Grapher szoftverben vizualizáltam, lebegő oszlopdiagramokkal jelölve az egyes mérési pontok eredményeit. A diagramokon a méréseket tengerszint feletti magasság szerint helyeztem el, a terület digitális



8. ábra: A mérési pontok és ERT szelvények térbeli elhelyezkedése, valamint a kijelölt földtani szelvények helyzete

Azonosító	Hosszúság [m]	Fúrások [db]	VESZ adat [db]	Pozíció településhez viszonyítva
FTSZ 1	8622	4	5	NY-DNY
FTSZ 2	8256	4	3	D-DK
FTSZ 3	5327	5	1	NY-ÉNY
FTSZ 4	4819	5	0	településen keresztül

3. táblázat: Az értelmezett sekély földtani szelvények

domborzatmodellje alapján. A VESZ mérés elektromos rétegeit barna-zöld-cyán-kék, míg a fúrási adatok litológiai felosztását citromsárga-narancssárga-piros színskálával jelenítettem meg. Így a két adattípus közös szelvényen ábrázolható, azonban nem téveszthető össze. Az adatpontok nem illeszkednek tökéletesen a földtani szelvényekre, ezért a pontok egyenesre vetítéséhez Python programozási nyelven készítettem algoritmust.

A 4 db földtani szelvényt a 4 db multielektrodás fajlagos elektromos ellenállás szelvény egészíti ki. Az ERT mérések inverzióját követően a kapott adatokat grid rácshálóba rendezve Surfer szoftverben jelenítettem meg, egységes színskálával.

A három különböző forrásból származó adatokat egy háromdimenziós adatrendszerben ábrázoltam együttesen Voxler szoftver használatával.

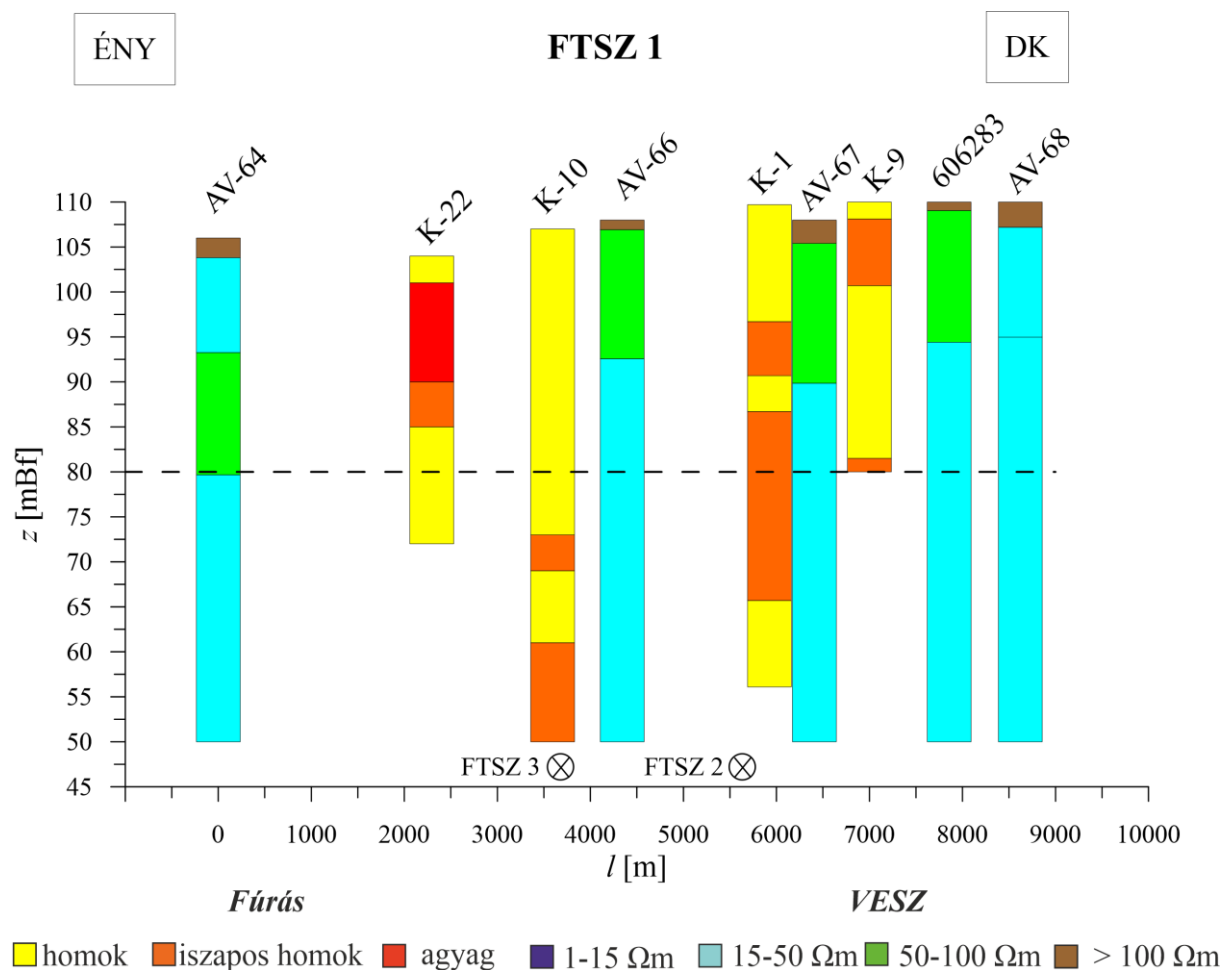
6. Eredmények és értelmezésük

6.1. VESZ és fúrási adatok alapján készült földtani szelvények bemutatása

6.1.1. Az 1. Földtani szelvény (FTSZ 1)

Az eredmények tárgyalását a 9. ábrán látható 1. számú földtani szelvény (FTSZ 1) bemutatásával kezdem, amely a településtől délnyugatra mintegy 9 km hosszan északnyugat-délkelet irányban húzódik (8. ábra). A 2. és 3. földtani szelvénnel történő keresztezésének helyét a grafikon alján jelöltem.

Az 5 db értelmezett VESZ oszlopdiagramm (AV-64, 66, 67, 68) mindegyikén megfigyelhető a felszín közelében egy hozzávetőlegesen 3 m vastagságú, nagy ellenállású ($>100\ \Omega\text{m}$) vékony réteg. Ez alatt a szelvény középső részén egy zöld színnel jelölt 50–100 Ωm ellenállású réteg következik, amely 3 mérési pontban is folytonosan megjelenik. A szelvény két végén alacsonyabb ellenállásértékek jelentkezők 3 m mélység alatt (15–50 Ωm). A VESZ mérések szerint 80 mBf alatt mindenhol egy alacsony elektromos ellenállású (15–50 Ωm) elektromos réteg különíthető el. Figyelemre méltó a szelvény északnyugati végén



9. ábra: Az 1. sekély földtani szelvény (FTSZ 1). Fúrások: K-22, K-10, K-1, K-9; VESZ pontok: AV-64, AV-66, AV-67, 606283, AV-68; FTSZ 2, 3 a szelvények keresztezését mutatja

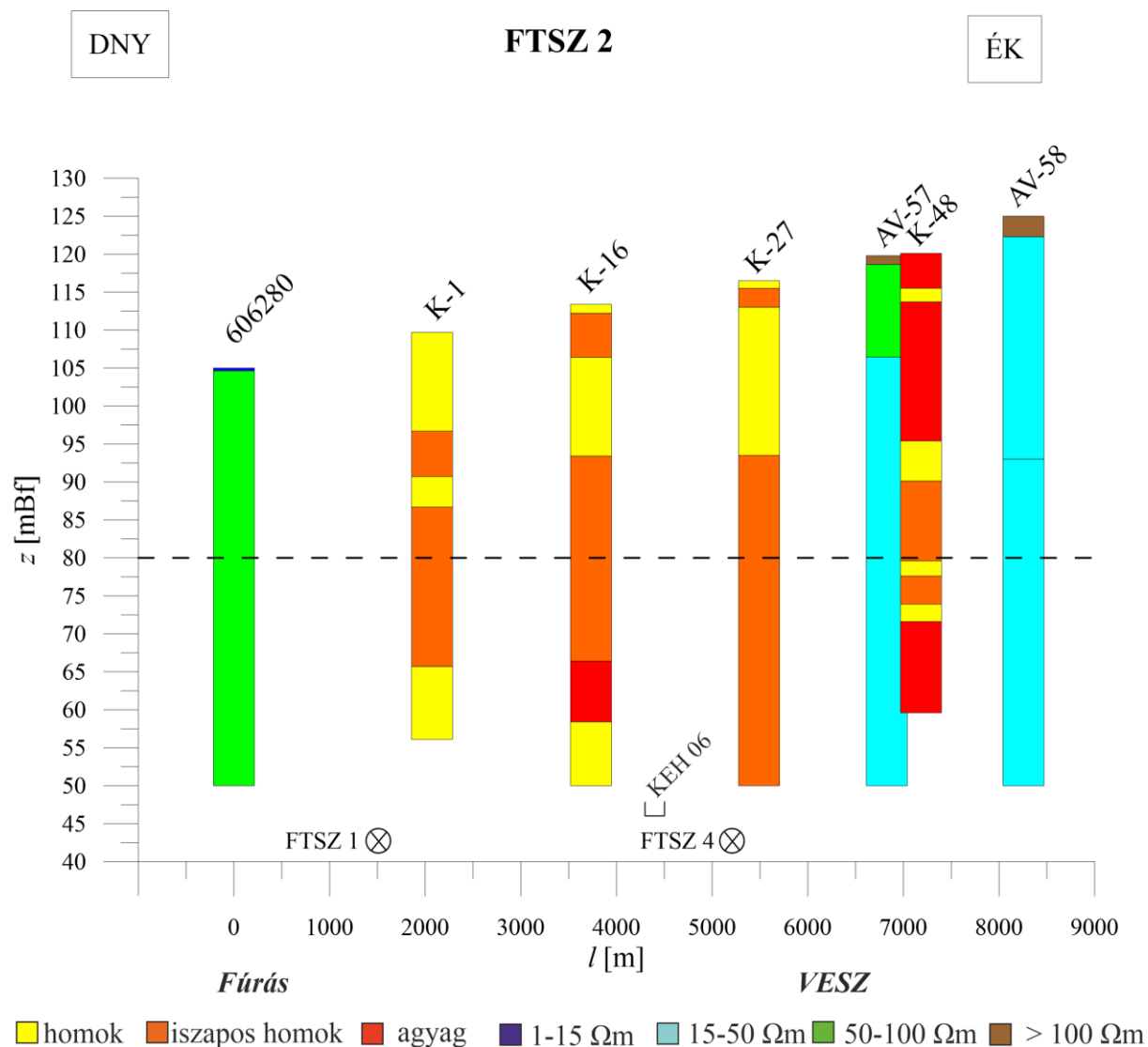
található AV-64 mérési pont, amelynél felfedezhető egy két alacsonyabb ellenállású rétegbe ágyazott között egy 50– 100 Ω m fajlagos ellenállású, 13 m réteg. Ez kutatásom szempontjából biztató eredmény, hiszen a magasabb ellenállás homokosabb, azaz jó hidraulikus vezetőképességű, porózus rétegre utalhat, amely fedett víztartóként értelmezhető. Azonban a szelvényen szereplő további VESZ pontok alapján, nagyobb kiterjedésű fedett víztartóra nem számíthatunk, de közel 15 m vastag fedetlen víztartó képződmények az előbbihez hasonló következtetések alapján előfordulhatnak.

A fúrési adatsorok alapján a felszínközeli 3 m mindenhol konszolidálatlan homok, futóhomok. Ez egyértelműen megfeleltethető a VESZ mérések során kimutatott magas ellenállású vékony felszínközeli réteggel. A litológiai információk alapján a felszíni homok vastagsága igen változékony. A K-22 és K-9 fúrásokban mindössze 2–3 m vastag, míg a K-10 fúrásban 35 m vastagságú. Utóbbi eredmény figyelemre méltó a vízutánpótlás szempontjából, azonban a vele szomszédos VESZ és fúrési adatokban a szelvény irányában nem mutatható ki folytatólagosan ez az üledékréteg. A 4 db fúrési adat mindegyikében találunk információt iszapos homok jelenlétéről, de a folytonosság ebben az esetben sem támasztható alá. Lokálisan az üledékes litológiai egységek gyakori horizontális változása jellemzi a területet. A litológia a kutatási területre jellemző kis topográfiai változásokat nem követi. A K-22 fúrásban jelentős, 10 m vastag tiszta agyag is előfordul. Az alatta lévő homok ismét fedett víztartó jelenlétével kecsegtet, de ez sem igazolható további adatokkal. A K-9 fúrásban is 5 m vastag kisebb szemcseméretű üledék fedi a 100 mBf réteghatár alatti homokréteget, de ezen litológiai helyzet folytonossága sem igazolható a szomszédos VESZ mérések eredményében.

Az FTSZ 1 szelvény mentén a VESZ és a fúrési adatok nehezen egyeztethetők össze egymással. Habár a felszínen jól követhető a 3 m vastagságú, magas ellenállású, száraz homokréteg, ez alatt nem jelentkezik (horizontálisan) folytonosan követhető rétegek. Az adatpontokban az elektromosan és litológiailag elkülönített rétegek határa nem összeegyeztethető.

6.1.2. A 2. földtani szelvény (FTSZ 2)

A 10. ábrán bemutatott 2. sekély földtani szelvény (FTSZ 2) a településtől délre-délkeletre fut végig. Délnyugat-északkelet irányú a lakott terület délkeleti határvonalának meghosszabbításában (8. ábra). Délnyugaton a Kondor-tó egykori partvonalától nem messze ér véget. A szintvonalakra közel merőlegesen halad, így két vége között 17 m elevációkülönbség mérhető, amely helyi viszonylatban jelentős. Az 1. és 4. földtani szelvény keresztezi. A földtani szelvény közelében, azzal párhuzamosan halad a KEH 06 azonosítóval ellátott multielektródás fajlagos elektromos ellenállás szelvény is.



10. ábra: A 2. sekély földtani szelvény (FTSZ 2). Fúrások: K-1, K-16, K-27, K-48; VESZ pontok: 606280, AV-57, AV-58; FTSZ 1, 4 a szelvények keresztezését mutatja; KEH 06 a multielektrodás ellenállás szelvény helyét jelöli a földtani szelvény mentén.

Az FTSZ 2 sekély földtani szelvény 3 db VESZ oszlopdiagrammot tartalmaz. A legdélnyugatibb, 606280 azonosítójú pont elektromosan homogén környezetre utal, amelyből azonban aligha következtethetünk homogén üledékes környezetre a további adatokat figyelembe véve. A szelvény másik végén található AV-57, AV-58 VESZ méréseken elkülönül az FTSZ 1 szelvényen is tapasztalt felszínközeli 3 m vastagságú, nagy ellenállású réteg, amit egy alacsonyabb ellenállású (15–50 Ωm) réteg követ. Az AV-57 „ellenállásoszlopon” egy 50–100 Ωm fajlagos ellenállású 10 m vastag réteg értelmezhető az alacsonyabb ellenállású réteg felett.

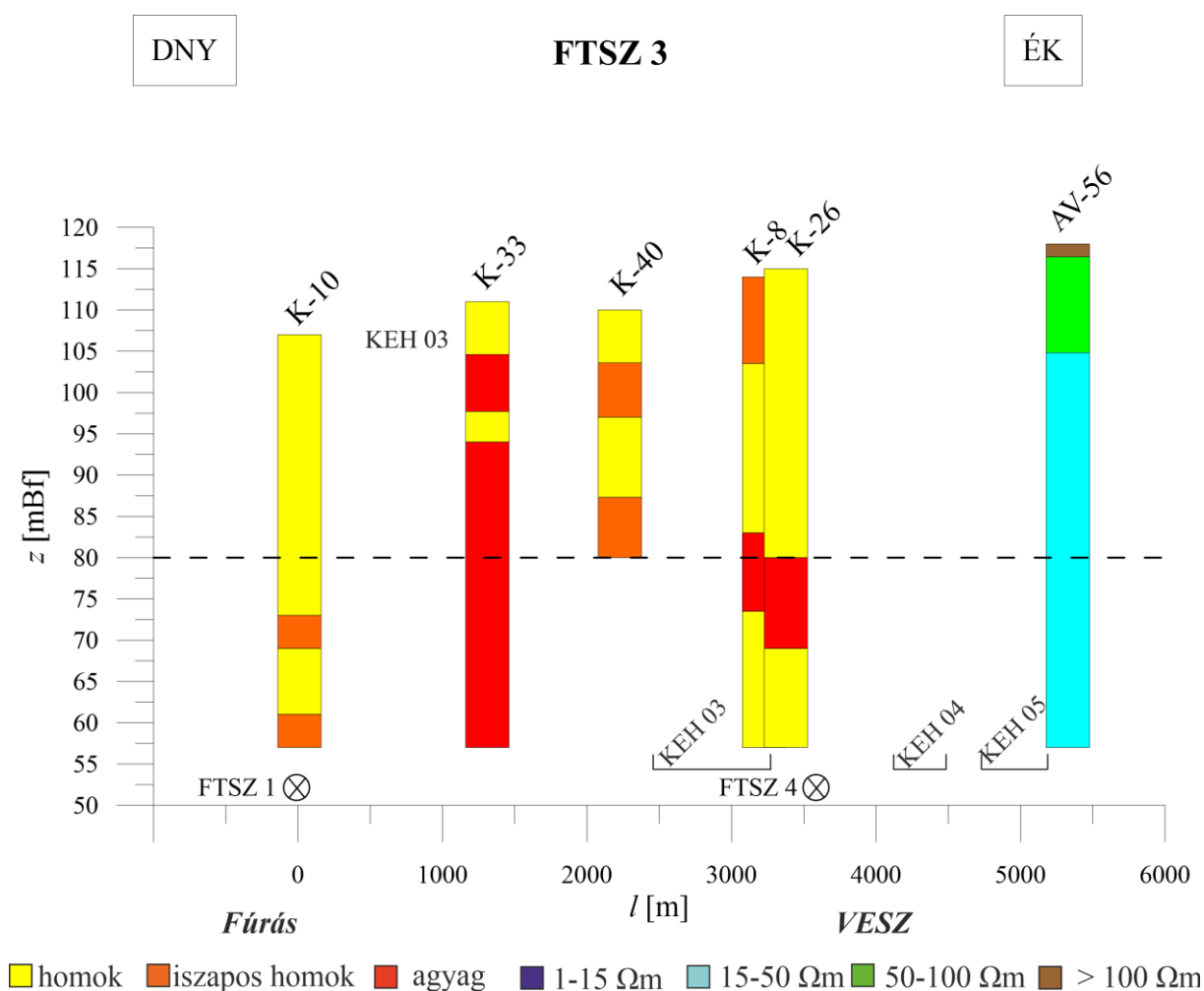
A földtani szelvény mentén 4 db fúrás adatai álltak rendelkezésre. Mindhárom szemcseméret frakció megtalálható a litológiai felosztásban, legnagyobb arányban homok és iszapos homok. A K-16 és K-27 fúrásban vékony iszapos homok réteggel fedett, 10–15 m

vastag homokos víztartó zóna létezésének lehetősége merül fel. Talán további vizsgálatra érdemes lehet a K-1 és K-16 fúrásban 65 mBf és 57 mBf alatti homokréteg, bár több mint 50 m mélységben található, amely már nem érhető el a település lakosságának ásott kútjain keresztül. A négy fúrásban 85–90 mBf mélységben jól követhető a homok és iszapos homok réteg határa.

A K-48 fúrás különösen változatos litológiai környezetet mutat be, amely azonban nem hozható összefüggésbe a tőle alig 500 m távolságra található AV-57 VESZ pont eredményeivel. Ha ilyen távolságon folytonosnak tekintenénk a geológiai környezetet, akkor a két adattípus szinte ellentmondásba kerülne egymással. Az elektromos mérés eredményei a fúrásban jelentkező 5 m és 15 m vastag felszínközeli agyagot nem jelzik az elvárható alacsony fajlagos ellenállással.

6.1.3. A 3. földtani szelvény (FTSZ 3)

A 3. sekély földtani szelvény a 11. ábrán került megjelenítésre. A 2. földtani szelvénnyel közel párhuzamos, délnyugat-északkelet irányú, 5,5 km hosszú. Az 1. és 4. sekély földtani



11. ábra: A 3. sekély földtani szelvény (FTSZ 3). Fúrások: K-10, K-33, K-40, K-8, K-26; VESZ pont: AV-56; FTSZ 1, 4 a szelvények keresztezését mutatja; KEH 03, KEH 04, KEH 05 a multielektrodás ellenállás szelvények helyét jelöli a földtani szelvény mentén.

szelvény keresztezi, és a közelében találhatóak a vele párhuzamosan felvett KEH 03, KEH 04, KEH 05 jelzésű multielektrodás szelvények (8. ábra). A 3. földtani szelvény esetén szintén megfigyelhető a topográfiai változás, északkelet felé a tengerszint feletti magasság emelkedik.

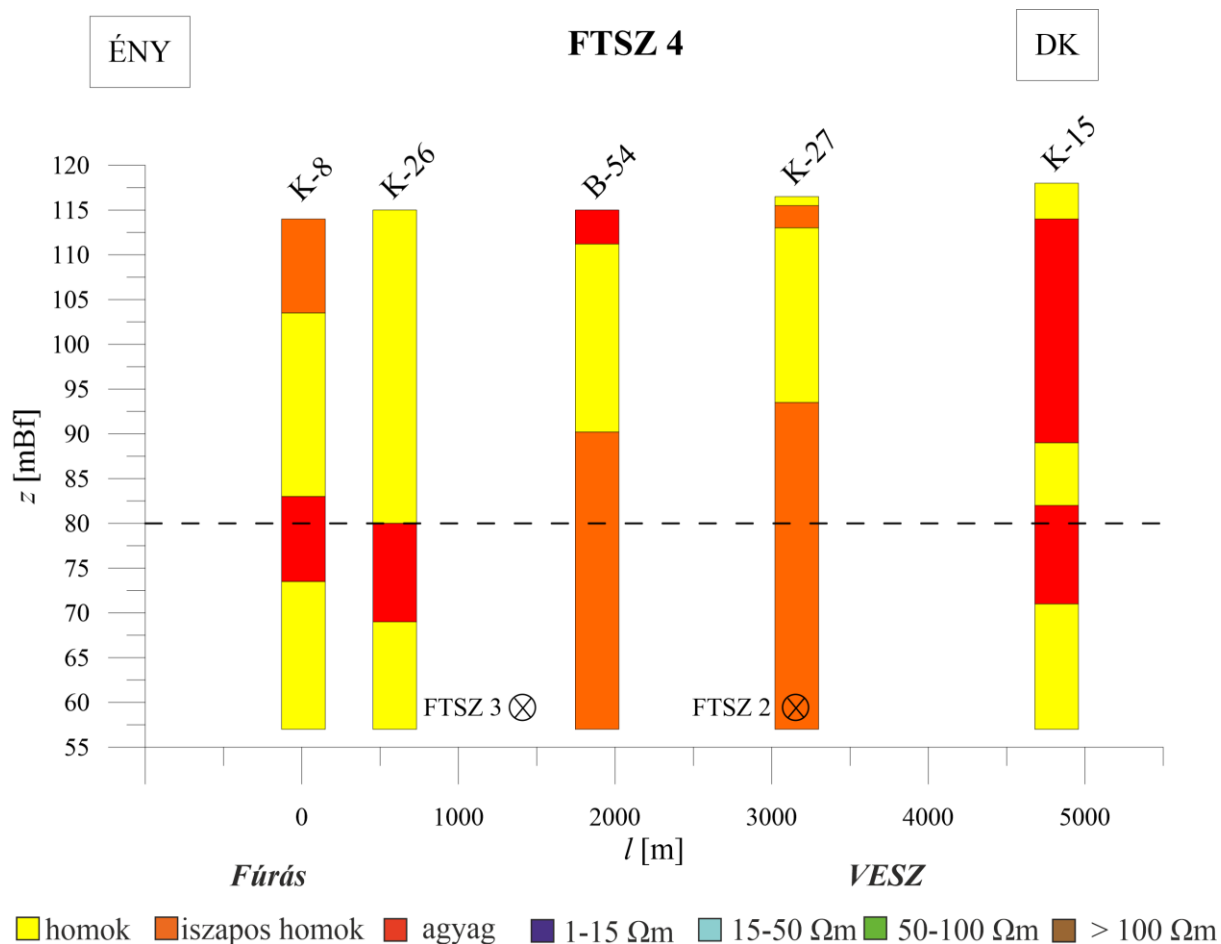
A 3. földtani szelvényre mindössze egy VESZ mérést illesztettem, amely az előbbieknél megfelelően a mélységgel csökkenő fajlagos elektromos ellenállást jelez. A felszínről lefele indulva egy 3 m vastag nagyobb ellenállású, száraz homok réteg található, amit a – szintén több mérési pontban megfigyelhető (AV-57, AV-66, AV-67, 606283) – közel 10 m vastagságú, 50–100 Ω m fajlagos ellenállású, majd a kisebb ellenállású (15–50 Ω m) réteg követ.

Az 5 db fúrási adatsor itt is változatos litológiai környezetet tár elénk, mindhárom üledékes szemcseméret megjelenik. Folytonosság esetleg a K-33 és K-40 fúrásban 95–105 mBf közti kis szemcseméretű üledék, illetve a K-8 és K-26 fúrás 68–83 mBf közti 10 m vastag agyag esetén tapasztalható. A korábban már tárgyalt K-10 fúrás mellett a K-26 fúrásban is 35 m vastag fedetlen homok jelentkezik és az ettől 500 m-re lévő K-8 fúrás is 20 m vastag homok mutat, igaz itt már iszapos homokkal fedett állapotban. Ezen adatok alapján egy laterálisan folytonos homokos rezervoár jelenléte feltételezhető, melynek lehatárolását a 4. földtani szelvényen folytatom.

6.1.4. A 4. földtani szelvény (FTSZ 4)

A 4. földtani szelvény a 12. ábrán látható. Északnyugat-délkelet irányú, a településen keresztülhaladva mutatja be a lakott terület alatti sekély geológiai környezetet. Az 1. földtani szelvénnel közel párhuzamos, metszi a 2. és 3. szelvényt (8. ábra).

Ezen a szelvényen kizárólag (archív) fúrási adatok láthatók, mivel lakott területeken a VESZ mérések elvégzése igen körülményes lenne. A K-15 fúrás kivételével mindegyik rétegsorban látható egy 20–35 m vastag homokrég. Ezt a réteget 5–10 m vastag agyag vagy agyagos homok fedi, de a K-26 fúrásban fedetlen helyzetben van. A homokrég alatt szintén kisebb szemcseméretű üledék található. A K-15 fúrásban jelentős az agyag aránya, homok csak vékony rétegben vagy mélyen fordul elő. A 4. földtani szelvény alapján a település alatt északnyugat-délkelet irányban, körülbelül 85–110 mBf mélységtartományban egy folytonosnak tekinthető, részben fedett homokrég feltételezhető. Vastagsága legalább 15 m, de a K-26 fúrásban a 35 m-t is eléri fedetlen helyzetben.

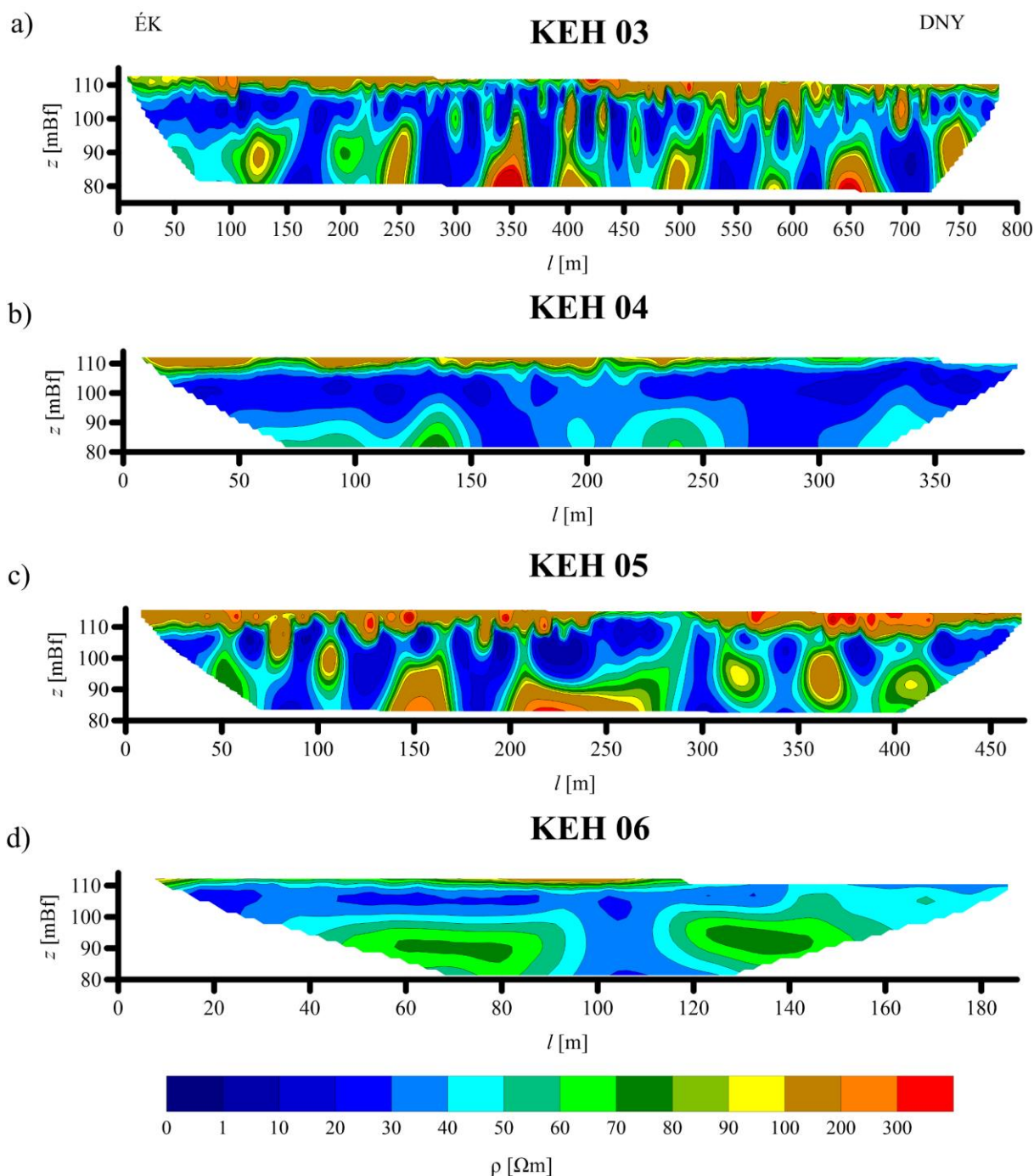


12. ábra: A 4. sekély földtani szelvény (FTSZ 4). Fúrások: K-8, K-26, B-54, K-27, K-15. FTSZ 2, 3 a szelvények keresztezését mutatja

6.2. Multielektródás elektromos ellenállás tomográfia mérési eredmények

A Kerekegyházán végzett elektromos ellenállás tomográfia mérések eredményeként kapott 2D multielektródás ellenállás szelvények a 13. ábrán láthatók. Pozíciójukat a 8. ábrán (5.4. alfejezet), a földtani szelvényekkel közös térképen mutattam be. A földtani szelvényeket bemutató ábrákon szaggatott vonal jelöli a multielektródás szelvényezés behatolási mélységét, amely körülbelül $\delta=30$ m-nek adódott az adatfeldolgozást követően. A multielektródás szelvények alkalmasak a laterális ellenállásváltozások kimutatására is, ezért a célom az volt, hogy segítségükkel igazoljam vagy cáfoljam az előre feltételezett három réteges – egyszerű „dobostorta” felépítésű – sekély földtani modell létezését.

A VESZ értelmezésben és a fúrási adatokon jelentkező felszínközeli, száraz homokrég (9., 10., 11., 12. ábra) ebben az esetben is mind a négy szelvényen jól követhető, 100–400Ωm fajlagos ellenállás értékek jellemzik. Vastagsága a KEH 03 és KEH 05 szelvényeken látható, akár a 6 métert is elérheti. KEH 03 szelvényen 330–400 m szelvénymenti távolság közt, KEH 05 szelvényen 250–290 m szelvénymenti távolság közt nem különíthető el ez a réteg, aminek mesterséges bolygatás az oka. A terepbejárás során több helyen felhagyott agyaggödröket,



13. ábra: Multielektrodás mérések eredménye – fajlagos elektromos ellenállás tomográfia szelvények (KEH 03, KEH 04, KEH 05, KEH 06)

szántási nyomokat tapasztaltam. A KEH 05 szelvényen 220 m szelvénymenti távolságnál egy sóderhalom zavarta a mérést. A KEH 04 és KEH 06 szelvények esetén vékonyabb a nagyellenállású, összefüggő homokos réteg, mindössze 1–3 m vastagságú. Délnyugati irányban elvékonyodik és teljesen eltűnik, ami sokkal inkább természetes hatás eredményének tűnik. A szelvényeken megjelenített felszíni topográfia is megmutatja, hogy a területen igen csekély szintkülönbségek jellemzőek. A topográfia változását a szelvények alapján nem a száraz homokrég vastagságának változása okozza.

Az a priori információkra támaszkodva a felszínre kifutó homokréteg alatt egy alacsonyabb ellenállású, vélhetően kisebb szemcseméretű, mérsékelt hidraulikus vezetőképességű réteget feltételeztem. Az előzetes feltételezés részben igaz: a KEH 04 és KEH 06 szelvényt tekintve megállapítható, hogy a második réteg laterálisan valóban folytonos. Jellemzően 10–30 Ωm fajlagos elektromos ellenállású, ezért túlnyomórészt agyagos képződménynek tekinthető (Renner et al, 1969), feltételezhetően alacsonyabb hidraulikus vezetőképesség jellemzi. A KEH 06 szelvényen a réteg 10–15 m vastagságának értelmezhető. A KEH 04 szelvényen az alacsonyabb ellenállású réteg alsó határa – a szelvény megjelenő magasabb ellenállás ellenére – nem határozható meg egyértelműen, de vastagsága legalább 20 m. Az alacsonyabb fajlagos ellenállású, vélhetően gyengébb hidraulikus vezetőképességű, vastag üledék nem nevezhető potenciális rezervoárnak. Az alatta feltételezhető magasabb ellenállású réteg – amennyiben valóban létezik – a multielektrodás szelvény behatolási mélysége alatt húzódik.

Azonban a KEH 03 és KEH 05 szelvényen egy laterálisan erőteljesen inhomogén ellenállásprofilt látunk a felszínhez közeli száraz homokréteg alatt. A fajlagos ellenállás értékek széles skálán, 10–200 Ωm közt változnak, laterális folytonosság nélkül. Az itt jelentkező domináns ellenállás értékek két intervallumra oszthatók: 10–40 Ωm és 80–200 Ωm . Ez a változékonyság a terület földtani tulajdonságait tekintve két módon magyarázható. Az első, hogy (1) az erősen heterogén ellenálláseloszlást alluviális környezet okozza (pl.: Amaya et al, 2016; Saad et al, 2012; Sendró et al, 2020). Ez látszólag ellentétben van az 5. ábra alapján várható löszös szélfütt üledékes képződményekkel, azonban nyugat felé egyértelműen megjelenik az allúvium. Ebben az esetben felvetődik a kérdés, hogy az 5. ábrán látható értelmezés (Kuti et al, 1989) mennyire helytálló, különösen a 10–15 m alatti tartományban. Azonban efféle ellenállás-eloszlás (2) a multielektrodás elrendezés horizontális felbontásával összemérhető méretű lencsés agyagbetelepülés következtében is létrejöhet (pl.: Uhlemann et al, 2017). Tehát a KEH 03 és KEH 05 szelvényen a második réteghatár nem különíthető el a jelentős laterális inhomogenitás miatt. Ez esetben a jellemző szemcseméretre, hidraulikus vezetőképességre, illetve a lokális felszínelatti vízáramlás trajektóriájára csak hibával terhelt becslés adható. Az inhomogén ellenállásviszonyok hasonlóan változékonnyalitológiára engednek következtetni, amely a célzott felszínelatti vízutánpótlás szempontjából előnytelen, indokolt lehet a terület háromdimenziós feltérképezése.

Az eredetileg feltételezett három réteges földtani modell egyedül a KEH 06 szelvényen igazolható, ahol a 10–30 Ωm alacsonyabb ellenállású réteg alatt ismét egy magasabb ellenállású réteg következik, melynek 60–80 Ωm fajlagos elektromos ellenállása nedves homok jelenlétére

utalhat (Renner et al, 1969). Ebben az esetben tehát igazolható lehet a víztartó – vízfogó – víztartó rétegek jelenléte, ami a fedett víztartó segítségével célzott felszínalatti vízutánpótlást is lehetővé tehet.

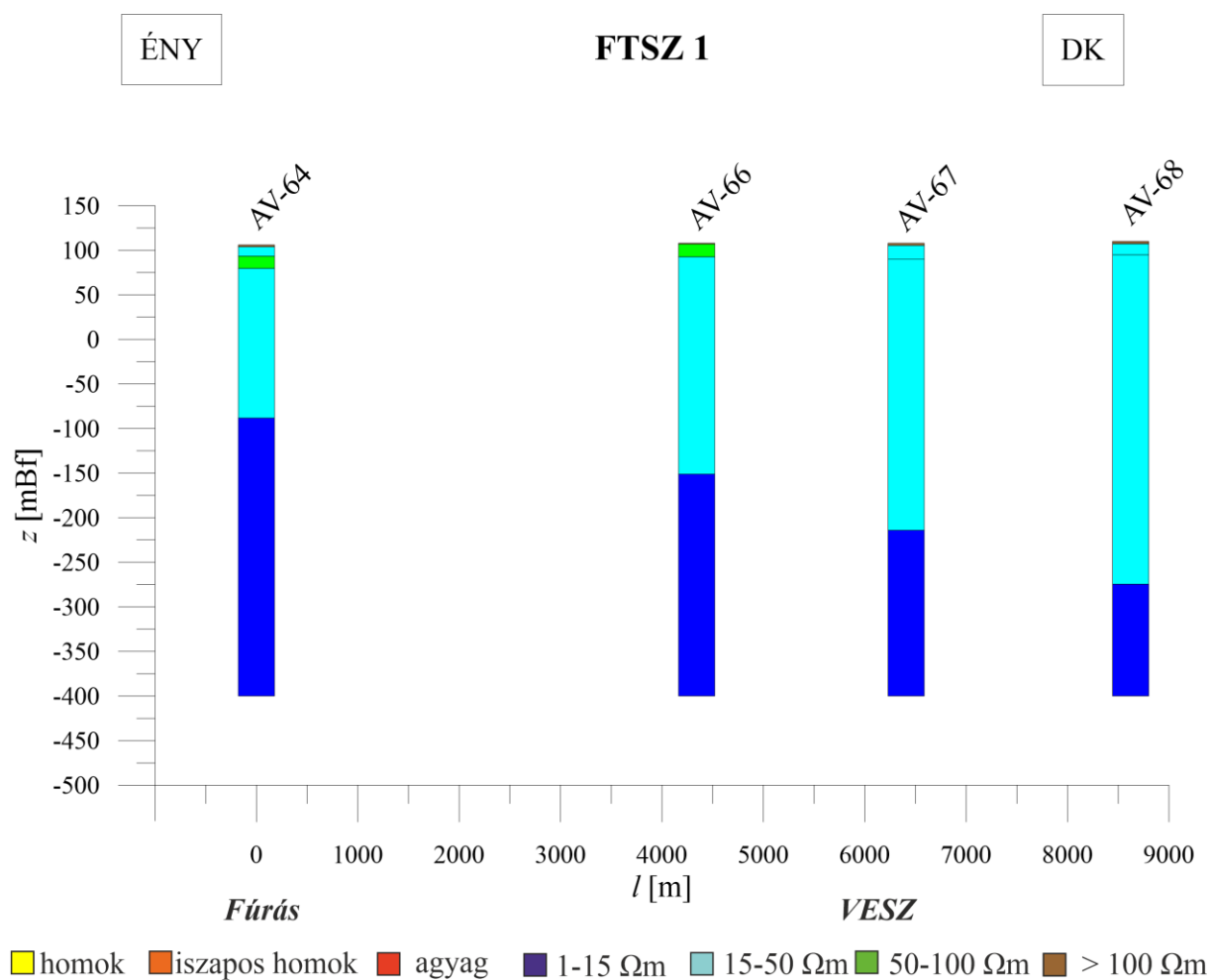
7. Diszkusszió

Az archív adatok alapján értelmezett sekély földtani szelvények és a multielektrodás mérések alapján elmondható, hogy a terület egészére nézve nem áll fenn az előzetesen feltételezett, egyszerű „dobostorta” modell. Ugyanakkor az a feltételezés mindhárom alkalmazott kutatómódszer alapján helytállónak bizonyult, hogy a felszínen száraz homokréteg található, mely az előforduló vastagságban (0–6 m) nagy pontossággal feltérképezhető. Ez alatt a fedetlen homokréteg alatt az előzetesen feltételezett laterálisan folytonos kiterjedésű vízfogó, majd mélyebben újabb víztartó réteg helyett erősen heterogén litológiai környezetet állapítottam meg, melyet mindhárom kutatómódszer eredményei alátámasztanak. A heterogenitás oka az alluviális üledékképződési környezetben vagy a lencsés agyagbetelepülésekben keresendő (Amaya et al, 2016; Saad et al, 2012; Sendrós et al, 2020, Uhlemann et al, 2017).

A fúrási adatok az eltérő szemcseméretű üledékek térbeli változékonyságát jelzik. Az egymás mellett lévő fúrásokban a különböző üledékes rétegek határai nem folytonosak, inhomogén sziliciklasztos környezet jellemzi a területet. Agyag, aleurit és homok szemcseméretű üledékek vannak jelen jól osztályozott és kevert szemcseméretű képződményekben egyaránt.

A VESZ és fúrási adatok összevetése során kiderült, hogy az elektromos rétegek nem hozhatók kapcsolatba egyértelműen az egyes litológiai egységekkel – kivétel ez alól a felszíni száraz homokréteg. Ennek oka a vélhetően alluviális környezetben létrejött inhomogén sziliciklasztos felépítés, vagy az elektromos mérés felbontásával összemérhető méretű agyaglencsék. A laterális változások miatt a VESZ modell – azaz horizontálisan végtelen kiterjedésű, homogén, izotróp, vízszintes síkkal elválasztott rétegek jelenléte – nem teljesül. Emellett a VESZ mérés felbontása nem elég részletes ahhoz, hogy a fúrási rétegsorokon látható térben változó szemcseméretű felszínközeli üledékeket részletesen elkülönítse. A mérések eredeti célja a jegyzőkönyvek szerinti 4096 méteres maximális áramelektrodátávolságok (AB_{max}) alapján a mélyebb zónák vizsgálata lehetett (ld. 14. ábra). Valószínűsíthető, hogy az eltérő sziliciklasztos litológiai egységek fajlagos elektromos ellenállásának eredőjét látjuk az eredményekben.

A jövőre nézve további fontos járulékos eredmény, a VESZ adatok nagy behatolási mélységének köszönhetően egy mélybeli alacsony ellenállású réteg felfedezése. Ehhez a 14. ábrán jelenítettem meg az 1. földtani szelvényt kiterjesztett mélységtartományban. Ennek az 1–15 Ωm fajlagos elektromos ellenállású, vélhetően alacsony hidraulikus vezetőképességű agyagrétegnek a felső határa a szelvény északnyugati végén -80 mBf, délkeleti végén már



14. ábra: 1. földtani szelvény a mélyebb rétegekre kiterjesztve (FTSZ 1). VESZ pontok: AV-64, AV-66, AV-67, AV-68.

- 275 mBf mélységben mutatható ki. Ez a felszíntől számítva 200–400 m mélységet jelent. Egy ilyen vízfogóként működő hidrosztratigráfiai egység a további, nagyobb léptékű kutatás során a felszínalatti vízáramlás modellezésénél a végeselemes modell alsó határa lehet.

Külön említést kell tenni a felszínalatti vízszint fajlagos elektromos ellenállást befolyásoló hatásáról. Keregyháza területén a talajvízszint jelenleg 5–7 m mélységben található (Ridavits, 2020), amely a vízszintsüllyedés mértékét figyelembe véve a VESZ mérések időpontjában még sekélyebbre tehető. Elméletileg nem kizárt, hogy a VESZ mérések esetében az első elektromos ellenállás réteghatár valójában nem litológiai változás, hanem a száraz és nedves homok határvonala volt. Ebben az esetben a fajlagos ellenállás változást a felszínalatti víz jelenléte okozza. Így az 50–100 Ωm ellenállású rétegek nedves homokot jelölnek (9., 10., 11. ábra). Hasonlóképpen, a KEH 06 multielektrodás ellenállás szelvény alsó tartománya is értelmezhető a felszíni száraz homokkal megegyező nedves homok megjelenéseként (13. ábra). Azonban a további kutatásokban mindenképpen érdemes lenne az elektromos ellenállás

tomográfia szelvények mentén fúrást és litológiai leírást végezni. Így azonosítható lenne a szelvényen látható fajlagos ellenállás értékekhez tartozó szemcseméret, üledéktípus.

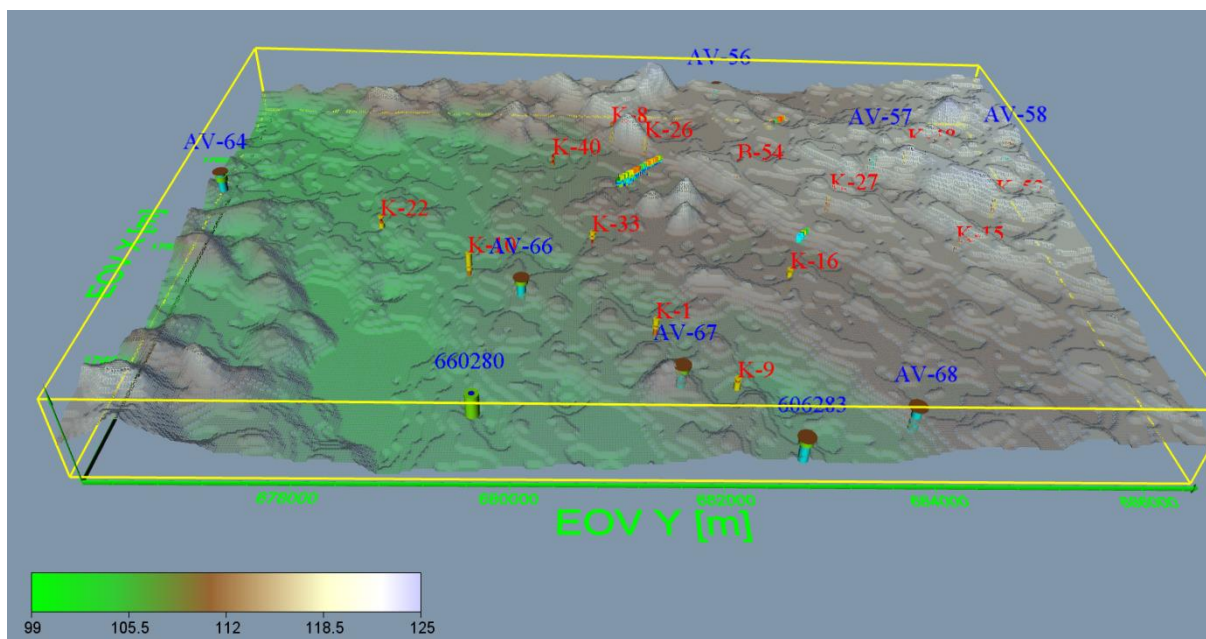
Az adatok integrált értelmezése rámutatott arra, hogy a területen előzetesen feltételezett egyszerű sekély földtani modell („dobostorta”) valójában összetettebb, melyet alluviális rétegek megjelenése és/vagy lencsés agyag okozhat. Azonban tekintve a multielektródás szelvényezés eredményeit (13. ábra), a bemutatott heterogenitásmintázat nagyobb léptékben (~500–1 km) változik, bizonyos helyeken észlelhető (KEH 04, KEH 06), máshol nem (KEH 03, KEH 05). Ennek feltérképezése további kutatómunkát igényel.

A 4. földtani szelvényen 4 db északnyugati fúrásban 20 m vastag folytonos homokrégét látható (12. ábra), ami közvetlenül a település alatt rezervoárként szolgálhat a célzott felszínalatti vízutánpótlás során. Ez alatt végig kisebb szemcseméretű üledék található, amely vízfogóként a rezervoár alsó határát képezi. Ez a képződmény közvetlenül a település alatt található, így a víz szállítása nélkül alkalmas lehet a háztetőkről gyűjtött csapadékvíz befogadására (Ridavits 2020). Akár a lakóingatlanok közvetlen közelében található ásott kutak is alkalmasak lehetnek a víz bejuttatására. A település alatti sekély víztartó hátránya, hogy a lakossági szennyezésekkel (például közlekedésből származó szennyezések, illegális hulladéklerakó, növényvédő szerek) szemben sérülékeny.

Célzott felszínalatti vízutánpótlási rendszer telepítése szempontjából ígéretes lehet a K-10 fúrás (FTSZ 3) környezete, ahol a vízföldtani napló szerint 35 m vastag fedetlen homokrégét található, ami egészen a felszínig fut ki. A vízmegtartó megoldások szempontjából reménykeltő eredmények ugyanakkor további megerősítésre szorulnak, mivel a K-10 fúrás mellett, az 1. földtani szelvény mentén elhelyezkedő AV-66 VESZ pont és K-22 fúrás már nem utal a vastag víztartó folytonos, laterális kiterjedésére. Amennyiben sikerülne térképezni ezt a homokos képződményt – ami nagyobb kiterjedés esetén jó rezervoár lehet – akkor hasznosítható lenne a településen keletkező tisztított szennyvíz. Ehhez az is hozzájárul, hogy a Kerekegyházától délkeletre lévő K-10 fúrás a településtől alacsonyabb tengerszint feletti magasságon található, ami előnyt jelent a vízszállítás szempontjából.

Továbbá, a KEH 06 multielektródás szelvény is 15 m mélységben kezdődő fedett homokos víztartó képződményre mutat. A 4. földtani szelvény mentén tőle nagyjából 1 km távolságban északra és délre található K-27 és K-16 fúrásokban szintén látható – vélhetően ugyanazon – 10–15 m vastagságú fedett homokrégét kb. 7 méterrel a felszín alatt. A K-27 fúrás a 4. földtani szelvényre is illeszkedik így elképzelhető, hogy a KEH 06 és K-16 eredményekben látható réteg a település alatt lévő homokos víztartó folytatása lehet.

A három különböző forrásból származó adatokat egy háromdimenziós adatrendszerben ábrázoltam együttesen Voxler szoftver használatával. Itt mind a fúrásból származó litológiai rétegsorok, mind a VESZ mérési adatok és ERT szelvények bemutatásra kerülnek (15. ábra). Az adatrendszer nagyban hozzájárul a földtani viszonyok kvalitatív értelmezéséhez az összes rendelkezésre álló információt figyelembe véve. A térbeli tájékozódást a területről készült ortofotó és digitális domborzatmodell segíti.



15. ábra: Voxler szoftverben készített háromdimenziós adatrendszer a VESZ pontok (kékkel), fúrási adatok (pirossal) és multielektrodás szelvények komplex kvalitatív értelmezéséhez. Tengerszint feletti magasság szerint színezve, túlmagasított digitális domborzatmodellel ábrázolva.

8.Összegzés és kitekintés

Kutatásom során arra törekedtem, hogy a Duna-Tisza közti Homokhátságon tapasztalható felszínalatti vízszintsüllyedés problémájára megoldást találjak a geológia és geofizika eszköztárának segítségével, fenntartható módon. A dolgozatomban részletezett eredmények egyfajta „első lépésként” értelmezhetők ennek megvalósítása érdekében és számos újabb megválaszolandó tudományos kérdést vetnek fel.

Kutatásom során arra törekedtem, hogy feltérképezsem a Duna-Tisza közti Homokhátságon fekvő Kerekegyháza környezetében a felszínközeli víztartó sziliciklasztos képződményeket. Ezek rezervoárként szolgálhatnak egy célzott felszínalatti vízutánpótlási rendszer számára, melynek segítségével enyhíthető lehet a térséget sújtó súlyos vízhiány és felszínalatti vízszintsüllyedés.

A sekély földtani környezet vizsgálatához rendelkezésre álló archív mérési adatok (17 db fúrás, 13 db VESZ) feldolgozását követően a négy sekély földtani szelvényeket elsősorban az adatpontok elhelyezkedése alapján jelöltem ki. Ezeken a szelvényeken együttesen bemutatva a fúrási adatokat a VESZ mérések eredményeivel egyértelművé vált, hogy az elektromos és litológiai tagolás összeegyeztetése nem lehetséges maradéktalanul. A földtani szelvényeken távolság-, és mélység helyesen ábrázolt adatokkal vizualizálhatóvá vált a különböző szemcseméretű és fajlagos elektromos ellenállású képződmények elhelyezkedése. A kutatómunka részét képező elektromos ellenállás tomográfia mérések elengedhetetlen információval egészítették ki az archív adatokat, hiszen az eredmények rávilágítottak a sziliciklasztos közeg erős laterális heterogenitására, melyet feltételezhetően agyaglencsék jelenléte okoz. Vélhetően eme mintázat is térben változik, mely további kutatást igényel. A kétdimenziós megjelenítésen és értelmezésen túl létrehoztam egy háromdimenziós adatbázist, ami valósághűbb képet mutat a teljes kutatás során feldolgozott geofizikai-geológiai információkról, és segítik a további kutatásokat.

A célzott felszínalatti vízutánpótlási rendszerek megtervezéséhez szükséges a feltételezett fedett vagy fedetlen víztartók pontos lehatárolása, melyek további geofizikai mérésekkel kivitelezhető. Ez alapján becsülhető a tározható víz mennyisége és megválasztható a beszivárogtatás technika módja (pl.: ásott kúton keresztül, injektálással, medencékkel), valamint előrejelezhető a vízutánpótlás felszínalatti vízszintre gyakorolt hatása. Számolni kell azzal, hogy a felszínalatti vízszint utánpótlás hatására történő változása befolyásolhatja ezen áramlási rendszert a hozzá tartozó utánpótlódási és megcsapolódási területekkel együtt. Egy valódi MAR rendszer kialakítása előtt érdemes lokális léptékű hidrogeológiai modellezést végezni a területen, melyhez a szükséges bemeneti paramétereket a kutatásom során létrehozott

adatrendszer szolgáltatója. A rendszer üzemeltetése előtt természetesen fel kell mérni az utánpótláshoz használni kívánt víz mennyiségét és minőségét.

Minden további kutatási lépés során szem előtt kell tartani a fenntartható fejlődés és felelős vízgazdálkodás alapelveit az élővilág védelmének szempontjából épp úgy, mint társadalmi-gazdasági értelemben.

9. Abstract

In my research, I carried out a geophysical survey and a complex data processing in order to analyse the near-surface aquifers of Kerekegyháza for water management.

In recent decades, the groundwater table has decreased significantly in the study area, mainly due to the climate change. For this reason, the average depth of water table is between 5 and 7 m in Kerekegyháza. Managed aquifer recharge (MAR) systems could play an important role in improving the water balance in Kerekegyháza, and in the Danube-Tisza Interfluve. In these systems, the shallow aquifers near the groundwater table can be used to store water for later extraction or for ecological benefit.

For a detailed understanding of the shallow geological environment in Kerekegyháza, I used three main data systems and previous interpretations. Stratigraphic information was collected and examined from hydrogeological reports for 17 boreholes. In addition, 13 archived vertical electric sounding (VES) measurements were reprocessed, and 4 two-dimensional electric resistivity tomography (ERT) were performed in Kerekegyháza. Summarizing the lithological and electric resistivity data, I prepared 4 geological sections. Based on these results, the correspondence between the electrical and lithological divisions is not obvious, which is also due to the different resolution of the applied methods. All information used in this research was also summarized in a 3D data system.

Based on preliminary information, a simplified three-layered (uncovered aquifer – aquitard – covered aquifer) geological model was assumed on the pilot area. Based on the stratigraphic information and the VES results, the geological setting is more heterogeneous, with only limited evidence of continuous layers. The grain size of the siliciclastic sediment varies between the clay and sand fractions. The first layer with the thickness of 0–6 m is identified as dry sand or quicksand, which also appears at the surface. Below this layer, both the grain size and the resistivity show rapid lateral variations, presumably caused by clay lenses with the characteristic size of the distance between ERT electrodes (~5 m). The ERT results suggest that the pattern of the heterogeneity shows spatial variation, which requires further research to explain the geological causes. However, based on an electric resistivity section (KEH 06) and 4 borehole sequences (K-8, K-26, B-54, K-27), an approximately 15 m thick sandy layer overlain by aleurite is at a depth of 7 m below the surface. In the future, the rainwater harvesting will also serve as a reservoir for the MAR system in Kerekegyháza.

Based on the results, the appropriate technique for managed aquifer recharge can be determined in the small town, which can provide a sustainable solution to groundwater subsidence in the Danube-Tisza Interfluve.

10. Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani mindazoknak, akik hozzájárultak a tudományos diákköri dolgozatom létrejöttéhez. Elsőként szeretném hálámat kifejezni Mádlné Szőnyi Judit Tanárnőnek a fáradhatatlan segítségért, a téma javaslatáért és a mindig hasznos észrevételekért. Szintén köszönet illeti Szijártó Márkot, aki lelkesedéssel és végtelen precizitással segítette dolgozatom elkészültét. Köszönöm továbbá Visnovitz Ferencnek, hogy mind a mérések kivitelezésében, mind a dolgozat elkészítése során segítségemre volt. Szintén köszönöm Raveloson Andreának a méréshez nyújtott segítségét. Köszönöm a Tóth József és Erzsébet Hidrogeológia Professzúra mérésekhez nyújtott anyagi támogatását. Köszönettel tartozom Szabó Zsókának és Csiszár Endrének az értékes szakmai anyagokért és javaslatokért, valamint a közös terepi munkáért. Megköszönöm a Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatóságának, hogy a fúrási és VESZ adatokat a kutatómunkámhoz rendelkezésemre bocsátotta. Tóth-Szivák Sándornak, Kerekegyháza mezőőrének köszönöm a terepi bejárásokban nyújtott segítségét. Köszönöm feleségemnek, Csengének a biztatást, kutatásom iránti érdeklődését és türelmét. Végezetül, köszönöm a családomnak, hogy mindenben támogattak.

A dolgozat az ENeRAG projekt keretein belül készült, amelyet az Európai Unió Horizont 2020 kutatási és innovációs programja támogatott a 810980 azonosító számú támogatási megállapodás alapján.

11. Irodalomjegyzék

- Amaya, G.A., Dahlin, T., Barmen, G., Rosberg, J. E. (2016): Electrical Resistivity Tomography and Induced Polarization for Mapping the Subsurface of Alluvial Fans: A case study in Punata (Bolivia). *Geosciences*, 2016, 6, 51.; p. 13; doi:10.3390/geosciences6040051
- Bartholy, J., Bihari, Z., Horányi, A., Krüzselyi, I., Lakatos, M., Pieczka, I., Pongrácz, R., Szabó, P., Szépszó, G. & Torma, Cs. (2011): Hazai éghajlati tendenciák – In: J, Bartholy, L. & Bozó, Haszpra L., (szerk.), KLÍMAVÁLTOZÁS – 2011, Klímaszcenáriók a Kárpát-medence térségére, 151-169 pp., MTA – ELTE, Meteorológiai Tanszék. Budapest
<http://nimbus.elte.hu/~klimakonyv/Klimavaltozas-2011.pdf> (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)
- Bindoff, N. L., et al. (2007): Observations: Oceanic climate change and sea level – In: Solomon, S. et al (szerk.): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge University Press, Cambridge, U. K.; 385–432 pp.
- Dillon, P. J., Pavelic, P., Page, D., Beringen, H., & Ward, J. (2009). Managed aquifer recharge. An introduction waterlines report series, 13, p. 86.
https://recharge.iah.org/files/2016/11/MAR_Intro-Waterlines-2009.pdf (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)
- Dövényi, P., Lipovics, T. (2012): Geofizika– In: Angyal Zs. (szerk.): *Környezettudományi Terepgyakorlat. Környezettudományi alapok tankönyvsorozat. Eötvös Loránd Tudományegyetem* p. 290.
- Gale, I. (2005): Strategies for managed aquifer recharge in semi-arid areas. UNESCO-IHP Publications, p. 30.
- Galsa, A. (2019): Geoelektromos kutatómódszer. Egyetemi jegyzet. Eötvös Loránd Tudományegyetem. p. 84.
- Gyirán, I. (2009): A Duna-Tisza közti Homokhátság vízgazdálkodásának fenntartható fejlesztése. Baja: A Magyar Hidrológiai Társaság XXVII. Országos Vándorgyűlése
- Shiklomanov, I.A. (2000): Appraisal and Assessment of World Water Resources, *Water International*, 25:1, 11-32 pp., DOI: [10.1080/02508060008686794](https://doi.org/10.1080/02508060008686794)
- INOWAS: <https://inowas.com/mar/> (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)
- International Association of Hydrogeologists (2019): Climate-Change Adaptation & Groundwater – Strategic Overview Series.
https://iah.org/wp-content/uploads/2019/07/IAH_Climate-ChangeAdaptationGdwtr.pdf (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)

International Association of Hydrogeologists (2016): Global Change & Groundwater – Strategic Overview Series. p. 6.

<https://iah.org/wp-content/uploads/2016/07/IAH-Global-Change-Groundwater-14-June-2016.pdf> (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)

IPCC (2021): Summary for Policymakers. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press.

Kocsis, K. (2018): Magyarország Nemzeti Atlasza (MNA): természeti környezet. Budapest, MTA CSFK Földrajztudományi Intézet. p. 187.

Kohán, B. (2014): GIS-alapú vizsgálat a Duna-Tisza közti homokhátság szárazodásának témakörében. Doktori értekezés. Eötvös Loránd Tudományegyetem. p. 138.

Kovács, Gy. (1984): Az ásványi nyersanyagtermelés hatása a felszíni és felszínalatti vizekre. Időjárás 88 (5-6), 345-358. pp.

Kuti, L., Erőss M., Gecsei É., János E., Körössy L., Kuchen Z., Papp L., Urbancsek J. (1989): Az Alföld földtani atlasza. Dunaújváros-Izsák. Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet. p. 20.

<https://ojs.bibl.u-szeged.hu/index.php/iskolakultura/article/view/30990> (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)

Kuti L., Körössy L. (1989): Az Alföld földtani atlasza – magyarázó. Dunaújváros-Izsák. Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet. p. 11.

LIFE-MICCAC: Municipalities as integrators and coordinators in adaptation to climate change
LIFE16 CCA/HU/000115 (LIFE-MICACC) project.

<https://vizmegtartomegoldasok.bm.hu/hu> (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)

Loke, M.H. (2004): Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. p. 128.

Lóki, J. (1997): A dunai Alföld – In: Karátson D. (főszerk.) (1997): Magyarország földje. Budapest, KERTEK 2000 Könyvkiadó.

<https://www.arcanum.com/hu/online-kiadvanyok/pannon-pannon-enciklopedia-1/magyarorszag-foldje-1D58/magyarorszag-tajai-2807/a-dunai-alfold-loki-jozsef-2A33/>
(utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)

Mádlné Szőnyi, J., Czauner, B., Simon, Sz., Erőss, A., Zsemle, F., Pulay, E., Havril, T. (2013): Hidrogeológia. Egyetemi jegyzet. Eötvös Loránd Tudományegyetem. p. 170

- http://www.eltereader.hu/media/2014/05/Hidrogeologia_READER.pdf (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)
- Molnár, B., Makádi, M. (1995): A Duna-Tisza köze földtani fejlődéstörténete. Iskolakultúra, 5(8-9), 119-129. pp.
- Országos Meteorológiai Szolgálat
www.met.hu (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)
- Országos Vízügyi Főigazgatóság (OVF) (2016): Vízyűjtő gazdálkodási terv 2015 (VGT) – A Duna-vízyűjtő magyarországi része. 676 p.
https://www.vizugy.hu/vizstrategia/documents/E3E737A3-3EBC-4B6F-973C-5DD9B8A6DBAB/OVGT_foanyag_vegleges.pdf (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)
- Országos Vízügyi Főigazgatóság (OVF) (2021a): A Duna-Tisza közti Homokhátság 3/a célterületén a vízgazdálkodás tervezett fejlesztésének környezeti hatástanulmánya. Készítette: Magyar E., Mészáros Sz., Tombácz F., Vidéki B., Zsemle F. Alvállalkozóként az élővilágvédelmi fejezet és a Natura 2000 hatásbecslésben közreműködött a Bioaqua Pro Kft. Megrendelő: Országos Vízügyi Főigazgatóság. Budapest, 2021. november.
https://www.kormanyhivatal.hu/download/2/e7/87000/36987_2_2021.zip (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.14.)
- Országos Vízügyi Főigazgatóság (OVF) (2021b): A Duna-Tisza közti Homokhátság 4. célterületén a vízgazdálkodás tervezett fejlesztésének környezeti hatástanulmánya. Készítette: Magyar E., Mészáros Sz., Szappanos M., Tombácz F., Vidéki B., Zsemle F. Alvállalkozóként az élővilágvédelmi fejezet és a Natura 2000 hatásbecslésben közreműködött a Bioaqua Pro Kft. Megrendelő: Országos Vízügyi Főigazgatóság. Budapest, 2021. december.
<https://bacs-filr.kh.gov.hu/filr/public-link/filedownload/8a22845f7e4f0e7d017eaf60d82102fb/2608/-4119451186501642011/01025-1-2022.zip> (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.14.)
- Pálfai, I. (szerk.) (1990): Alapozó szakvélemények a Duna – Tisza közti vízrendezések hatásvizsgálatához, VITUKI, Budapest.
- Pálfai, I. (1996): Összefoglaló tanulmány a Duna-Tisza közti talajvízszint-süllyedés okairól és a vízhiányos helyzet javításának lehetőségeiről. A Nagyalföldi Alapítvány Kötetei III. Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodási problémái. Békéscsaba, 1990-1995.
http://acta.bibl.u-szeged.hu/63941/1/nagyalfoldi_003_111-126.pdf (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)
- Renner, J., Salát, P., Stegena, L., Szabadváry, L., Szemerédy P. (1969): Geofizikai kutatási módszerek III. Felszíni Geofizika. Tankönyvkiadó, Budapest, p. 413.

- Saad, R., Nawawi, M. N. M., Tonnizam, E. (2012): Groundwater Detection in Alluvium Using 2-D Electrical Resistivity Tomography (ERT). *Electronic Journal of Geotechnical Engineering*. Vol. 17 [2012]. 369-376 pp.
- Salát P., Drahos D. (2004): Quality management for electrical and penetration soundings (VES & EGPS). *Geophysical Transactions*, 44(3-4), 195-212. pp.
- Sendrós, A., Himi, M., Lovera, R., Rivero, L., Garcia-Artigas, R., Urruela, A., Casas, A. (2020): Electrical resistivity tomography monitoring of two managed aquifer recharge ponds in the alluvial aquifer of the Llobregat River (Barcelona, Spain). *Near Surface Geophysics*, 18, 2020, 353-368 pp.; doi: 10.1002/nsg.12113
- Somlyódy L. (2010): Ember és víz egymástól távolodóban, *Európai Tükör* 2010/3, 3-10 pp.
- Szabó, Zs., Mádlné Szőnyi J. (2018): Célzott felszínalatti vízutánpótlás (Managed Aquifer Recharge – MAR) tájékoztató. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Tóth József és Erzsébet Hidrogeológia Professzúra, Budapest, p. 18.
- Szalai, J., Nagy Gy. (2006): Az utóbbi évtized időjárási eseményeinek hatása a talajvízszintek alakulására a Duna-Tisza közén. *Magyar Hidrológiai Társaság XXVI. Hidrológiai Vándorgyűlése*, Pécs
- Szűcs, P. (2012): Hidrogeológia a Kárpát-medencében – Hogyan tovább? *Magyar Tudomány* 5, 554-565. pp.
- <http://www.matud.iif.hu/2012/05/06.htm> (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R.E. (1990): *Applied Geophysics*. 2nd edition. Cambridge University Press. p. 770.; DOI: 10.1017/CBO9781139167932
- Uhlemann, S., Kuras, O., Richards, L., Naden, E., Polya, A. (2017): Electrical resistivity tomography determines the spatial distribution of clay layer thickness and aquifer vulnerability, Kandal Province, Cambodia. *Journal of Asian Earth Sciences* 147 (2017) 402-414. pp.
- United Nations (UN) (2021): *The Sustainable Development Goals Report 2021*. United Nations Publications. p. 64.
- <https://unstats.un.org/sdgs/report/2021/The-Sustainable-Development-Goals-Report-2021.pdf> (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03)
- Völgyesi, I. (2006): A Homokhátság felszín alatti vízháztartása – vízpótlási és vízvisszatartási lehetőségek. MHT XXIV. Országos Vándorgyűlés Kiadványa. Pécs
- <http://volgyesi.uw.hu/dokuk/homokhatsag.pdf> (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)
- World Economic Forum (2017): *The Global Risk Report 2019*, 14th Edition. Geneva. p. 107.

https://www3.weforum.org/docs/WEF_Global_Risks_Report_2019.pdf (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)

WWAP (United Nations World Water Assessment Programme) (2017): The United Nations World Water Development Report 2017: Wastewater, The Untapped Resource. Paris, UNESCO.

<https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000247153> (utolsó letöltés dátuma: 2022.05.03.)