

Szegedi Tudományegyetem
Természettudományi és Informatikai Kar
Földtudományok Doktori Iskola
Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

**BUDAI KARSZTREND SZER UTÁNPÓTLÓDÁSI VISZONYAINAK
HIDRODINAMIKAI VIZSGÁLATA VIZGEOKÉMIAI ADATOK
FIGYELEMBEVÉTELÉVEL**

Doktori (Ph.D.) értekezés

POYANMEHR ZAHRA

Témavezető: Dr. Szanyi János, egyetemi adjunktus

SZTE TTIK

Szeged, 2016

TARTALOMJEGYZÉK

1	Bevezetés.....	6
1.1	Célkitűzés és a megoldandó feladatok sorrendje	8
1.2	A témában eddig folyt kutatások és eredményeik rövid összefoglalása.....	9
2	A vizsgált térrész ismertetése	11
2.1	A terület földrajzi-földtani ismertetése	11
2.2	A karsztrendszer hidrogeológiája, hidraulikai rezsime.....	18
2.3	Izotóp-hidrogeológia	21
3	Alkalmazott adatok és módszerek.....	23
3.1	VISUAL MODFLOW bemutatása.....	24
3.1.1	A modell kalibrálásában figyelembe vett mérőszámok:	25
4	Potenciál viszonyok.....	27
A potenciál viszonyok értelmezéséhez használt módszerek		29
4.1	Összefoglalás.....	36
5	Áramlási és transzport-modellezés	38
5.1	A koncepcionális modell kialakítása.....	38
5.1.1	Egységesen kezelhető vízföldtani modell-rétegek	39
5.2	Áramlási (hidrodinamikai) modellezés	41
5.2.1	A modellezett terület lehatárolása	41
5.2.2	A tervezett modell dimenziója	43
5.2.3	Fő utánpótlódási és megcsapolási viszonyok leírása	43
5.2.4	A modellezéshez használt kalibrációs módszerek, lehetőségek.....	43
5.2.5	A modellezés állapotának permanens vagy nem permanens, azaz „steady state” vagy „transient” kiválasztása.....	43
5.2.6	A modell peremfeltételei	44
5.3	Részmodellek és összekapcsolásuk.....	44
5.3.1	A karszt rendszer egy-réteges homogén modellje.....	44
5.3.2	Egy-réteges homogén modell a nem karsztos rendszerben.....	46
5.3.3	Az előző két koncepció modell eredményeinek összeadása.....	50
5.4	Két réteges modell.....	50
5.5	Négy-réteges modell	53
5.6	Hat-réteges modell	55
5.7	Végleges modell.....	58
5.8	A vízháztartási vizsgálatok (ZONEBUDGET)	60
Transzport modellezés a $\delta^{18}\text{O}$ és ^{14}C kalibrálás alapján.....		62
5.9	Összefoglalás.....	67
6	Vízgeokémiai értékelés	68
6.1	Keveredési arányok számítása a Budapest középső zónájában elhelyezkedő áramlási pályán.....	84
6.1.1	Keveredési arány a Margitsziget II. kútnál	84
6.1.2	Keveredési arány a Lukács-Király kútnál	85
6.2	Összefoglalás.....	86
7	A dolgozat eredményeinek összefoglalása.....	87
8	Eredmények, tézisek.....	90
9	Irodalomjegyzék.....	93
10	Absztrakt	104
11	Abstract	106
12	Mellékletek.....	108
Köszönetnyilvánítás		120

ÁBRAJEGYZÉK

1. ábra A budapesti hévízáramlási rendszer elvi vázlata (Alföldi 1981).....	9
2. ábra A vizsgált terület térképe.	12
3. ábra A Budai hegység és tágabb környezete elvi rétegsora. 1-12 számok a paleokarszt határait, illetve barlang rendszer horizonjait mutatja (Korpás L. 1998) után.	16
4. ábra Felszín alatti vízarámlási rendszerek típusai Tóth J. után (Tóth J., 1963).	18
5. ábra Vendel–Kisházi (1964) karsztvízáramlási modellje.....	19
6. ábra A termálrendszer leáramló hidegág és feláramló melegág áramlási pályáinak térbeli helyzete. (Elvi vázlat). Z: kút talpa; H: geotermikus állapotra hűlt vízszint a kútban; Hf : forrásszint; h: vízoszlop magassága a kútban.	29
7. ábra A zöldeskék rész a karsztvíz-domborzat Lorberer Á. (2003) után módosítva. A termálkutak esetében a geotermikus állapotra lehűlt vízszinteket tartalmazza. A kék színű nyilak a medence mélyebb részei felé áramló hideg-ági karsztvíz nyomvonalait jelzik. A narancssárgás rész a 50°C/1000 m–nél magasabb geotermikus gradienssel rendelkező területekre számított meleg-ági potenciálok eloszlása. Az ábrán feltüntetett piros nyilak a Lukács és a Gellért forráscsoport felé irányuló főbb áramlási útvonalakat jelzik. A források vízszintjét az átlagos Duna vízszint fölötti, a Lukács-fürdő környékén 104,5 mBf, a Gellért-hegy körzetében pedig 100 mBf-ben adtam meg (ld.3.táblázat)	35
8. ábra Vízföldtani modell-rétegek.....	40
9. ábra Szerkesztett karsztvízszint térkép (egy réteges homogén modell), nagy piros nyilak a budapesti meleg regionális feláramlási irányokat, a nagy kék nyíl a sekély áramlási irányt mutatja.	46
10. ábra Utánpótlódási zónák az egyréteges homogén modellben. A zónák lehatárolása az 1: 100 000 fedetlen földtani térkép alapján történt.	47
11. ábra A terület kivágata a MÁFI 1:100000 fedett földtani térképéből.....	48
12. ábra Szerkesztett talajvízszint térkép (egy-réteges modell), Inaktív a nyílt karszt terület.	49
13. ábra Mért és számított talajvízszint értékek (egy-réteges modell).....	50
14. ábra A modell első rétegében elkülönített szivárgási zónák (1-19), amelyek a MÁFI által szerkesztett 1:100000 fedett földtani térkép (Gyalog L. et.al. 2005) alapján készültek. A 12-es szám a nyílt karszt térrészt mutatja, amely inaktív cellákkal van elhatárolva.	51
15. ábra Mért és számított potenciál értékek (két réteges modell).....	53
16. ábra Négy-réteges modell ,Ny–K-i szelvényben.....	54
17. ábra Hat-réteges modell, Ny–K-i szelvényben.	55
18. ábra A főkarszt modell-rétegben (az ötödik modell-réteg) elkülönített szivárgási zónák, mely a MÁFI által szerkesztett 1:100000 Pretercier földtani térkép alapján készült ...	56
19. ábra A modellezett terület felülnézete, 57 termelő karsztkúttal.	58
20. ábra Mért és számított potenciál értékek a hat-réteges modell esetén	59
21. ábra A ZONBUDGET számításához elkülönített zónák; a- Ny–K-i szelvényben; b- Felülnézet;.....	61
22. ábra A $\delta^{18}\text{O}$ transzportmodellezési eredménye. kék számok a kutakban ténylegesen mért $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ értékek.	63
23. ábra $\delta^{18}\text{O}$ izovonalak, egy K–Ny-i metszetben, Csepel II: kútnál. A kék színtől a piros színű skála irányába idősödik a víz. Kékszin a 2500 m alatti üledékek $\delta^{18}\text{O}$ értékét képviseli , mely azonos a tengervíz $\delta^{18}\text{O}$ értékkel vagyis nullának határoztam meg. .	64
24. ábra Szimulált $\delta^{18}\text{O}$ izovonalak, egy K–Ny-i metszetben, Budapest középső kútcsoport tagjai között.....	64
25. ábra A ^{14}C pmc aktivitás transzportmodellezési eredménye; kék számok a kutakban ténylegesen mért.	66

26. ábra Klaszter ábra (Na^+ ; Ca^{2+} ; Mg^{2+} ; Cl^- ; SO_4^{2-} ; HCO_3^- mgeé/l alapján)	69
27. ábra Klaszter ábra (Na^+ ; Ca^{2+} ; Mg^{2+} ; Cl^- ; SO_4^{2-} ; HCO_3^- mgeé/l; Hőmérséklet alapján)..	70
28. ábra A klaszter csoportok elkészítéséhez felhasznált kutak földrajzi elhelyezkedése	71
29. ábra A karsztvíz Na^+ és a Ca^{2+} tartalmának kapcsolata	72
30. ábra A klaszterezéshez használt kutak a klorid tartalmuk alapján,. Az izovonalak a geotermikus állapotra lehűlt karsztvízszintek, mely az áramlási irányt a beszivárgási területekről a medence alja felé mutatja. A lila nyílak a meleg víz feláramlási irányát ábrázolják.	73
31. ábra Na^+ és Cl^- tartalom (mgeé/l) kapcsolata.	74
32. ábra SO_4^{2-} koncentráció a Cl^- koncentráció (mgeé/l) függvényében	75
33. ábra A szulfát koncentrációja a kalcium koncentráció (mgeé/l) függvényében	76
34. ábra A mintázott karsztvizek stabilizotóp-összetétele a δD - $\delta^{18}\text{O}$ diagramon a Globális Csapadékvíz Vonalhoz (GMWL) viszonyítva. BTWL: budapesti termálvíz vonala. Az objektumok színei az első klaszter analízis színei alapján készültek.....	79
35. ábra Budapest déli kútjaiban a $\delta^{18}\text{O}$ a klorid koncentrációj függvényében	81
36. ábra A keveredési irányban helyezkedő kutak $\delta^{18}\text{O}$ értéke a klorid koncentrációj függvényében.	81
37. ábra A keveredésirányában (a Széchényi kút felől a Lukács kútcsoport felé) a vízben oldott szulfátok $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$ értéke és a víz $\delta^{18}\text{O}$ értéke a hőmérséklet függvényében.	83

TÁBLÁZATJEGYZÉK

1. táblázat Budapest és környéke vizeiben mért hőmérséklet. A hőmérsékleti értékek színei az első ábrán jelölt különböző hőmérsékletű kutak-források hőmérséklete alapján készült	13
2. táblázat. A kutak és a források számított és mért hőmérsékletei.....	32
3. táblázat A potenciálszint számításban alkalmazott kutak mért és számított adatai.	33
4. táblázat A felső modell-rétegében elkülönített zónák szivárgási értékei.	52
5. táblázat Főkarszt modell-rétegében elkülönített zónák szivárgási értékei.	56
6. táblázat A magyarországi csapadék becsült $\delta^{18}\text{O}$ értékei.(Szöcs T. 2005 után).	62
7. táblázat Pár jellemző kútban mért és számított $\delta^{18}\text{O}$ értékei.....	65
8. táblázat A keveredési arány számításhoz használt minták.....	84

MELLÉKLETJEGYZÉK

I. Melléklet A vízföldtani modellezésben figyelembe vett karsztvíz termelő kutak és források: 2004-2007 év közötti hozam adatainak medián értékei.....	108
II. Melléklet A terület karsztvíz termelőkutjainak térképe.....	110
III. Melléklet Karsztvíz megfigyelő kutak. 2001.01.01 állapota:	111
IV. Melléklet Karsztvízmegfigyelő és talajvízmegfigyelő kutjainak térképe.....	113
V. Melléklet Talajvízszint megfigyelő kutak, 2001 értékei.	114
VI. Melléklet A klaszter-analízishez felhasznált kutak és kapcsolódó vízkémiai adatok medián egyenértéke.....	115
VII. Melléklet A vízben mért $\delta^{18}\text{O}$ - δD illetve ^{14}C átlag értékei.....	118
VIII. Melléklet A szulfátok $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{34}\text{S}$ értékei.....	119

1 Bevezetés

A budapesti termálvizek hasznosítása már az ókorban is, a maihoz hasonlóan, alapvetően a fürdésre, gyógyításra irányult. A 20. század elejéig a termálvízadó rendszer a természetes megcsapolásokon keresztül hasznosult, humán eredetű, a vízkészletet befolyásoló hatás elhanyagolható volt, így a rendszer egyensúlya fennállt. A 20. század elején elindult mélyfúrásokkal a hasznosítás jellege nem, de a mértéke megváltozott. Jelentős hatás érte a rendszert, amikor a vízgyűjtő területen elkezdődött a nagymértékű felszín alatti bányászat (Alföldi L. et al. 1980; Liebe P. & Székely F. 1980; Böcker T. et al. 1981; Lorberer Á. 1986). Az 1960-as évektől a 90-es évek elejéig tartó, a vízadó területen folyó szénbányászat erőteljes víztermelése viszonylag rövid időre veszélyeztette a termálvizek minőségét és mennyiségét. Ekkor alakult ki a vízgazdálkodás szempontjából feszült helyzet, így újabb termálvíz termelést nem engedélyeztek, illetve a már meglévő hasznosításoknál is előtérbe került a takarékos gazdálkodás (Alföldi L. 1980, 1982). További problémák is jelentkeztek ebben az időben: egyes források vizében már egyértelműen ki lehetett mutatni a budai oldal nitráttal és más humán szennyezéssel terhelt talajvizeinek megjelenését is. A budapesti, és környéki termális karsztrendszer vízminőségi, vízgeokémiai képét az áramlási rendszer alakította ki. A 20. század északkelet-dunántúli bányászati víztermelése, még a legnagyobb depressziós időszakban is a budai termálkarszt-rendszer áramlási irányait nem befolyásolták. A VITUKI által készített karsztvíz-térképeken mind a felszín alatti vízvásztó helyzete, mind a karsztvízszint izohipszák lefutása gyakorlatilag változatlan maradt. Természetesen a 1980-as évek végén és a 1990-es évek elején itt is jelentkezett a depressziós hatás, több méteres nagyságrendű, de területileg általános depresszióval, mely időszakban, — a már említett változatlan áramlási útvonalak mellett, — kismértékben lassabb vízmozgást lehet feltételezni. Ez az időszak azonban néhányszor tíz évig tartott, mely az itteni több ezer, tízezer éves vízkorok mellett a regionális vízminőségi képet nem módosította. A modellezéssel értelmezett területrészen tehát a bányászati depresszió csak kis mértékben és csak néhány évtizedig érezte hatását.

A kialakult környezeti helyzetet tovább súlyosbítják a fővárosban tervezett építkezések közvetve (például a 4. Metró), vagy közvetlenül (például a Aquaworld új kútjának termelése) (Prónay Zs., Törös E., 2001, Lorberer Á. 2002a). Ezek a vízgazdálkodás szempontjából kedvezőtlen irányú változások szükségessé teszik a rendszer működésének jobb

megismerését, a teljes hideg-meleg karsztrendszer, mint egy egység vizsgálatát, és a rendszer egésze numerikus modelljének létrehozását.

Heinmann Z. és Szilágyi G. (1977) 1975-ben kezdte meg az első numerikus modell kialakítását, amely 1978-ban egészült ki az első, regionális kiterjedésű, hidrodinamikai modellel (Kovács Gy. et al. 1979). E modell Fortran IV. nyelvű programmal készült a szénhidrogén-telepek 2D-s modelljeinek módosításával. A vízáramlást leíró differenciálegyenlet megoldásánál a véges-differencia módszert alkalmazták. Később az Országos Vízföldtani Modell (OVM) fejlesztés keretében a főkarsztvíztárolóra az ún. DKH modell első változata a VITUKI-ban készült el. A középhegységi modell esetében Csepregi A. (In: Alföldi L., Kapolyi L 2007) az 1951-2005 időszakra tovább fejlesztette a területről korábban készített numerikus modellt, mely segítséget nyújtott a kutatási terület 3D modelljének elkészítéséhez.

Az általa készített és a területre készült korábbi regionális modellek elsősorban a csapadékbeszivárgások, bányászati vízkiemelések és más víztermelések időben változó hatásainak értékelésével foglalkoztak. Az említett feladatok megoldásához egyszerű 2D egyréteges, esetenként kétréteges, illetve 3D egyréteges modellek kialakítása is elegendő volt.

Azonban az általam lépésről-lépésre kialakított 3D permanens (steady-state) modell a hidrosztratigráfiai egységek térbeliségének elemzésére és az egységeken belüli földtani zónák tulajdonságainak kezelésére is alkalmas, továbbá a vízminőségi, vízgeokémiai viszonyok jobb térbeli értékeléséhez járul hozzá.

A termálkarszt rendszert, mind a múltban, mind a jelenben, és jövőben számos beavatkozás éri. A hatások egy része kedvezőtlen, míg más része lehet remediációs, javító jellegű. Mindkét eset az általam készített áttekintő modell alapján vizsgálható lesz első lépésben. Természetesen e dolgozat keretében ezek a hatásvizsgálatok még nem végezhetők el, azonban az itt kialakított modell segítséget nyújthat a megfelelő kérdések megfogalmazásához.

1.1 Célkitűzés és a megoldandó feladatok sorrendje

A dolgozat célja, hogy a Budai termálkarsztrendszer egészére fellelhető archív forrás, fúrás- és kútvizsgálati adatok alapján integrált vízföldtani-vízgeokémiai-izotóp hidrológiai értelmezést végezzem. Iletve a felszín alatti áramlási rendszer jellemzésére 3D-s vízföldtani modellt készítek, mely alkalmas lenne a vízháztartási, a potenciál- és nyomásviszonyok és jellemző vízkörök és stabil izotóp adatok számszerű magyarázatára.

Az előbb említett cél megvalósítását a következő sorrendben végeztem el:

Áttanulmányoztam és a munkám szempontjából értékeltem a térrészre vonatkozó korábbi földtani- vízföldtani munkákat, észleléseket és irodalmakat.

Elméleti megfontolások alapján tisztáztam a terület karsztvízrendszerének potenciál viszonyait.

Az előzőek alapján kialakítottam a koncepcionális vízföldtani modellt.

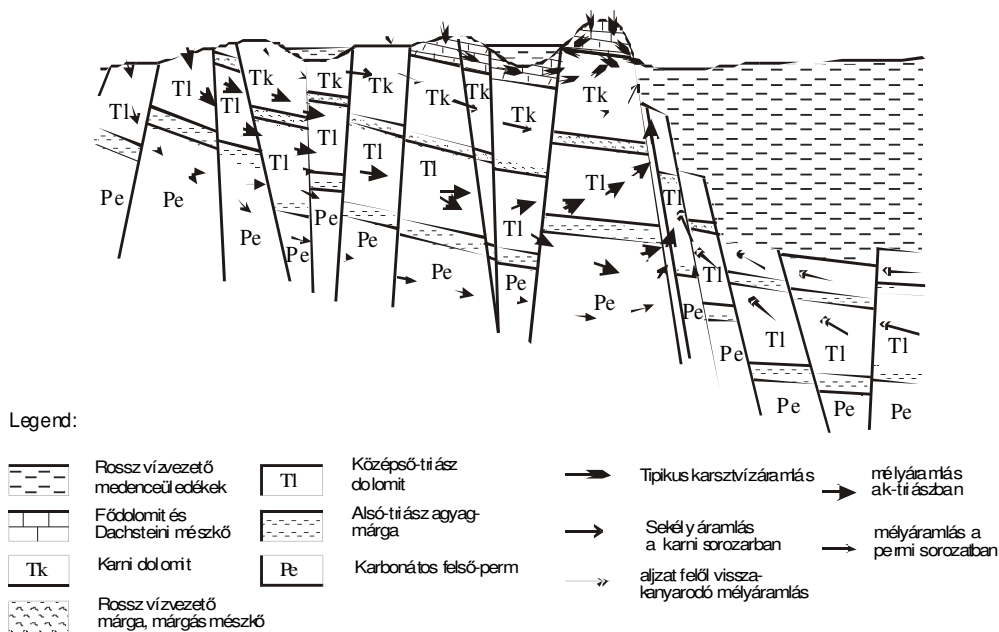
A terület és a koncepcionális modell adottságai alapján választottam ki a véges differenciák elvén működő VISUAL MODFLOW PRO (Waterloo Hydrogeologic Inc. 2003) programcsomagot, mely segítségével modelleztem a kutatási terület áramlási és vízháztartási viszonyait.

A transzport folyamatok modellezésére $\delta^{18}\text{O}$ és ^{14}C adatokat alkalmaztam, amelyek segítségével a modellt is kalibráltam.

A víz-geokémiai adatok segítségével a modell által jelölt fő áramlási pályákat pontosítottam.

1.2 A témában eddig folyt kutatások és eredményeik rövid összefoglalása

A budapesti karsztvízkutatás története és eredményei elválaszthatatlanok Kessler H. nevétől és tevékenységétől. Ő volt az, aki a rendszeres karsztvízkutatási tevékenységet és a korszerű geohidrológiai módszereket bevezette és megteremtette az ehhez tartozó észlelési, adatfeldolgozási és dokumentálási háttérrel (1956, 1968a, 1968b, 1975). Gyakran mondogatta: –, „A mi dolgunk az, hogy lehetőleg mindent mérjük – az utánunk jövők majd megértik, hogy mit láttunk”. Később, Papp F. (1940, 1941, 1962) sokoldalú kutatásai nagymértékben előrevitték a karszt-hidrogeológiát és új karsztmodell kialakításához vezettek. Az általa fejlesztett modell alapján lehetett meghatározni a karsztos tárolók számát, egymáshoz való viszonyukat és legfontosabb hidraulikai paramétereit. A Vendel M., és Kisházi P. 1964-ben vezette be az „alááramlási elmélet” modelljét, mely szerint a fedetlen karsztba beszivárgó csapadékvíz a mélybe szivárogva a medenceüledékek alá hatol, majd felmelegedve visszafordul és a hegységperemen a felszínre tör (5. ábra). Az általuk közölt budapesti termálkarsztra vonatkozó információkat Alföldi L. et.al. (1968) tovább fejlesztették és publikálták a VITUKI által kiadott „Budapest hévizei” című kötetben. Ez a munka a területen történő további kutatásokat alapozta meg. 1981-ben Alföldi L a víztárolók viszonyainak elemzésére vezette be a karéjos áramlás fogalmát (1. ábra), mely szerint a vízmozgás a potenciálkülönbségnek a következménye. Ez a potenciálkülönbség a tengerszint feletti magasság különbségéből és az eltérő hőmérsékletű vizek különbözősűrűségéből adódik.



1. ábra A budapesti hévízáramlási rendszer elvi vázlata (Alföldi 1981)

Karsztos hévíztárolók áramlási és hőmérsékleti viszonyait Alföldi és Lorberer Á. (1976) illetve Liebe és Lorberer Á. (1978) dolgozták fel, melyben a matematikai módszerekkel meghatározták a meleg és a hideg víz áramlását. Ez jelentős lépés volt és az én kutatásom egyik kiindulópontja is. 1981-ben Alföldi L. publikálta a budapesti geotermikus áramlási rendszer modelljét. Az összegyűjtött eredmények mellett azonban hiányozott egy állapotfelvételi mérés, amely magában foglalta volna a távolabbi környezetet. A hiányosság pótlására sok terv készült, de csak nagyon kevés valósult meg. Közülük a PHARE támogatásával a Rózsadomb teljes területére és közvetlen környékére a VITUKI végzett hidrogeológiai kutatást (Maucha L. et al., 1987; Izápy G., Sárvány I. 1993). E kutatás magába foglalta a talaj, a függő- és főkarszt-vizei áramlási rendszerének dokumentálását és leírását, a József-hegyi forráscsoport akkori hidrogeológiai állapotának mennyiségi és minőségi felmérését, kiegészítve a barlangi vizek korábbi minőségi vizsgálatának eredményeit nyomalkotók elemzési vizsgálataival annak érdekében, hogy a források szennyeződésének okait és a felszíni szennyeződések lehetőségét is tisztázza. 1995-ben Mádlné Szőnyi J. (In Mindszenty A. et al. 1999) áttekintette és értékelte a Rózsadombi archív anyagokat, ismertette az értékelési szempontokat, ezzel megalapozta a karsztos terület későbbi vízbázis védelmi munkáit.

2002 során Lorberer Á. a főváros tágabb környezetének regionális földtani-hévízföldtani jellemzőire komplex vizsgálatot készített és környezeti állapotértékelést végzett („A budapesti termálkarszt állapot-értékelése” tárgyú zárójelentés 2002). Ez az a tanulmány, mely a jelen kutatás szigorúan vett szakmai előzményét jelenti, és amely folytatásaként most már a teljes karsztrendszerre vonatkozó feldolgozásokat kívánok végezni. A rózsadombi területrészt értékelését megelőzően a budapesti termálrendszer hidrogeológiai és hidrogeokémiai (Szalontai G. 1962; in Alföldi et al., 1968) viszonyaival számos tanulmány foglalkozott, melyeket a szakdolgozatomban (Poyanmehr Z. 2000) a vízminőség-változások statisztikai értékelésére alkalmaztam. A Rózsadomb és Gellért-hegy környezetében végzett értékelések a radionuklidok alkalmazásával (Erőss A. et al., 2008b; Erőss A. et al. 2012, Freiler Á., et al. 2013) újabb koncepcionális modellt állított fel a két megcsapolódási zóna hipogén karsztos folyamataira és termékeire, mely szerint a Rózsadomb környékére a keveredési modell, míg a Gellért-hegy környékére inkább csak egy feláramlási modell fogadható el.

További kutatások a budai termál karszt rendszer forrásain a megcsapolódási területek ásványkiválási folyamatainak jellemzésére két szcenárió-t írtak le: egy egykomponensű rendszert, ahol csak regionális áramlás megcsapolódása történik (Budapest déli rendszerre

jellemző), és egy kétkomponensű rendszert, ahol a regionális termál vizek és a meteorikus eredetű vizek megcsapolódása történik (Rózsadomb környék)(Mádl-Szőnyi J., Eröss A. 2013).

2 A vizsgált térrész ismertetése

2.1 A terület földrajzi-földtani ismertetése

A kutatott terület a Dunántúli-középhegység északkeleti része. A legfontosabb felszíni vízfolyás a Duna, mely a területet morfológiailag két részre osztja a bal parti síkságra és a jobb parti hegyvidékre Budapest környezetében. Földrajzilag a Budai (Budapesti) Termálkarszt a Budai-hegység, a Pilis és a Vác – Csövéri rögök területéhez tartozik (2. ábra).

A terület tengerszint feletti maximum magassága, 550 mBf; legalacsonyabb szintje a Duna vízszintje, amely a terület legmélyebb erózió szintje is egyben (105 mBf).

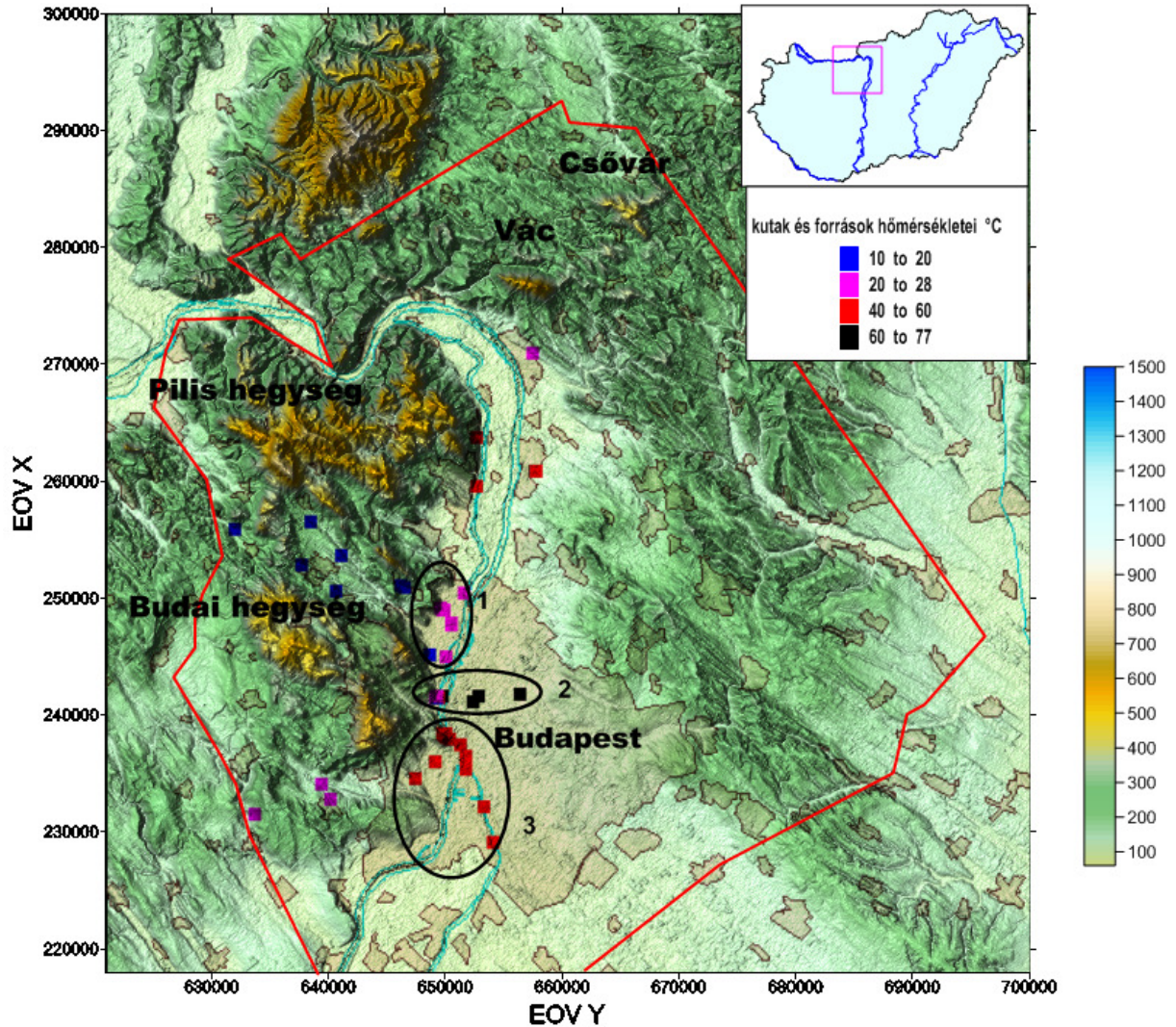
A vízgyűjtő terület pontos lehatárolása nem egyértelmű, a felszíni triász és eocén karbonát képződményekhez kötődik. Ellenben, a megcsapolódási terület erősen koncentrált, mivel tektonikai vonalakhoz kötött.

Több mint 100 hévforrás (65°C-ig) és termálkút (77°C-ig) található a területen (1. táblázat, 2. ábra és 28. ábra). A 20-28°C-os langyos források magasabb térszínen, míg a 40-65°C-os hévforrások és a sekély kutak a Duna-terazon helyezkednek el (Lorberer Á. et al. 2002). Budapest területén a termálvizek hőmérsékleti és geokémiai tulajdonságai alapján három külön kiáramlási zónát (északi, déli és középső) lehet meghatározni (Alföldi L. et al. 1968). Ezek a langyos vizet adó északi zóna, Óbuda-Rómaifürdő-Csillaghegy-Békásmegyertérségi források, a déli zóna a melegebb vizet adó Gellért-, Rudas- és Rác-fürdők (Alföldi L. 1981, Sárvány I. 1995). A középső zóna a margitszigeti és a városligeti kutak vonala, ahol a két tároló érintkezik és a langyos és melegvizek keverednek (Alföldi L. 1981).

Papp F. (1940) szerint a csapadék eredetű hideg karsztvíznek (<19°C) fontos szerep tulajdonítható a budai meleg források, különösen a langyos források (19-28 °C) keletkezésénél. A középhegységi hideg és meleg karsztvízkészletek összefüggéséről sokan írtak (Alföldi L. 1981), ezért a szoros kapcsolatban lévő hideg és meleg karsztrendszer, ill. a nyílt és zárt (hideg és meleg, azaz termál) karsztvízrendszereket egységesen kell vizsgálni.

A kutatási terület jól ismert karsztrendszer, a karsztípusok közül (klasszikus, termál, tengerparti) a termálkarsztok csoportjába tartozik (Alföldi L. 1981), ezért a földtani felépítés

ismertetésénél a hangsúlyt a Budai- és Pilis-hegységek jól karsztosodott triász és annál fiatalabb korú képződményeire fektettem.



2. ábra A vizsgált terület térképe.

A piros vonal az aktív modell határa; 1: A Budapest Északi kútsoport; 2: Középső kútsoport; 3: Déli kútsoport

A térkép szerkesztéséhez felhasznált forrásanyag:

1. topográfia – 1: 50 000 digitális topográfiai térkép (DTA50)
2. terepmodell – 10x10 m-es cellaméretű digitális domborzatmodell
3. Duna (a modellezett területen belül) – 1: 200 000 topográfiai térkép

1. táblázat Budapest és környéke vizeiben mért hőmérséklet. A hőmérsékleti értékek színei az első ábrán jelölt különböző hőmérsékletű kutak-források hőmérséklete alapján készült

Kút / Forrás	T °C	Kút / Forrás	T °C
Göd, Kutatófúrás	34,7	Döbrentei-tér 9.sz. Hungária II.sz. kút.	40,7
Gyermeküdülő, Pandy L. u.	54,5	Gellért-fürdő. I.forr.csop.	39,9
Vác strandfürdő 1/a.sz. kút.	29	Gellérthegyi Hévízmű, I.sz. Kút	44,2
Inga-98 Kft.	11,8	Gellérthegyi Hévízmű, II.sz. Kút	42
Műanyagipari Vállalat.	13	Gellérthegyi Hévízmű, III.sz. kút.	43,3
Vízműkút, az OKGT,Pilisborosjenő	14	Gellérthegyi Hévízmű, VI.sz. Kút	43
Vízmű 1/a, Pilisborosjenő	14	Közraktár u. Termálkút	43,05
Óbudai Selyemkikészítőgyár kút	18	Rácz(Imre)-fürdő. Mátyás-f.	39
Római I. forrás	22	Rácz(Imre)-fürdő. Nagy-f.	40,5
Római II. forrás	22,95	Pesterzsébet, Strandfürdő.	42,3
Római III. forrás	22,7	VITUKI Rt. Kvassay-Zsilip	45,2
Római IV. forrás	23,1	Csepeli strand II. kút .	45
Római V. forrás	23	Tétényi Erzsébet sósfürdő.	48
Római VI. forrás	22,95	Rudas fürdő. Diana-Hygineia-f.	32,4
Emőd utca, Római fürdő.	22,85	Rudas fürdő. Gülbaba-f.	37
Csillaghey, Pusztakúti u. 3.sz.	22,8	Rudas fürdő. Hungária-f.	39,1
Csillaghegyi Strandfürdő	22	Rudas fürdő. Kinizsi-f.	38,8
Árpád forrás	20	Rudas fürdő. Mátyás-f.	36,1
Lukács fürdő IV.	23,35	Rudas fürdő. Rákóczi- és Török-f.	37,25
Lukács-forrás	23,35	Rudas-fürdő Árpád III. kút. Közkút..	39,4
Lukács-fürdő Malomtó	23	Rudas-fürdő Musztafa-Török kevert víz	37,65
Lukács-fürdő Római-forrás	20	Rudasfürdő parkja, Juventus-kút.	41,95
Császár-fürdő Török-forrás	27	Rudas-fürdő. Árpád I. forrás	33,8
Elektromos Művek hévízkút	37,5	Rudas-fürdő. Árpád II. forrás	40,2
Lukács fürdő, V.kút	40,2	Apenta -telep. kút	56,1
Lukács-fürdő Antal-kút	50,25	Tétényi Erzsébet sósfürdő.	48
Lukács-fürdő IV. kút	44,05	Herceghalom	28,5
Lukács-fürdő Király-forrás	40,05	Depo kút, Törökbálint	34,7
Lukács-fürdő VI. kút	34,85	Vízmű 2. kút, Törökbálint	24,45
Lukács-fürdő Király-forrás 9.1	39		
Lukács-fürdő III. Kút	43,65		
Lukács Antal kút	48,4		
Béke (szabadság) strand. Közkút.	37,65		
Császár-fürdő Mária-forrás	52,7		
Császár-fürdő. Antal-f. és kút	45,65		
Császár-fürdő. Imre-f.	33,5		
Margitsziget I. kút.	38,4		
Margitsziget III. kút	38,5		
Margitsziget IV. Hévízkút	37,6		
Dagály, Békekút.	36,15		
Margitsziget II. Kút	68		
Paskál-malom (Zugló XIV.ker.) Pm.1.	69,95		
Széchenyi-fürdő I. kút Városliget	72		
Széchenyi-fürdő II. kút Városliget	72,6		
Lukács-fürdő Antal-kút	50,25		
Császár-fürdő Mária-forrás	52,7		
Császár-fürdő János-forrás	57,5		
Császár-fürdő István-forrás	61,8		

északi csoport langyos vizek

középső csoport

déli csoport meleg vizek

A kutatási terület karsztvízföldtani szempontból legjelentősebb kőzetcsoportja a nagy vastagságú, triász korú főkarsztvíztároló összlet, amelynek elsősorban felső-triász karbonátos kőzetei lényegesek. A mélyfúrások nem harántolták a karsztosodott, repedezett triász karbonátos képződményeket, és az alattuk feltételezhető perm rétegsor (együttes vastagságuk több mint 4000 méter) tagjait teljes vastagságában, így ezeknek a képződményeknek a jelenlétére csak a középhegységben található hasonló rétegsorok alapján következtethetünk (Wein Gy. 1977).

A triász képződménysor alján a ladini – alsó-karni sekélytengeri Budaörsi Dolomit Formáció található (Wein Gy. 1977, Haas J. 1993), amely erősen repedezett és közepes vízvezető képességű kőzet.(3. ábra).

A karnitól a kora-rhaetiig a kialakult intraplatform medencékben a Mátyáshegyi Mészke Formáció képződött, amely szintén közepesen vízvezető, mészke tagozata jól karsztosodó, jó vízvezető kőzet (Hámor-Vidó M. in Korpás L. et al. 1993, Haas J. 1988).

A kora karniban eltérő sebességű süllyedések hatására feldarabolódott a Tethys melegtengeri karbonátos selfje, s két heteropikus fáciesű felső-triász kifejlődés jött létre: egy mélyebb platformon képződött tűzköves-dolomitos (600-700 m vastag) és egy sekély platformon lerakódott összesen 1500 m vastag mészke dolomitos (Dachsteini Mészke Formáció, Földolomit Formáció) (Wein Gy. 1977). E két képződmény párhuzamos ÉNy-DK csapású vonalak mentén érintkezik egymással. Továbbá a csaknem tisztán karbonátos képződmények sem teljesen homogének, így víztároló és –vezető képességeik is különböznek. A nagyvastagságú Földolomit (1000 m) és a jóval vékonyabb Dachsteini Mészke a tengerszint oszcillációjának köszönhetően ciklikus felépítésű képződmények. Ennek megfelelően egyes rétegei jelentős elsődleges porozitással rendelkeznek, másodlagos üregrendszerük kialakulását pedig a tektonikai események és karsztosodási folyamatok szabták meg. (Jocháné Edelényi E. et al. 2002)

Vízföldtani szempontból nagy jelentőségű a Budai-hegység földtörténetének ez a hosszú szárazulati időszak, mely során az igen vastag karbonátos összlet a kréta során az ÉK-DNy-i kompressziós tektonika hatására (Fodor L. et.al. 1994) szakaszosan feldarabolódott, majd erőteljesen karsztosodott és ennek következményeként változott a vízvezető képessége is. A mészkeokban a töréseket és vetőket kísérő erősen repedezett zónák mentén, kioldott vízjáratokon vagy nagyobb karsztosodott üregrendszeren keresztül áramolhat a víz. A dolomit

repedésrendszere a kőzet ridegsége miatt viszonylag homogén, a nagy vetőzónák környezetén kívül kevésbé mutat kitüntetett irányokat (Jocháné Edelényi E. et al. 2002)

Triász rétegekre közvetlenül eocén rétegek települtek, ez utal a krétától eocénig tartó üledékhiányra, a terület hosszantartó kiemelkedésére (Haas J. 1994; Magyar Á. 1996; Császár G. 1997; Fodor L. et al., 1994; Fodor L., 1994., 1994., 1994., 1994., 1994_Mindszenty A. (szerk.), 2013). A hosszú szárazulati időszakban az egykori trópusi klíma igen kedvező feltételeket teremtett a karbonátos kőzetek erőteljes karsztosodására és másodlagos üregrendszerük kialakulására, továbbá bauxit képződésére és felhalmozódására a karsztos felszínen (Mindszenty A. et al. 2000, Jocháné Edelényi E. et al. 2002). A karsztosodás mértéke és a karsztformák fejlettsége – figyelembe véve a ciklus időtartamát – a jelenlegi karsztosodás arányát nagyságrendekkel múlhatja felül.

Késő eocéntól miocénig nagymértékű tengeri transzgresszió nyomán jelentős sekélytengeri kifejlődésű Szépvölgyi Mészke Formáció (700 m karbonát, márga és agyag) rakódott le (Báldi T. 1984, Báldi T., Báldi-Beke M. 1985), mely 5-7% agyagtartalma ellenére jól karsztosodó, jó vízvezető képességű kőzet. A kőzet rideg, melynek következtében tektonikus hatásokra töréssel reagál, jó oldhatósága miatt, pedig e törések víz hatására tovább tágulnak, barlangosodnak (Véghné S. et al. 1985). Ennek fedője a mélyebb vízi fáciesű Budai Márga Formáció (felső-priabonai – alsó-kiscelli), amely a repedéseken, mikrorepedéseken keresztül közepesen vízvezető kőzet (3. ábra). Ez utóbbi két képződmény összvastagsága nem haladja meg a 200 métert. A középső-eocéntól a kora-miocénig a területen két üledékképződési környezet különül el. A Budai-vonaltól nyugatra a kora-oligocénben szárazföldi lepusztulás zajlott, keletre pedig, anoxikus környezetben a Tardi Agyag Formáció rakódott le (Báldi T. 1980, 1983, 1984, 1986; Nagymarosi A. et al. 1986; Vető I. 1987; Báldi T. et al. 1984a; Balázs E. et al. 1981, Varga P. 1982), amely vízrekesztő képződménynek minősül, de a vetők térségében teljesen feldarabolódott, és ezeken a helyeken jó vízvezetővé vált. Nyugaton a sekélytengeri Hárshgyi Homokkő, keleten a mélyvízi, de már nem euxin fáciesű Kiscelli Agyag a rétegsor következő képződménye (Nagymarosi A., Báldiné Beke M. 1988; Báldi T. 1986; Nagymarosi A. et al. 1986, Báldi T. et al. 1984b). A Hárshgyi Homokkő kötőanyaga utólagos hidrotermális hatásra kialakult kova, kalcedon, ritkában barit; alig kovás változatának kötőanyaga általában kalcit vagy limonit (Báldi és Nagymarosi, 1976). Mindkettőt részben fedi az egri korú 200-500 méter vastagságú közepes vízvezető képességű, Törökbálinti Homokkő Formáció.

KOR	LITOLÓGIA	FORMÁCIÓ	
KVARTER		Törmelékes és travertinó	
MIOCÉN		Törmelékes és mészkő	
OLIGOCÉN		Törökbálinti Homok, delta közepes vízvezető	
		Kiscelli Agyag, mélyvízi, de oxikus vízrekesztő, de a vetők mentén vezet	
EOCÉN		Hárshegyi Homokkő Tardi Agyag, anoxikus medence vízrekesztő, de vetők mentén jól vezet	
		Budai Márga közepesen vízvezető	
		Szépivölgyi Mészkő, vízvezető	
		Dorogi F.	
TRIÁSZ	FELSZŐ		Bauxit Dachsteini Mészkő, platform, lagúna jó vízvezető
			Átmeneti rétegek, platform
			Födolomit, mélyebb platform jó vízvezető
	KÖZÉPSŐ		Mátyáshegyi Dolomit, intraplatform medence közepes vízvezető
			Budaörsi Dolomit, sekélytengeri platform közepes vízvezető
			Aszófői Dolomit, laguna rossz vízvezető
ALSÓ		Csopaki Márga, rossz vízvezető	

3. ábra A Budai hegység és tágabb környezete elvi rétegsora. 1-12 számok a paleokarszt határait, illetve barlang rendszer horizonjait mutatja (Korpás L. 1998) után.

A középső-eocén-korai-miocén üledékképződés egy NyÉNy-KDK-ÉNy-DK-i kompresszióval és ezen irányokra merőleges tenzióval jellemzett eltolódásos feszültségtérben zajlott le. E fázisban két, K-Ny-i csapású, jobbos eltolódásos zóna jött létre, Budaörs és a Gellérthegy, illetve Nagykovácsi és Csillaghegy között. A zónák között az eltolódás kompenzálására antiformok és DK-i vergenciájú flexúrák alakultak ki (Fodor L. et.al. 1991; 1994).

A Pliocéntól a terület fokozatos kiemelkedésével szárazzá vált, mely a fedő agyag réteg eróziójához, majd a triász-eocén kőzetek felszínre kerüléséhez és a mai felszín alatti áramlási rendszer kialakulásához vezetett.

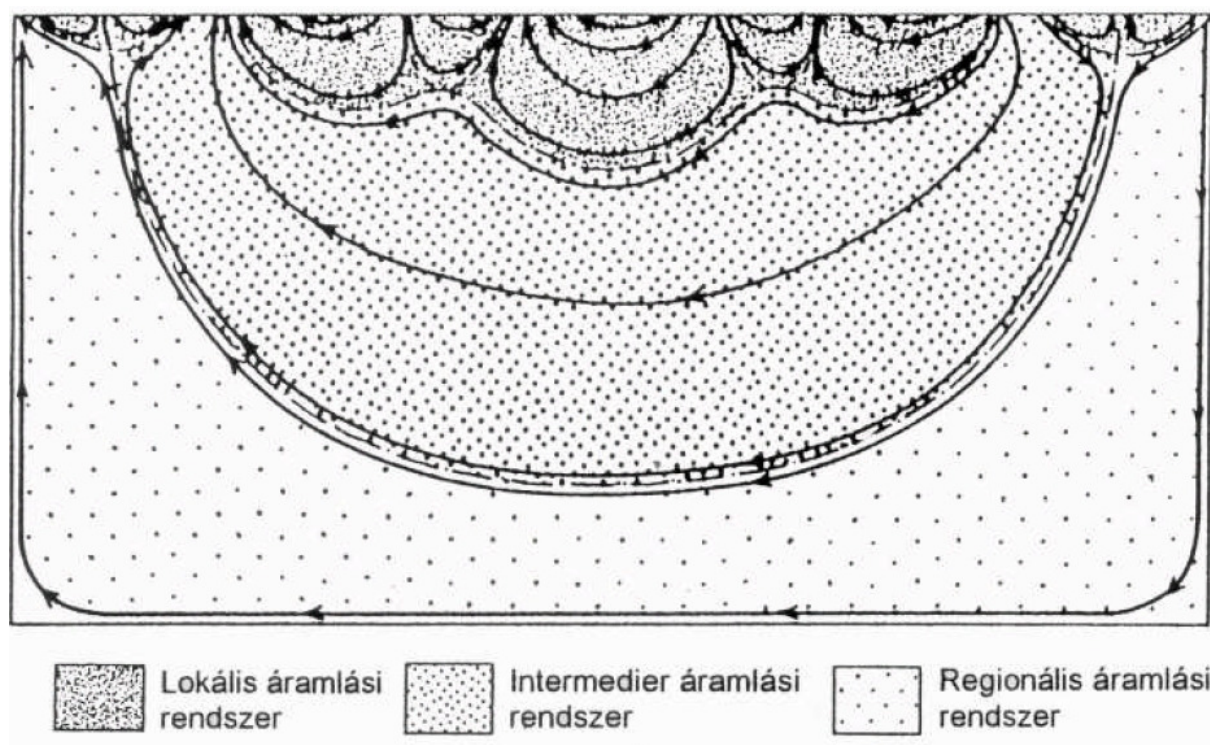
A területen bekövetkezett süllyedések és emelkedések hatására 12 barlang szint (3. ábra) különíthető el (Korpás L., 1998). Azonban a Budai-hegység arculatát döntően a plio-pleisztocén hidrotermális barlangrendszer befolyásolta (Nádor A. et al. 1993; Nádor A., Sásdi L. 1991).

A legfiatalabb üledékek a Budai-hegységben az édesvízi mészkövek (Korpás L. 1981; Korpás L. et.al. 2002; Müller P. 1997; Scheuer Gy. és Schweitzer F. 1988; Kele S. et al. 2011), valamint a lösz, a hegységi lejtőtörmelékek és a Duna bevágódásához és árteréhez kötött üledékek (Mindszenty A.Mindszenty_A. (szerk.), 2013). A késő pleisztocén során megjelent lösz a terület nagy részét fedi, ezért a munkámban a vízföldtani egységek elkülönítésére a fedetlen földtani térkép helyett inkább a fedett földtani térképet használtam (11. ábra).

2.2 A karsztrendszer hidrológiája, hidraulikai rezsimje

A felszín alatti vizek mozgását a fizika törvényei szabályozzák, melyek matematikai módszerekkel leírhatóak (Tóth J., 1963, 1984). A felszín alatti víz áramlásának legfontosabb hajtó ereje a gravitáció. A gravitációs áramlásokat a topográfiai szintkülönbségek tartják mozgásban, az így kialakuló, gravitáció által vezérelt áramlások méretüktől függően, regionális, intermedier és lokális rendszereket alkotnak (4. ábra) Áramlás nem csak a tengerszint feletti magasság különbségből adódik, hanem a hőmérsékletkülönbség, a kémiai összetételbeli különbség és földtani folyamatok (tektonika, kompresszió) által indukált potenciálkülönbség hatására is (Freeze és Cherry, 1979).

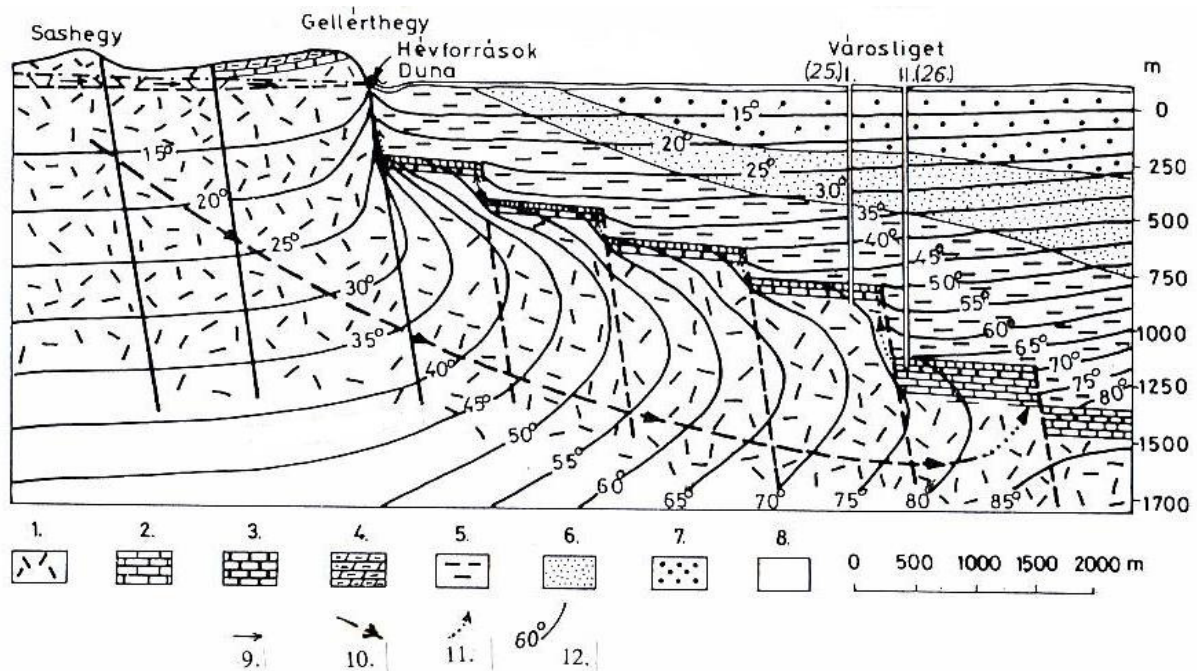
A karsztáramlási rendszer fedetlen ill. csak részben fedett víztárolókból áll, melyre regionális léptékben a Tóth (1963) féle gravitációs vezérlésű áramlási rendszer koncepciója alkalmazható (Tóth J., 2005; Goldscheider et al., 2010). Ez érvényes a kutatási terület felszín alatti víz áramlására is.



4. ábra Felszín alatti vízáramlási rendszerek típusai Tóth J. után (Tóth J., 1963).

A terület „alááramlási elmélet” egyszerűsített fizikai modellje szerint az utánpótlódási területeken beszivárgó csapadékvíz a terület monoklinális szerkezete miatt a vízrekesztő

márgás összletek alá kerül, majd felmelegedve visszafordul és a hegységperemen a felszín felé áramlik (5. ábra) (Schafarzík F. 1928; Vendel M. és Kisházi P. 1964; Alföldi L. 1979, Kovács J. és Müller P. 1980).



5. ábra Vendel-Kisházi (1964) karsztvízáramlási modellje.

1. Triász dolomit, 2. Triász Dachsteini mészkő, 3. Eocén mészkő, 4. Eocén márga, 5. Középső oligocén agyag, aleurit, 6. Felső oligocén homok, aleurit, 7. Miocén agyag, 8. Pleisztocén és holocén korú képződmények, 9. Hideg sekély karsztvízáramlás a források irányába, 10. Karsztvíz mélyáramlás a síkság alatt, 11. Termákvíz feláramlás, 12. Izotermák [°C].

Alföldi L. (1981) a Budai Termákkarszt tárolóinak viszonyainak komplex elemzése alapján vezette be a karéjos áramlás fogalmát, mely szerint a csapadékvíz a forrásvonalakat megkerülve áramlik vissza a felszínre. A vízmozgás a szabadtükrű karsztvízszint és a megcsapolódási terület szintje közötti potenciálkülönbségből következik. Ez a potenciálkülönbség nem csak a tengerszint feletti magasság különbségéből adódik, hanem az eltérő hőmérsékletű vizek különböző sűrűségéből is (hidrodinamikus vezérlésű geotermikus áramlási rendszer).

A mélybe áramló víz hőt von el a környezetéből, és a feláramlás során ezt a hőt hévforrások formájában a felszínre juttatja. Ez a hőelvonás és hőhozzáadás a geotermikus gradiensben is érzékelhető területi különbségeket okoz (Lorberer Á. 1984).

A területet termálkarsztos folyamatok alakították, a karsztrendszer nem hidrotermális, mivel nincsenek vulkáni működés során keletkező juvenilis forró vizek. Ennek értelmében itt csak meteorikus eredetű vizek cirkulálnak, melyek különböző mélységekbe lejutva eltérő mértékben melegednek fel. A különféle utakat bejárt vizek keveredési zónája a forráskilépési helyekhez közel található (Mindszenty A. et al. 1999).

A terület vízmérlege eddig nem ismert, a vízgyűjtő terület sincs pontosan lehatárolva, a források megcsapolódási területe erősen koncentrált, több ÉNy-DK-i és NyÉNy-DDK-i törésvonal kereszteződésénél fakadnak a Duna holocén terasz-szintjein. Továbbá a megcsapolódásnak is van számos, még nem ismert komponense (például szökevényforrások a Duna medrében (Schafarzik F. 1920; Keszthelyi Z. 1975).

A források eltérő kémiai tulajdonságaik és hőmérsékletük alapján kilépési helyük szerint három körzetre oszthatók (1. táblázat) az Északi, Déli és Középső csoportra (1. ábra). A langyos vizet adó Északi csoport, Óbuda-Rómaifürdő-Csillaghegy-Békásmegyér térsége, illetve a kisebb hozamú esztergomi források, a Déli csoport a melegebb vizet adó Gellért-, Rudas- és Rác-fürdők (Alföldi L. 1981, Sárváry I. 1995). A két tároló érintkezésénél -a margitszigeti és a városligeti kutak vonalában, a József hegy tövén a 20-30°C-os langyos források a Malom-tó körüli magasabb térszínen, míg a 40 – 65 °C-os hévforrások és a sekély kutak a Duna-terazon vannak (Lorberer A. 2002).

Az északi területek nagyobb nyomású, alacsonyabb hőmérsékletű tárolórészéből jellegzetes karsztkarakterű vizek nyerhetők, míg a déli területek kisebb nyomású tárolójából nyert vizek magasabb hőmérséklettel és nagy Na^+ , K^+ , Cl^- és SO_4^{2-} tartalommal jellemezhetőek. Feltűnő, hogy 25 és 40 °C közötti természetes források nem ismertek, ami a két áramlási rendszer létezésének egyik bizonyítéka (Alföldi L. 1979).

A fentiek alapján összefoglalva a Budai termálkarszt rendszer egy hidrodinamikailag folytonos rendszernek tekinthető, mely kisebb áramlási rendszerekből, egységekből áll össze. Az egységek hidrodinamikailag kapcsolatban állnak egymással. Ezért bármilyen potenciálváltozás az egységekben tovább terjed a potenciálesés-terjedés sebességének megfelelően.

2.3 Izotóp-hidrogeológia

A felszín alatti vízáramlási rendszerek és a felszíni eredetű szennyeződések kimutatására, valamint a hidrogeológiai és hidraulikai modellezés eredményeinek verifikálására alkalmazzák az izotóp-hidrogeológiát, ill. a környezeti izotóp indikátorokat. Ezek közül vízföldtani szempontból a legfontosabbak a hidrogén, az oxigén és a szén stabilizotópjai (^{18}O , D és a ^{13}C). Magyarországon ma már rutinszerűen alkalmazzák e természetes nyomjelzőket a felszín alatti vízbázisok vizsgálatára.

Radioaktív izotópok közül a vízkor meghatározására, az 50-100 évnél fiatalabb felszín alatti vizek esetében a tríciumot (a hidrogén 3-as tömegszámú izotópját, ^3H), míg az 1000 – 50 000 év közötti korú vizek esetében, pedig a radiokarbont (^{14}C) használják. Az 50 évnél fiatalabb csapadékból származó vizekben egyértelműen kimutatható a trícium, míg az 1952. előtti vizekben értéke a hagyományos szcintillációs mérés technika kimutatási határa alatt van ($\text{TU} < 0,5$). Ezért az idős vizekhez kevert friss komponens kimutatásának egyik módszere a trícium-elemzés.

A ^{14}C vízkorok alapján egyértelműen lehet bizonyítani a regionális felszín alatti áramlási rendszerek meglétét és becsülni az átáramlási vagy tartózkodási időt (transit time) (Deák J. 1980).

A vízkor-adatok paleoklíma alapján történő verifikálására, és a vízkeveredések kimutatására a stabilizotóp-arányokat (δD , $\delta^{18}\text{O}$) használják fel (Dansgaard W. 1964, Hoefs J. 2009, Deák J. 1978) .

Mind a deutérium, mind az ^{18}O a vízmolekula alkotóelemei, így koncentrációjukat a vízben oldott alkotórészek, a kőzet-víz-kölcsönhatási folyamatok nem befolyásolják. Magyarországon a csapadék sokévi δD és $\delta^{18}\text{O}$ átlaga jól egyezik a frissen beszivárgott felszín alatti vizek δD és $\delta^{18}\text{O}$ átlagával (Deák J. 1978; Deák J. et al. 1987):

$$\delta\text{D} = -65 - 68 \text{ ‰}$$

$$\delta^{18}\text{O} = -9,3 - 9,8 \text{ ‰}$$

Ettől negatívabb értékeket a tízezer évnél idősebb, a jégkorszakban, azaz 1-10 °C-kal hidegebb klímán hullott csapadékból beszivárgott felszín alatti vizeknél tapasztaltak, ami megegyezik a ^{14}C és paleontológiai adatokból ugyanekkorra becsült Würm eljegesedési időszakokkal (Deák J. 1978, Deák J. 1980, Deák J. 1987).

A klíma változásával az úgynevezett „hőmérsékleti hatás” miatt a csapadékvíz és az abból beszivárgó felszín alatti vizek stabilizotóp összetétele is változik. Mivel a stabilizotóp

összetétel az áramlás során kb. 130 °C-ig nem változik, a vízmintákban mért $\delta^{18}\text{O}$ ill. δD alapján lehet a beszivárgás idején uralkodó átlag hőmérsékletre következtetni (Deák J. 1978, Deák J., Deák J. et.al. 1987, Deák J., Coplen T. 1996).

Magyarországon a vizek esetében általában $\delta^{18}\text{O}$ -10 ‰-et, illetve $\delta\text{D} = -70$ ‰-et tekinthetjük határnak; az ennél negatívabb értékek jégkorszaki, a pozitívabbak holocénkori beszivárgásra utalnak (Deák J. et al. 1987, Barbadorics J. Fórizs I., Papp S. 1998, Deák J. et al. 1996). Természetesen ez az összefüggés Budapesten a partiszűrésű kutakból nyert vizeknél nem érvényes, mivel a partiszűrésű kutakban Duna vizet termelnek, ami részben magasabb, hegyvidéki területekről (Alpok) származik, így az izotópos összetétele eltérő. A kb. 600 méternél magasabb térszíneken (pl. Bükk fennsík) szintén nem érvényes ez az érték a magassági hatás miatt, azonban a budai karszt rendszerben a beszivárgási terület alacsonyabb, mint 600 méter, vagyis igaz rá a fenti határérték.

3 Alkalmazott adatok és módszerek:

A dolgozat elkészítéséhez a hidrológiai és vízkémiai adatokat a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet bocsátotta rendelkezésemre.

A modell építésére felhasznált hidrológiai adatok, 24 darab sekélyáramlású, illetve talajvízmegfigyelő kútra (IV. Melléklet V. Melléklet), 57 darab forrásra és termelőkútra (I. Melléklet és II. Melléklet) és 90 karsztvíz megfigyelő kútra (III. és IV. mellékletek) terjed ki. A karsztvízszint adatok, Lorberer által ellenőrzött adatok, az általa 2001. január 1. szerkesztett 1:200 000 karsztvíz-szint térképnek megfelelőek (Lorberer Á. et al. 2002). A karszttermelő kutak és források termelés és hozam adatai a 2004-2007 közötti időszak ezer m³/év medián értékeiből áll.

A vízkémiai adatok értékelésére összesen 80 darab forrás, termelő- illetve megfigyelő karsztkút 1950-től 2004-ig tartó időszak különböző hosszúságú elemzés sorai álltak rendelkezésemre. A vízkémiai adatok a hőmérsékleti adatok mellett a vízben oldott főbb kationokra (Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺) és anionokra (Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻) terjedtek ki. A különböző minőségű, időtartalmú és sűrűségű adatsorok egységesítésére egy mintavételi pontban egy adott kémiai paraméter medián, illetve mediánegyenértékét vettem figyelembe (VI. Melléklet, 28. ábra).

A felhasznált adatok megbízhatóságának ellenőrzésére a fő oldott ionok töltésgyensúlyával számoltam. Így csak azokat az adatsorokat vettem figyelembe, ahol az anion kation arányban az eltérés 10 %-nál kisebb volt. Továbbá az adatok ellenőrzésére egyrészt, a szakdolgozatomban (Poyanmehr Z. 2000) felhasznált adatbázist vettem alapul, melyeket a Budapest Gyógyfürdő és Hévíz Rt. bocsátotta "A Rózsadombi Termálkarszt monitoring működtetése., projekt részére (Mindszenty A. et al., 1999 & 2000). Ezen adatok ellenőrzésére a mért paramétereket, kutanként (1922-től 2000-ig) grafikusán megjelenítettem az idő függvényében, így a hibás értékek egyértelművé váltak. Majd, ezen adatok összességére és 10-10 évenkénti időtartalomra átlag és medián értékeket számoltam, melyeket a két adathalmaz (MÁFI és szakdolgozatom adatai) összehasonlítására vettem alapul. Másrészt, a 80 darab karsztkútra és forrásra a 6 fő komponenst, Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, alapján (2626. ábra ábra), illetve a hőmérséklet adatokat is hozzávéve (27. ábra) klaszter analízist végeztem. A klaszter analízis a matematikai módszerek segítségével hasonló kutak és forrásokat csoportosította, mely eredménye megegyezett az irodalomban elkülönített csoportokkal (Szalontai G. In Alföldi et.al. 1968).

Az izotóphidrológiai értékeléshez a $\delta^{18}\text{O}$ - δD illetve ^{14}C adatokat Fórizs I. (MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest) bocsátotta rendelkezésemre, melyek a "A víz és széndioxid eredete a Budapest környéki termális karsztvizekben, OTKA azonosító: 60921., projekt keretében születtek meg. Az adatok átlag értékeit a VII. Mellékletben jelenítettem meg.

A szulfát $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{34}\text{S}$ adatokat szintén Fórizs István bocsátotta rendelkezésemre (VIII. melléklet). Az általa vezetett "A víz és a széndioxid eredete a Budapest környéki termális karsztvizekben" című, 60921 számú, 2006-tól 2011-ig terjedő futamidejű OTKA projekt keretében, lengyel-magyar együttműködés során a mérések a lublini Maria-Skłodowska Egyetemen készültek Stanisław Hałas professzor stabilizotóp laboratóriumában.

A kutatás során elvégzett értékelési munkák 3 lépésben történtek. Először számszerűsítve tisztáztam a terület karsztvízrendszerének potenciál viszonyait.

Majd a terület áramlási viszonyait határoztam meg 3D áramlási pálya modellezéssel, és erre alapozva a korjelző izotópok segítségével transzportmodellezést végeztem.

A vízföldtani modellezés által jelölt áramlási irányokat a vízben lévő alkotók térbeli alakulásának értelmezésével pontosítottam. A keveredési pályán történő keveredési arányok értelmezésére a kloridot, mint konzervatív iont vettem figyelembe.

Az áramlási pálya és a transzport folyamatok elsődleges megismeréséhez Visual Modflow Pro programcsomagot használtam.

3.1 VISUAL MODFLOW bemutatása

A vízföldtani gyakorlatban két numerikus módszert, a véges differencia módszerét illetve véges elem módszerét alkalmazzák. A véges differencia módszer a leggyakrabban használt módszer. E módszerre épül az Egyesült Államok Földtani Intézete (USGS) által kifejlesztett MODFLOW (MacDonald M.G., Harbaugh A.W. 1988; Kovács B., Szanyi J. 2005) modellezési szoftver is, mely az alapja a széles körben elterjedt (az EPA által is javasolt) VISUAL MODFLOW, valamint a Processing MODFLOW és a GMS programcsaládoknak. A módszer egyszerűen programozható és széles körben alkalmazzák számos feladat megoldása során. Hátránya, hogy nehezen kezeli az eltérő tulajdonságú peremeket és nem egyforma beosztású hálókat.

Én a modellezési célok és terület földtani ismerete alapján háromdimenziós felszín alatti áramlás- és transzport folyamatok modellezésére a véges-differencia módszeren alapuló VISUAL MODFLOW PRO programcsomagot választottam, mert:

Porózus közeg áramlási és transzport modellezésére fejlesztett véges differenciál megoldására épülő szoftverek alkalmazása a leggyakoribb az egész világon, másodsorban a szoftver futtatására nincs szükség erős számítógépes háttérre, könnyen kezelhető és jó földtani-vízföldtani ismeretek segítségével a megfelelő koncepcionális modellt lehet alkotni, mely elősegíti a paraméterek térbeli-időbeli változásainak és annak hatásainak ellenőrzését.

Bár a repedezett-karsztos víztároló kőzetek helyi vízvezető képessége tág határok között változhat, de a vizsgált kőzettér fogat növekedésével az anizotrópia csökken, a vízvezetőképességi tényezők egyre jobban megközelítik a területi átlagértékeit, így a karsztos kőzetekben viszonylag távol eső kutak között is számíthatók a piezometrikus gradiens értékei a véges differenciák módszerével.

Nem volt szükség a végeselem-módszer alkalmazására, mivel a peremfeltételek egyértelműek és egyszerűek, továbbá a modell-rétegek térbeli inhomogenitásait külön vízvezető képességű zónák definiálásával oldottam meg.

A VISUAL MODFLOW PRO egy komplex modellezési programcsomag, melyben számos határfeltétel és tulajdonság definiálására van lehetőség, mint forrás, kút, folyó, drén, csapadék beszivárgás „recharge”, állandó hidraulikus potenciál értékkel „Constant Head” s.t.b. A fő program részen belül, pár független alprogram, „modul” is létezik, amelyek lehetővé teszik a rendszer hidrológiai tulajdonságainak független vizsgálatokkal való elemzését, mint vízháztartási számítások, részecske nyomkövetés, transzport folyamatok. A programcsomag a következő programegységeket tartalmazza: MODFLOW, MODPATH, ZONE BUDGET, MT3D/RT3D, PEST, 3D-EXPLORER.

3.1.1 A modell kalibrálásában figyelembe vett mérőszámok:

A felépített modell kalibrálására a bemenő „mért” és modell által számított adatok értékeit kell összehasonlítani.

A kalibrálás célja, hogy a számított és mért adatok egy 45°-os regressziós egyenes mentén helyezkedjenek el. Így a szimulált ábrákon a számolt értékek, mint vízszint és $\delta^{18}\text{O}$, bizonytalanságára figyelembe kell venni a konfidencia intervallumokat és a következő mérőszámokat:

RMS – négyzetes középérték

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R_i^2}$$

ahol,

- R_i – a kalibrálási különbség vagy reziduál.
- $R_i = X_{sz} - X_m$; X_{sz} – számolt érték, X_m – mért érték.

nRMS – normált négyzetes középérték

$$nRMS = \frac{RMS}{(X_m)_{\max} - (X_{sz})_{\min}}$$

r – korrelációs együttható a lineáris kapcsolat mérőszáma, mely a számolt és a mért érték közötti kovariancia osztva a szórás szorzatával. Értéke mindig egy -1 és 1 szám közé esik. Ha $r=1$, akkor a mérési pontok 1 valószínűséggel egy egyenesen vannak, tehát lineáris kapcsolat van közöttük. Ha a két adatsor független egymástól, akkor a korrelációs együtthatójuk 0. Ez fordítva nem mindig biztos, ezért ekkor csak azt mondhatjuk, hogy x és y korrelálatlan.

$$r(X_{sz}, X_m) = \frac{Cov(X_{sz}, X_m)}{\sigma_{sz} \times \sigma_m}$$

$$\sigma_{sz} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_{sz} - \mu_{sz})^2} \quad , \quad \sigma_m = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_m - \mu_m)^2}$$

ahol,

- Cov – kovariancia;
- σ_{sz} – számolt érték szórása;
- σ_m – mért érték szórása;
- μ_{sz} – számolt érték átlaga;
- μ_m – mért érték átlaga.

A 95 %-os konfidencia intervallum (95% Confidence interval) szemlélteti annak a zónának a szélességét, amelybe a mért és a modelltől számított értékek különbsége 95 %-os valószínűségi szinten bele esik. Ez egyben az elméleti 45 fokos egyeneshez viszonyított helyzetet is mutatja. Az ábrákon ennek a zónának a határait piros szaggatott vonal jelöli.

A 95 %-os intervallum (95% interval) jelenti annak a zónának a szélességét, amelybe a mért értékek 95 %-a bele esik. Az ábrákon ennek a zónának a határait kék szaggatott vonal jelöli.

4 Potenciál viszonyok

A nagymélységű és magas hőmérsékletű regionális áramlási rendszerek vizsgálatánál nehézséget okoz a lehetséges áramlási pályák meghatározása, megértése és modellezése. Ennek fő oka az, hogy az ilyen típusú rendszerekben a víz sűrűsége a hőmérséklettel nagymértékben változik. Ellentétben azokkal a regionális áramlási rendszerekkel, ahol a sűrűség térben állandó és ezért a kutakban mért nyugalmi vízszint-adatok térbeli alakulása közvetlenül alkalmas az áramlási irányok meghatározására, a változó sűrűségű rendszereknél ehhez első lépésben a mért vízszint adatokat korrigálni szükséges a térbeli sűrűség-eloszlás figyelembevételével.

A budapesti karsztos hévizek áramlási viszonyainak leírásához elvégeztem ezt a korrekciós eljárást, Alföldi L. és Lorberer Á. (1976), valamint Liebe P. és Lorberer Á. (1978) ide vonatkozó tanulmányai figyelembevételével alapján. Ezek a tanulmányok csak kútpárookra, külön-külön határozták meg a lehetséges áramlási irányokat, míg tanulmányomban arra teszek kísérletet, hogy a potenciáletteret nagyobb térrészekre is leírjam, hogy annak segítségével a 3D áramlási modell eredményeit értelmezni tudjam.

A beszivárgási, utánpótlódási területek alatt a hidraulikus potenciálszintek a mélység felé csökkennek, azokon a területeken, ahol a vízmozgások a felszín felé, felfelé irányulnak, ott ezek az értékek felfelé csökkennek. Az utánpótlódási területek alatt a vizek nyomása a hidrosztatikusnál kisebb, míg a megcsapolási, feláramlási részeken nagyobb. A hidrosztatikus értéktől való eltérésekből határozható meg az áramlás iránya (Tóth J. 1963).

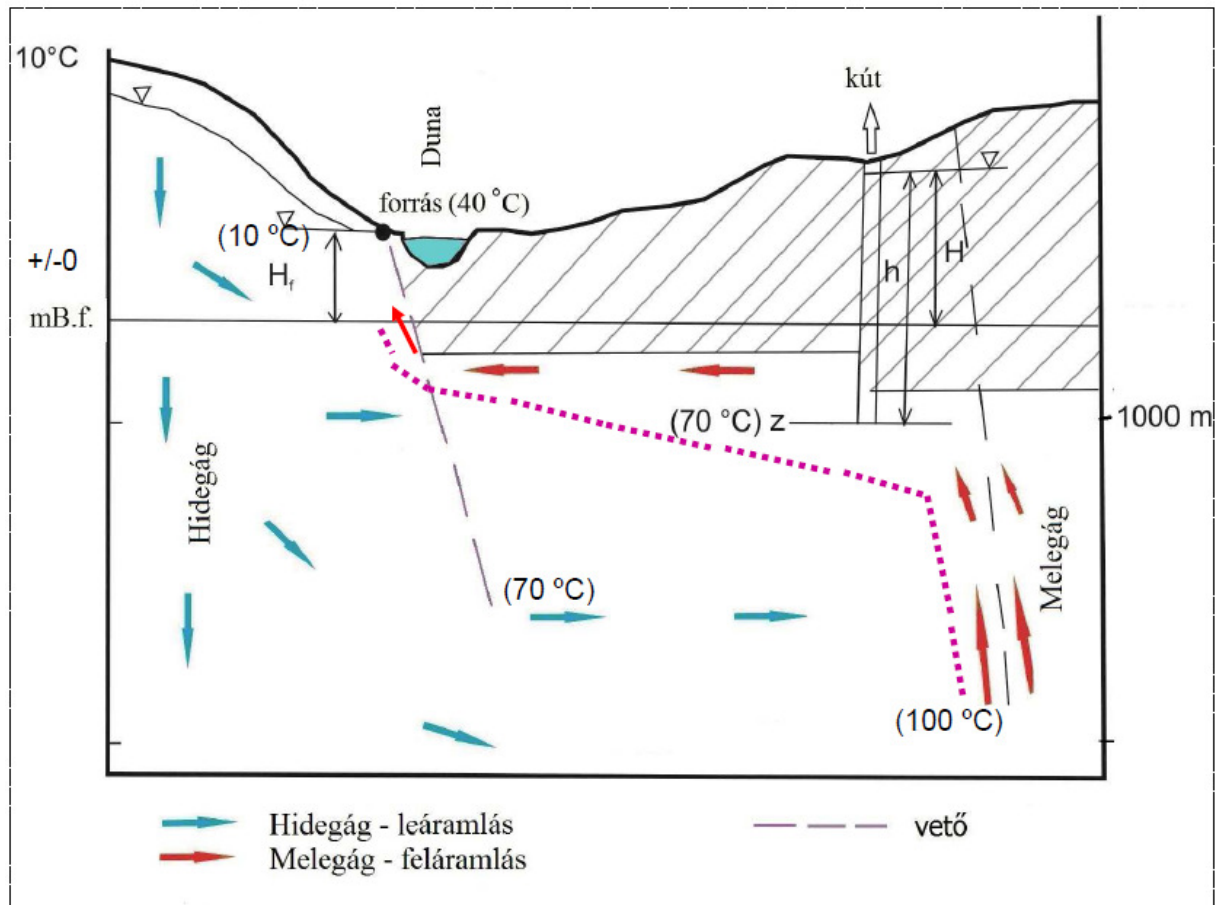
A térben változó sűrűségű vizeket tartalmazó rendszerekben is ezek a törvényszerűségek a jellemzőek, azonban ezekben az esetekben különös gondot kell fordítani a hidrosztatikus nyomásállapotok meghatározására. A hévízes karsztrendszerek esetében további megfontolásokat is figyelembe kell még venni. A felszínen lévő karszt területen beszivárgó hideg víz a medenceüledékekkel fedett részekhez érve, — elsősorban az ott lévő vizeknél nagyobb sűrűsége miatt, — a relatíve mélyebb helyzetű vízvezető szakaszokon szivárog át. Miután elsősorban a karbonátos kőzetek legfelső részei a legjobb vízvezetők, — hiszen a karsztosodás ezt a zónát érintette legintenzívebben, — feltételezhető, hogy döntően a karbonátos alaphegység árkos süllyedékeinek felső szakaszain húzódik lefelé, a medence mélyebb részei felé, a környezeténél hidegebb víz. A lefelé mozgó víz a környező kőzetből hőt von el, miközben a víz maga egyre jobban felmelegszik és a sűrűsége ennek megfelelően csökken. Ezt az áramlási pályát „hideg-ág”-nak nevezzük (6. ábra).

Az árkos süllyedékek alján lévő karsztos kényszerpályák azon mélypontján, ahol egyúttal egy vertikálisan jó vízvezető szerkezet is található, megvan a lehetőség, hogy részben a felhajtóerő hatására is, a szerkezetben egy felfelé irányuló vízmozgás beindulhasson. A vízvezető szerkezetek általában nyitott, esetenként karsztosan kitágított vetőzónák lehetnek, és úgy viselkednek, mint a kémények.

A geotermikus „kémény” alja magához „szívja” a vizeket, majd felfelé viszonylag nagy sebességgel áramolva, — és ezért csak kismértékben lehűlve, — ér a „kémény”, vagyis a vetőzóna tetejéig, ahol a környezeténél nagyobb nyomással és hőmérséklettel jelentkezik. Ezt követően ez a víz elindul a térszínileg alacsony helyzetű erózióbázisok felé. A budapesti termálkarszt esetében az erózióbázis a hegyek lábánál található, azaz itt a medencebeli hőlift-kéményektől visszafelé a hegyek felé irányul az áramlás. A források felé tartó melegvizes áramlási pályákhoz, a rendszer térbeli jellege miatt, egyre több hidegebb és langyosabb áramlási pálya csatlakozik, majd azokkal kisebb-nagyobb mértékben keveredve lép a felszínre.

Az előzőekben vázlatosan bemutatott áramlási rendszerben tehát, nem csak a felszíni karszt kibúvások alatt kialakuló karsztvízszintek és a megcsapoló termálforrások között jelentkező geodéziai magasságkülönbség okozza a hajtóerőt, hanem a két hőmérsékletű víztömeg között jelentkező vízsűrűség-különbség, — vagyis a „hőlift”, — is. Az előbbi típusú áramlást a nemzetközi szakirodalomban „forced convection”-nek, az utóbbit pedig „mixed convection” -nek nevezik. A magyar nyelvű szakirodalomban ezek az első esetben „gravitációsan vezérelt”, az utóbbit „gravitációsan vezérelt hőkonvekciós rendszer”-nek nevezik. A vizet mozgóató erőknél tehát a gravitáció mellett jelentős szerepet kap a felhajtóerő, a „buoyancy” is.

A medence mélyebb részein található hőliftek térségéből a források irányába haladó áramlási pályát „meleg-ág”-nak nevezzük. Természetesen a rendszer együttesen tartalmazza a hideg- és meleg-ágakat, és ahol egymáshoz közeli, ott kapcsolódásuk és vizeik keveredése is előfordulhat. Mégis a két rendszert a nyomás-, és potenciálviszonyok vizsgálatánál mesterségesen célszerű szétválasztani, melynek indoklását a következő részekben adom meg (Liebe P. és Lorberer A. 1978).



6. ábra A termálrendszer leáramló hidegág és feláramló melegág áramlási pályáinak térbeli helyzete. (Elvi vázlat). Z: kút talpa; H: geotermikus állapotra hűlt vízszint a kútban; H_f : forrásszint; h: vízoszlop magassága a kútban.

Megjegyzések: 1.) „hidegágnak” az áramlási tér azon részét neveztem, melynél a beszivárgási területektől a medencebeli karsztos zóna mélyebb részei felé áramló vizek fokozatosan felmelegednek. Ezeken a területeken a az átlagos geotermikus gradienseknél kisebb értékek a jellemzők. 2.) „Melegág”-nak az áramlási rendszer melegforrások felé felfelé irányuló részeit neveztem, és amelyekre az átlagos geotermikus gradiensenél magasabb értékek a jellemzők. 3.) A „hidegág” az áramlási tér nagyobb részén található, míg a „melegág” viszonylagosan gyorsabban felfelé áramló, és ezért kismértékben lehűlő vize szűkebb térrészre terjed ki. 4.) A két ág közötti határt lila pontozott vonal jelzi, mely alatti „hidegág”-i áramlást jelző nyilak a szelvényen kívüli karéjos áramlásokat reprezentálják.

A potenciál viszonyok értelmezéséhez használt módszerek

A munkámban alapadatként a 31 budapesti kútnál mért hőmérsékleti adatokat használtam fel, amelyeket a kutakban és azok kifolyó vizében végzett mérésekkel állapítottak meg. Az adatokat a 2. táblázat tartalmazza. Ezt követően olyan egyszerű táblázatot készítettem a kútfejnél és a kúttalpon mért, vagy számított vízszint-, (vagy nyomás-) és hőmérséklet adatok alapján, amely segítségével meghatározható lett a karsztrendszerben lévő potenciál különbség annak meleg- illetve hideg-ágában, majd ez alapján határoztam meg a vízmozgás irányát.

Az egész folyamat egyszerű megértéséhez azzal a feltételezéssel éltem, hogy minden kúthoz egy forrás kapcsolódik és a két vizsgált pont között (forrás és kút) egyetlen áramlási pálya létezik a meleg-ág esetében. Hasonlóan ehhez, a hidegág esetén azt feltételeztem, hogy a beszivárgási terület és minden kút között egyetlen pálya létezik (6. ábra). Ezzel gyakorlatilag a budai termális karsztrendszert két egységre bontottam:

- az egyik az utánpótlódó területektől a legmélyebben lévő karsztosodott részekig tart, amit hideg-ágnak neveztem,
- a másik csak a melegforrásokig visszaáramló, pozitív geotermális anomáliával rendelkező részekben található, amit meleg-ágnak neveztem.

A két eltérő részben tehát más a vertikális sűrűségeloszlás és más a referencia szint hőmérséklete is. A horizontális sűrűség változékonyság gyakorlatilag elhanyagolható. A két rendszer mozgásállapotát a kutakra számított „environmental head” értékkel jellemeztem.

A hidegág esetén a kutakban „geotermikus állapotra” lehűlt vízszintjét, annak tengerszint feletti magasságát vettem alapul, ahol a felszíni hőmérséklet megegyezik a levegő átlaghőmérsékletével, azaz 10°C-kal. Az így számolt hidraulikus gradiens magában foglalja a távolabbra eső területeken feltételezett hő-kémény aljának említett „szívó” hatását is.

A melegág kútjai esetében a vízszintet úgy kell számítani, hogy az adott termálkútban a vízoszlop tetejének a hőmérséklete a hozzá társítható forrás hőmérsékletéig hűlne le. Ekkor áll elő az a helyzet, hogy a kúton belüli sűrűségeloszlás azonos lesz a kút és a forrás közötti áramlási pályán feltételezhető sűrűség eloszlással. Az így számított kútbeli vízszintérték (mBf) adja azt a hidraulikus magasságot, melyből a hidraulikus gradiens, mint hajtóerő számítható. A forrásokig visszaáramló területrészek viszonylag jól körülhatárolható szűk sávok. A hidegág elvileg előfordulhat nemcsak ezek mellett, „karéjosan”, hanem alattuk is. (Az ilyen helyzetekre vonatkozott a Kisházi-Vendel féle alááramlási elmélet.)

A kutakban mért mélységi hőmérsékletek számítására vagy ellenőrzésére több módszer is ismeretes, melynek segítségével a kifolyóvíz hőmérsékletből fakadási mélység becsült réteghőmérséklete megállapítható (Boldizsár T. 1960; Salát P. 1964; Gálfi J., Liebe P. 1977). Én ezen összefüggések közül két módszert alkalmaztam. Első sorban Gálfi J. és Liebe P. 1977-ben publikált összefüggést használtam (Dövényi et al. 1983) (ld. 2. táblázat):

$$T_{\text{réteg}} = T_{\text{ki}} + 5 \times H \times I^{0,71} \quad (1)$$

Továbbá a Boda E. és társai 2007-ben publikált következő összefüggést alkalmaztam, mely a kifolyóvíz hőmérséklete a fakadási mélység és a vízhozam függvényében adja meg a réteghőmérsékletet (ld. 2. táblázat) :

$$T_{\text{réteg}} = H \times g + T_{\text{ki}} - I \times [e^{-b} \times (H/I)^a] \quad (2)$$

ahol, $T_{\text{réteg}}$: H mélységhez tartozó réteg hőmérséklet [°C]

T_{ki} : kifolyó víz hőmérséklete [°C]

H : fakadási szint mélység [km]

I: vízhozam [m³/min]

g= országos gradiens (0,04464)

a= 0,8709063262

e= 2,718

b= 2,57917

A számított értékek alapján megállapítható, hogy a Boda-féle számítás az alacsonyabb hőmérséklet-tartományokra nem érvényes. A kutak többségében mind a két módszerben a mért és számolt hőmérséklet között lényeges különbség nem volt, mely megerősítette azt, hogy a korábban mért, vagy számított mélységi hőmérsékletek megfelelőek voltak. Csak a Szentendre Papsziget kút esetében a második módszernél 7°C-nál nagyobb eltérés van a két érték között, így ezen a kutban a részletesebb idősor adatokból próbáltam jellemző mélységi hőmérsékleti értéket felvenni. A 3. táblázatban található T_z értéke Papsziget kút esetében 10 év medián adataival azonos (40°C).

A következőkben felsorolt termál karsztegységek, csoportok megcsapolásait jelentő forrásokat hőmérsékletük alapján négy csoportra osztottam (ld. 3. táblázat T_f oszlop), ezek Északi langyos karszt, 22 °C; Déli meleg karszt, 45 °C; kevert Lukács csoport, 42 °C; és Széchényi mély meleg csoport, 62 °C. Ez utóbbi szintén a Lukács fürdő forráscsoportjához tartozik, (az ott ismert legmelegebb forrás hőmérsékletét vettem alapul). A csoportosításra az egyes kutak és az azokhoz kapcsolható források közötti sűrűségeloszlás számításához volt szükség.

A források vízszintjét az átlagos Duna vízszint fölötti, a Lukács-fürdő környékén 104,5 mBf értékben, a Gellért-hegy körzetében pedig 100 mBf-ben adtam meg (ld.3.táblázat), míg a kutaknál a fentiekben ismertetett módon számított értéket használtam.

2. táblázat. A kutak és a források számított és mért hőmérsékletei.

(T_{ki} : a kútból kifolyó víz hőmérséklete; T_z : a Z mélységben mért hőmérséklet; Számolt mélységi T: hőmérséklet a kút talpán)

Kút neve	T_{ki} (°C)	T_z (°C)	vízhozam l/p	Számolt mélységi T (°C) Gálfi J., Liebe P. módszer	Számolt mélységi T (°C) Boda E. és mts. módszer
Széchenyi II	77	74	4850	79,0	74,9
Szentendre, Papsziget	35	65	180	60,2	35,1
Széchenyi I,	74	81	516	81,3	74,0
Margitsziget II.	71	71	3200	71,7	68,7
Paskál	70	75	3000	74,0	69,5
Göd strand	52	59	1200	55,1	51,8
Csepel II,	45	48	1200	49,9	44,9
Csepel I,	45	47	700	52,3	45,0
Pesterzsébet mély	46	47	2350	47,8	45,0
Vác strand	30	42	2500	32,9	29,3
VITUKI	48	53	900	51,0	47,9
Szent Imre Kórház	49	52	550	53,0	49,0
Dagály, Béke kút	42	42	5200	41,7	36,8
Visegrád, Lepence	38	42	1900	42,1	37,8
Margit-sziget IV,	38	38	3300	38,2	35,1
Rácz, Tabán I,	46	48,7	200	48,7	46,0
Elektromos sporttelep II,	45	46	1500	46,0	44,2
Dandár, új kút DS-1,	46	46	1380	47,5	45,4
Rudas, Attila II	47	44	72	47,7	47,0
Lukács Király-kút	49	50	400	49,1	48,6
Apenta hévízkút	62	66	2400	64,7	61,3
Gellért, GT II,	44	44	440	44,0	43,6
Rudas, Hungária II	43	43	137	43,5	42,9
Gellért, GT III,	43	43	1440	43,0	41,6
Leányfalu, strand	56	59,6	1040	59,5	55,9
Törökbálint, Depo-2	33	39	950	36,3	32,9
Berkenye, KFH.	31	38	85	44,9	31,0
Tungsram	24	31	1600	26,2	23,5
Központ megfigyelő kút	43	51	980	46,3	42,9
Pünkösdfürdő	25	28	975	27,8	24,8
Csillaghegy déli kút	22	23,5	2000	23,5	21,1

A tanulmányozott területen Lorberer Árpád geotermális térképe (Lorberer Á. 1984), — a források közvetlen körzetétől eltekintve, — a fedett karszt területére 25, 50 és helyenként 75 °C/1000 m geotermikus izogradiens értékeket mutat. Esetünkben, számításokhoz átlagosan 50 °C/1000 m (gg) értéket vettem. A várható hőmérséklet a Z mélységben a következő egyenlet alapján számolható:

$$T = 10 + Z \times gg \quad (2)$$

3. táblázat A potenciálszint számításban alkalmazott kutak mért és számított adatai.

Z: a kút talpa; T_z : mért hőmérséklet a kút talpán; ρ_z : vízsűrűség Z mélységben; T_f : forrás hőmérséklet; ρ_f : A kút által érintett áramlási pálya forrásánál a víz sűrűsége; H: A kútban lehűlt állapotban mért vízszint (mBf); P_z : nyomás a Z mélységben.

Kút neve	Z (m)	T_z °C számított	T_z °C mért	ρ_z	T_f °C	ρ_f	Forrás (mBf)	H (mBf)	P_z	Meleg-ági potenciálszint a kútnál
Széchenyi. II	1246,1	59,8	74	0,9760	62	0,9827	104.5	107.2	1231.1	118.20
Papsziget	1490	69,6	40	0,9935	22	0,9978	104.5	113.6	1485.2	115.29
Széchenyi I.	916,5	46,7	81	0,9709	62	0,9827	104.5	108.4	903.2	116.57
Margitsziget II	310,7	22,4	71	0,9775	62	0,9827	104.5	110.7	307.2	113.50
Paskál	1735	79,4	75	0,9756	62	0,9827	104.5	101.1	1713.8	116.37
GödStrand	695	37,8	59	0,9847	22	0,9978	104.5	112.0	689.7	112.76
Csepe2	1126	55,0	48	0,9902	45	0,9909	100.0	99.9	1120.5	105.12
Csepe1 1	1129	55,2	47	0,9906	45	0,9909	100.0	96.8	1123.7	101.97
Pesterzsébet	664,5	36,6	47	0,9904	45	0,9909	100.0	101.6	661.3	104.67
VácStrand	1101	54,0	42	0,9926	22	0,9978	104.5	114.0	1096.9	115.25
VITUKI	559,5	32,4	53	0,9876	45	0,9909	100.0	103.2	556.0	105.77
Tétényi	518,4	30,7	52	0,9881	45	0,9909	100.0	104.5	515.3	106.92
Dagály	125,9	15,0	42	0,9921	62	0,9827	104.5	104.1	125.4	105.24
Lepence	1301,7	62,1	42	0,9927	22	0,9978	104.5	114.8	1297.0	116.19
Margit-sziget IV	105,9	14,2	38	0,9936	62	0,9827	104.5	105.3	105.6	106.29
Rácz	174	17,0	48.7	0,9894	42	0,9921	100.0	105.5	173.1	106.16
Elektromos sporttelep II	271,5	20,9	46	0,9906	62	0,9827	104.5	105.7	270.2	108.07
Dandár	372,5	24,9	46	0,9907	45	0,9909	100.0	103.2	370.8	104.96
Rudas-Attila II	22,5	10,9	44	0,9915	42	0,9921	100.0	105.7	22.4	105.78
Lukács.Király	10,9	10,4	50	0,9888	42	0,9921	100.0	104.4	10.8	104.45
Apenta	997	49,9	66	0,9809	45	0,9909	100.0	105.0	987.5	109.60
Gellérth. GT II	2,8	10,1	44	0,9913	45	0,9909	100.0	104.0	2.8	104.04
Rudas Hungária II	24	11,0	43	0,9917	45	0,9909	100.0	104.3	23.9	104.42
Gellért.GT III	6,3	10,3	43	0,9917	45	0,9909	100.0	100.7	6.3	100.69
Leányfalu	715	38,6	59.6	0,9844	22	0,9978	104.5	119.0	709.4	119.77
Depo-2	632,5	35,3	39	0,9935	45	0,9909	100.0	110.8	630.4	113.60
Berkenye	482	29,3	38	0,9937	22	0,9978	104.5	116.8	480.5	117.35
Tungsrum	618	34,7	31	0,9960	22	0,9978	104.5	104.3	616.8	104.93
Közraktár	650	36,0	51	0,9886	45	0,9909	100.0	102.7	646.3	105.63
Pütkösdf.	556	32,2	28	0,9968	22	0,9978	104.5	106.0	555.1	106.62
Csillag Déli	500	30,0	23.5	0,9978	22	0,9978	104.5	106.0	499.4	106.50

ahol g az átlagos geotermikus gradiens ($50\text{ }^\circ\text{C}/1000\text{ m}$), Z a mérési mélység a kútban (m), $10\text{ }^\circ\text{C}$ az évi átlagos középhőmérséklet a felszínen (ld. 3. táblázat, T_Z számított hőmérséklet oszlop).

Ahogy látható, a kutak egy részénél a Z mélységben mért hőfok alacsonyabb, mint a fenti képlet alapján számolt hőmérséklet (ld. 3. táblázat, T_Z mért hőmérséklet), ami nagy valószínűséggel leáramlást jelez (pl. Papsziget kút, Göd strand). A kutak másik részénél, a Z mélységben mért hőfok magasabb, ezen kutak esetében a melegebb víz mélyebbről áramlik a megcsapolási pontjaink felé („meleg-ág”). Feltételezésem szerint az átlagosnál magasabb hőmérsékletű vizek a töréseket kísérő repedésrendszerben áramolnak felfelé a környezetükhöz viszonyítva gyorsan, így a víz hűlése, hasonlóan a kútbeli lehűlésekhez csekélyebb alapvetően a víz sebességétől függ (Saar M. 2010). A hűlési gradiens valószínűleg nagyobb, mint a kutakban tapasztalt átlag és mindenképpen kisebb, mint az átlagos geotermikus gradiens.

A karsztvizeknek általában jelentéktelen a gáztartalma, kicsi az oldott anyagtartalma, így elegendő a hőmérséklet és nyomás szerinti sűrűség-korrekciót számolni (Alföldi L. és Lorberer A. 1976).

A következő lépésben minden vizsgált pontra, a következő egyenlet alapján (Juhász J. 1976) számítottam ki a víz sűrűségét, (ld. 3. táblázat, ρ_z ; ρ_f oszlopok),

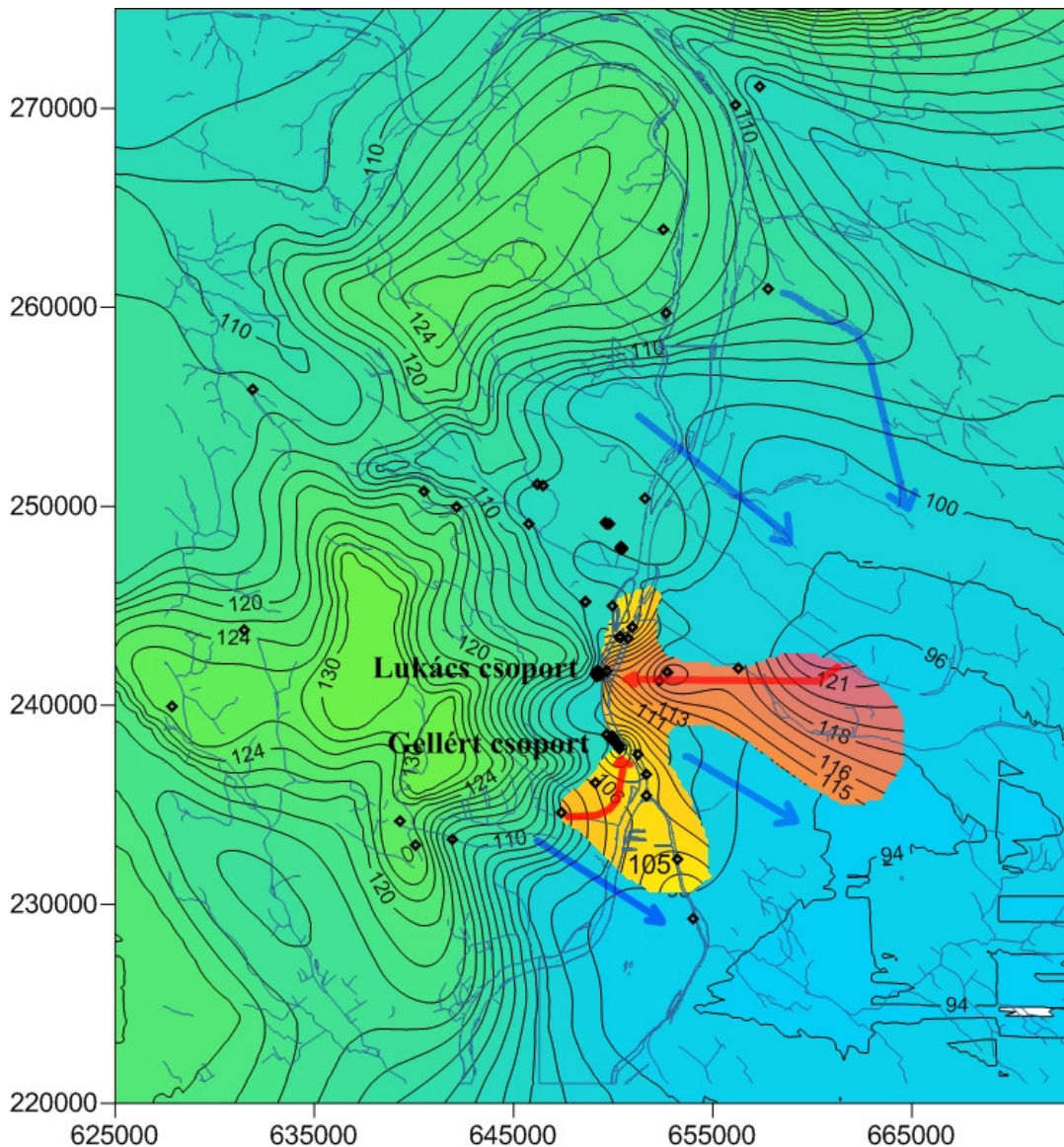
$$\rho = 1 - 4,5 \times 10^{-6} \times T^2 + 5 \times 10^{-6} Z \quad (3)$$

ahol, ρ vízsűrűség (g/cm^3), T a hőmérséklet ($^\circ\text{C}$) és Z a vizsgált pont mélysége (m).

A vizsgált pontokon számolt vízsűrűség után a nyomásadatokat meghatározása a következő lépés. A vizsgált pontok nyomásértékét az alábbi egyenlet alapján számoltam:

$$P = \rho_a \times h \times g \quad (4)$$

ahol, ρ_a a víz-„oszlop”-ban lévő két eltérő sűrűségű víz átlaga, h a kiszámított vízoszlop magasság (m) és a g a gravitációs gyorsulás (m/s^2) (3. táblázat, P_Z oszlopában).



7. ábra A zöldeskék rész a karsztvíz-domborzat Lorberer Á. (2003) után módosítva. A termál-kutak esetében a geotermikus állapotra lehűlt vízszinteket tartalmazza. A kék színű nyilak a medence mélyebb részei felé áramló hideg-ági karsztvíz nyomvonalait jelzik. A narancssárgás rész a 50°C/1000 m-nél magasabb geotermikus gradienssel rendelkező területekre számított meleg-ági potenciálok eloszlása. Az ábrán feltüntetett piros nyilak a Lukács és a Gellért forráscsoport felé irányuló főbb áramlási útvonalakat jelzik. A források vízszintjét az átlagos Duna vízszint fölötti, a Lukács-fürdő környékén 104,5 mBf, a Gellért-hegy körzetében pedig 100 mBf-ben adtam meg (ld.3.táblázat)

A hideg-ágakra az előbbi számítással egyenértékű a helyzet, amikor a terület egyes kútjaiban olyan „geotermikus állapotra” lehűlt kutak vízszintjét vesszük alapul, ahol a felszíni hőmérséklet megegyezik a levegő átlaghőmérsékletével. Ez esetben azzal a közelítéssel élhettem, hogy a nagy területen, (esetenként a meleg-ág alatti részeken is) leszivárgó áramlási pályák mentén azonos mélység-sűrűség függvény várható. Egy ilyen geotermikus állapotra lehűlt értékeket használt Lorberer Árpád, 2003. január 1-re megszerkesztett karsztvíz-térképén, melyet kisebb javítások után mutatok be (**Error! Reference source not found.**).

A térképen jól látszik, hogy a karsztvízdomborzat a medence belseje felé fokozatosan csökken. Az egyes lehűlt vízszint-értékek itt már alacsonyabbak a források szintjénél (Széchenyi I., Széchenyi II. kút, Margitsziget II. kút, Pesterzsébet kút, Csepel II. Kút s.t.b), ami annak lehet a következménye, hogy a medence belsőbb részein lehet feltételezni azon jobb vízvezetésű vertikális szerkezeteket, amelyek, mint geotermikus „kémény” funkcionálnak és a leáramló hideg-ágat a karszt rendszer mélyebb szintjeihez vezetheti. A kék színű nyilak jelzik a medence belseje felé irányuló vízmozgásokat, illetve egy északnyugatról délkelet felé áramlási irányt (**Error! Reference source not found.**).

Azokon a területrészeken, ahol a termálkarszt korábbi hőmérsékleti feldolgozása (50 °C/1000 m átlagos geotermikus gradiens alapján) magasabb értékű, tehát meleg-anomáliát jelzett, ott várhatók feltételezésem szerint az említett hő-kémények felső részétől a források irányába történő intenzívebb áramlások. Ezért a **Error! Reference source not found.** 50°C/1000 m-nél magasabb geotermikus gradienssel rendelkező területekre a meleg-ágak térségében található termál-kutakra vonatkozó potenciál-számításaim (lásd 3.táblázat, utolsó oszlopában) eredményeit mutatom be, ekvipotenciál-vonalak formájában. A számítások megegyeznek azzal a vízszint-értékkel, amely akkor állna elő, ha az adott termálkútban a víz a felszíni részeknél, a hozzá társítható forrás hőmérsékletéig hűlne le. Így a meleg-ágak térségében található termál-kutakra számított meleg-ági potenciál értékek alapján tisztáztam a terület modellezése szempontjából fontos áramlási pályákat (Poyanmehr Z., Toth Gy., 2010; Poyanmehr Z. 2013). Ezekből egyértelműen kiderült, hogy a meleg karsztvíz egyrészt a Széchenyi kút irányából a Margitsziget II. kút térségén keresztül a Lukács-fürdő forrásai irányába, másrészt nyugat, délnyugat felől a Budapest déli források felé.

4.1 Összefoglalás:

A budapesti termális karsztrendszer értékelésénél két olyan egységet különítettem el, melyben közelítésként a sűrűség csak vertikálisan változik.

Az egyik az utánpótlódó területektől a legmélyebben lévő karsztosodott részekig tart (ezt „hideg ágnak” neveztem),

a másik csak a melegforrásokig visszaáramló, pozitív geotermális anomáliával rendelkező részekben található, (ezt „meleg-ágnak” neveztem).

A két eltérő részben tehát más a sűrűségeloszlás is, és más a referencia szint hőmérséklete is. A két rendszer mozgásállapotát a kutakra számított „environmental head” értékkel jellemeztem.

A hideg ágban lévő kutak esetében ez nagyjából a 10°C-ra hűlt kutak vízszintjének tengerszint feletti magasságával adható meg.

A melegág kútjai esetében a viszonyítás a feltételezhető megcsapoló forrás, vagyis az adott kútban úgy kell számítani a vízszinet, hogy a kút felső részén a hőmérséklet megegyezzen a referencia forrás hőmérsékletével. Így a kúton belüli sűrűségeloszlás azonos lesz a kút és a forrás közötti áramlási pályán feltételezhető sűrűség eloszlással.

A forrásokig visszaáramló területrészek viszonylag jól körülhatárolható szűk sávok, a hidegág elvileg előfordulhat nemcsak ezek mellett, „karéjosan”, hanem alattuk is.

Így a felszálló melegág által felmelegedett, illetve kitágított vízszint értékek alapján megszerkesztettem az 50°C/1000 m-nél magasabb geotermikus gradienssel rendelkező területekre számított potenciálok eloszlását. A potenciál értékek alapján tisztáztam a terület modellezése szempontjából fontos áramlási pályákat. Tehát elméleti megfontolások alapján számszerűsítve tisztáztam a vertikálisan eltérő sűrűségű és hőmérsékletű vizek potenciálszintjeit az úgynevezett környezeti nyomásértékek („environmental head”) használatával, és ennek alapján az eltérő vízáramlási irányokat meghatároztam.

5 Áramlási és transzport-modellezés

A budapesti termál karsztrendszer felszín alatti áramlási útvonalainak jellemzésére, a lehetséges áramlási pályák mentén bekövetkező transzport folyamatok leírására 3 dimenziós áramlási és transzport modellt készítettem. Ugyancsak e modellezések segítségével vizsgáltam a vizsgált terület oldalirányú és mélységi kapcsolatait is. Vagyis, célom volt a víz-közet kölcsönhatási vizsgálatok és a lehetséges keveredési folyamatok számára elfogadható, kalibrált áramlási modellt készíteni.

5.1 A koncepcionális modell kialakítása

A vízföldtani modell kialakítása a koncepcionális modell megfogalmazásával kezdődik a szakirodalmi adatok, korábbi publikációk és kutatási jelentések feldolgozásával.

A területen a “karéjos áramlási modell” a kiindulási alap Vendel M. és Kisházi P. (1964) munkája nyomán. Az általuk ajánlott alámerülő áramlási modell (underflow) helyességét a 70-es években (Alföldi L. et al. 1979, 1981, 1982 és Kovács J. és Müller P. 1980) sokféle módon; hidrológiai–hidrogeológiai, vízkémiai és izotóp vizsgálatokkal (Deák J. 1978) támasztották alá. A modell szerint az utánpótlódási területeken beszivárgó csapadékvíz a forrásvonalakat megkerüli és úgynevezett “karéjos áramlással” jut ismét felszínre. Elméletének alapja a hőelvonás, miszerint a mélybe szivárgó vizek energiát (hőt) vonnak el környezetüktől és a feláramlás során ezt a hőt hévforrások formájában a felszínre juttatják (Lorberer A. 1984). Alföldi L. (1980) és Lorberer Á. (1984) vizsgálatai alapján a fedett karszt rendszerben olyan háromdimenziós kényszer pálya alakult ki, amely nagy részét a fedő vízzáró üledékek felszíne határozza meg.

A korábbi munkák eredményeinek alkalmazásával készítettem el a terület koncepcionális, majd 3D modelljét, továbbá a rendelkezésemre álló korjelző izotóp adatok segítettek ahhoz, hogy a transzportmodell alkalmazásával az áramlások viszonyait (irányát és sebességét) kiszámítsam.

A koncepcionális modell kialakításánál a következőket vettem figyelembe:

A felszínen lévő triász karbonátok nagy szerepet játszanak a főkarsztvíztároló utánpótlódásában.

A talajvizet elért beszivárgott vizek nagy része drénként távozik a modellhálóból és maradéka a paleogén és neogén vízrekesztő rétegeken keresztül lefelé szivárog. Tóth József (1963) felosztása alapján ez jelenti a lokális és intermedier áramlási rendszert.

A szabad tükrű karszt felületén beszivárgott víz egy része is oldal irányba, a megcsapolást jelentő hideg karsztforrások felé áramlik (lokális áramlás); másik, jelentősebb része a jól karsztosodott rétegen keresztül lefelé áramlik, és közben hőt von el a környezetéből, majd tektonikai vonalak mentén visszaáramlik a források felé langyos-meleg forrásként. Tóth József felosztása alapján ez már az intermedier és a regionális áramlási rendszert képezi.

A nyíltkarszt területekről a források felé áramlás irányát az állandó nyomású „Constant Head” peremfeltétellel biztosítottam. Így az állandó hidraulikus potenciál értékek a mélyáramlások részére is a felfelé áramlást biztosítják a források felé.

A felszín alatti vizek utánpótlását a beszivárgás „Recharge” peremfeltétellel és a megcsapolásokat az első modell-rétegen drén peremfeltétellel biztosítottam.

A modellt négy heterogén fő rétegre bontottam — talajvíztartó réteg; talajvíztartó és fő karszt réteg közötti rossz vízvezető réteg; fő karszt réteg; üde karszt réteg —, a modell finomítása során a vízrekesztő réteget további három anizotróp rétegre bontottam.

A modellt permanens állapotban vizsgáltam meg.

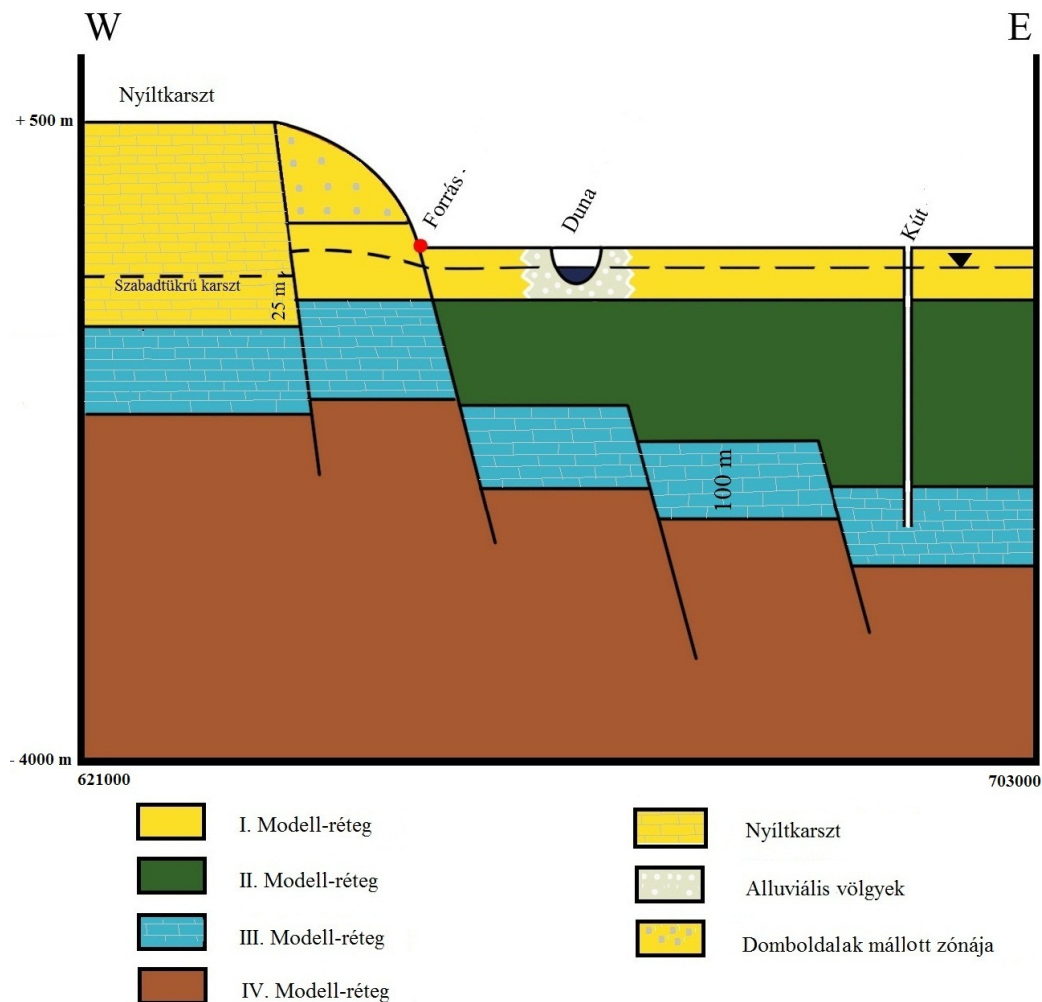
A regionális áramlási rendszerben áramló víz jóval hosszabb időt tölt a felszín alatt, így magasabb a Na^+ és Cl^- tartalma és negatívabb a $\delta^{18}\text{O}$ értéke. Ezekben a vizekben gyakoriak az utolsó eljegesedési időszakból származó vizek, melyet megerősítenek a $\delta^{18}\text{O}$, δD értékek és ^{14}C adatok.

5.1.1 Egységesen kezelhető vízföldtani modell-rétegek:

A modellezésnél a következő főbb rétegcsoportokat, hidrosztratográfiai egységeket különítettem el vízföldtani tulajdonságuk, szerepük és helyzetük alapján (8. ábra). Ezek a rétegek geológiailag is jelentősen eltérnek egymástól:

- A hegyvidéki, dombvidéki és síkvidéki talajvizek zónája.
- A karsztrendszer és a talajvizek közötti paleogén-neogén vízzáró, félig áteresztő rétegcsoport.
- A karsztrendszer felső, jobb vízvezető zónája.
- A karsztrendszer alsó, kevésbé, vagy nem karsztosodott, vízvezető „üde” zónája.

A modellrétegek térbeli helyzetét nagyrészt a földtani felépítés határozza meg, azonban a modellezés technikai okai miatt, egy egy zónát a hidraulikus vízvezetőképessége, azaz a K tényezője alapján kezeli, ezért felülről lefelé az egyes modellrétegek tartalma a következő:



8. ábra Vízföldtani modell-rétegek,

I. modell-réteg: a talajvíztartó zóna és a nyílt karszt karsztvíz-szint alatti 25 méteres zónája; II. Modell-réteg: a vízzáró-félig áteresztő paleogén és neogén rétegcsoport; III. Modell-réteg: a karsztrendszer felső 100 méteres zónája és; IV. Modell-réteg: az „üde” karszt, ami a karsztrendszer fekéig terjed. A nyílt karszt területen az első modell-réteg fekéje 50 mBf -hez van rögzítve.

Az 1. modellréteg tartalmazza:

- a nyílt karszt karsztvíz-szint alatti 25 méteres zónáját,
- a vízzáró rétegekből álló domboldalak mállott zónáját,
- az alluviális völgyek vízvezető képződményeit.

A 2. modellréteg tartalmazza:

- a vízzáró-félig áteresztő paleogén és neogén rétegcsoporthoz.

A 3. modellréteg tartalmazza:

- a nyomás alatti karszterületeken a karsztrendszer felső 100 méteres zónáját,
- a nyílt karszt területén a karsztvízszint alatti 25-100 méteres zónát.

A 4. modellréteg a karsztrendszer fekéjéig terjed, meghatározása földtani megfontolások és irodalmi adatok alapján történt.

5.2 Áramlási (hidrodinamikai) modellezés:

A Tóth-féle egységmedence (Tóth J. 1962, 1963, 1995, 1995 és 1999) koncepcióból kiindulva a lokális, intermedier és regionális áramlási rendszereket különítettem el és modelleztem a kutatási területre. Első lépésben egy egy-réteges homogén modelltől indultam ki, melynek segítségével a talajvíz-domborzatot állítottam elő, majd a karszt földtani – vízföldtani adatok alapján, iterációval fokozatosan finomítottam a modellt.

A modell alakítás a következő lépések alapján történt:

A vizsgálatba vont terület lehatárolása,

A tervezett modell mélysége,

A tervezett modell dimenziója,

Fő utánpótlódási és megcsapolási viszonyok leírása,

A modellezéshez használt kalibrációs módszerek,

A modellezés állapotának – permanens vagy nem permanens (steady state or transient) – kiválasztása,

Modell futtatása,

Modell kalibrálása.

5.2.1 A modellezett terület lehatárolása

A modellezett terület a Dunántúli-középhegység karsztrendszerének északkeleti része, ahol az északnyugati és délkeleti részekben a jól ismert főkarszt elterjedést választottuk áramlásmentes peremfeltételnek. Azokon a részekben, ahol adatok hiányában nem kellően ismert a karszt földtani és vízföldtani elterjedése, vagyis az északkeleti és déli részekben, ott az

ismert és kevésbé ismert területek között önkényesen határoztam meg az áramlás-mentes peremet.

A nyugati modell határt az ismert budai hegységi karsztvízvásztó alapján, mint áramlásmentes peremet vettem fel. A nyugati határ kapcsolatát a Dunántúli-középhegység karsztrendszerének többi részével áramlásmentesnek ítélt meg, mert egyrészt a természetes áramlási rendszer hosszú idejű (több mint 10000 éves) működésének hatására jött létre. Így a szénbányászat vízkitermelése a vízáramlási rendszer alakját, és így az áramlási pályákat is csak kismértékben, és viszonylag rövid ideig, (néhányszor tíz évig) módosította. Ezért az erőteljes víztermelés nyomáscsökkentő hatása alapvetően még nem módosította a vizsgálatunk tárgyát képező, a budapesti termálrendszerre vonatkozó vízminőségi, (vízgeokémiai) képet. A vizsgált terület északi részén valamelyest kimutatható volt a dorogi, lencshegyi bányászati víztermelés hatása, de ez a korábbi áramlási útvonalat nem módosította alapvetően. A nyugatra eső bányák (Mány, Tatabánya, kincsesbánya) víztermelés depressziójának hatása nem érintette a budai hegység termálkarsztot. A vízszint süllyedés inkább a budai hegység nyugatra történt, míg kelet felé a Dunához közeli területig jelentős vízszintváltozások nem voltak kimutathatók. Tehát a modell oldalsó peremfeltételei megfelelnek a területen levő természetes vízvásztókkal, melyek így áramlásmentesnek definiálhatók. Ezzel a budapesti karsztrendszert befolyásolni képes főbb utánpótlódási felületet tudtam figyelembe venni.

A területet lehatároló téglalap sarokpontjainak EOY koordinátái:

Délnyugati sarokpont koordinátái: EOY X = 621 000 és EOY Y = 218 000

Északkeleti sarokpont koordinátái: EOY X = 703 000 és EOY Y = 302 000

A Budai karbonátos összlet nagy vastagsága Haas J. (1988), illetve a karbonátos alaphegység domborzati térképe alapján a legalsó karsztosodott egység -4000, -5000 méterig terjedhet. Így a modellezett térrész vertikálisan a +500 és -4000 méteres tartományt öleli fel.

A modellháló celláinak mérete 400×400 méter, amelyeket 188 sorba illetve 190 oszlopba rendeztem. A vizsgált területet inaktív, azaz „no-flow,, cellákkal határoltam le.

5.2.2 A tervezett modell dimenziója

Miután a területen több különböző irányú áramlási pálya van, ezért az áramlási és transzport-rendszer megismerésére csak 3D modell jöhetett szóba. A területen korábban végzett vízháztartási, és karsztvízszint számítási modellekhez a 2D modell közelítés elegendő volt, de a vízminőségi viszonyok megértéséhez mindenképpen 3D modellre van szükség.

5.2.3 Fő utánpótlódási és megcsapolási viszonyok leírása

Karsztos beszivárgás történhet közvetlenül a karszt felszínen vagy a vékony fedő rétegen keresztül. Ezeket összesítve definiáltam, mint nyílt karszt beszivárgási területet, mert a vizsgálatom tárgyát képező langyos és melegvizek víz-geokémiai viszonyainak alakulása szempontjából ez az egyszerűsítés megengedhető. Az elkülönülő, önálló felszín alatti vízrendszerrel rendelkező karsztos fedőrétegek beszivárgását a felszíni földtani képződményekre vonatkoztatott beszivárgási százalékokkal vettem figyelembe. A karszt fő megcsapolásai az ismert langyos és karsztforrások, a szökevényforrások; a fedőrendszer megcsapolásai a felszíni vizek, a talajvíz- és repedésvíz-források, és esetenként a felszínközeli párolgó talajvizes allúviumok, mocsaras, lápos területek.

5.2.4 A modellezéshez használt kalibrációs módszerek, lehetőségek.

A modellben számított vízszintek kalibrációjához a víz-termelések nélküli, rekonstruált, eredeti karsztvízszintek; a modellben számított karsztvíz-háztartási eredmények ellenőrzéséhez az eredeti forráshozamok; az áramlási pályák ellenőrzéséhez a vízminőségi és izotóp adatok; továbbá az azokkal kapcsolatos értékelések használhatóak fel.

5.2.5 A modellezés állapotának permanens vagy nem permanens, azaz „steady state” vagy „transient” kiválasztása

Első lépésben a modellt a termelés nélküli permanens állapotra célszerű elvégezni, mert ez meghatározza a transzportfolyamatok alapján kialakult vízgeokémiai képet. A következő lépésben szintén permanens, de a termeléseket tartalmazó modellt készítettem el, mert Budapest körzetében a 2000-es évek első néhány évében már stabilizálódtak az éves átlagos vízszintek (Csepregi A [2007](#)). Az ekkor stabilizálódott áramlási terek azonban folyamatos

vízminőségi átalakulással járnak, azaz a transzportviszonyok nem-permanensek, hanem tranziensek. Ezt a tényt az értékelésnél figyelembe vettem.

5.2.6 A modell peremfeltételei:

A modell-réteg felső felülete a domborzat, melyet digitális terepmodellel definiáltam, amit ASCII fájl formátumban építettem be a modellbe. A felső modell-réteget, drénként definiáltam és négy forrást (Ráczy Nagy forrás, Lukács Király-forrás, Lukács forrás, Esztegom forrás) pedig, mint állandó nyomásút („constant head”) adtam meg. A legfelső modellrétegnél ezért a szivárgó felszín („drén”) peremfeltételt jelöltem meg, mert azokon a részeken ahol, a számított potenciálszint magasabb a felszínnél, ott vagy felszíni vízfolyás, patak, vagy a Duna megcsapolásként jelentkezik. Ahol a számított potenciálszint alacsonyabb, mint a szivárgó felszín, ott nincs megcsapolás, csak a megadott beszivárgásnak megfelelő utánpótlódás. Tehát, ahol nincs jelentősebb forrás, ott a Dunával való kapcsolat e legfelső modellrétegen keresztül jelentkezik. A jelentősebb forrásoknál az ott ismert forrásszint értéket állandó nyomású peremként adtam meg, mivel ezt ezeken a helyeken nem a Duna vízszintje, hanem a források ennél mindig magasabb kifolyó vízszintje szabályozza.

A modell alsó határa a triász alaphegység és a rossz vízvezető perm rétegek közötti határ, amelyet áramlásmentesnek („no-flow”) tételeztem fel.

5.3 Részmodellek és összekapcsolásuk

A területen a sekély és az intermedier-mélyáramlási rendszer elkülönítésére két külön áramlási rendszert tételeztem fel, az egyik a talajvíz rendszer, míg a másik a karsztvíz rendszer. A modellt az egy-réteges homogén modellből kiindulva, három lépésben külön koncepcinális modellek alapján dolgoztam fel:

Egy-réteges homogén modell csak a karszt rendszerben

Egy-réteges homogén modell nem karszt rendszerben a talajvízszint szerkesztése céljából

Az előző két koncepció modell eredményeinek összevonása

5.3.1 A karszt rendszer egy-réteges homogén modellje

Első lépésben azt tételeztem fel, hogy csak a karszt rendszer létezik a térrészen és a nyitott karszt térrész az egész rendszernek az utánpótlási területe, és minden karsztterületet, ami a 100 mBf fölé esik, mint beszivárgási terület definiáltam, mivel a triász karbonát kibúvásai

körül települt negyedkori üledékek vagy löszök csak késleltetik a beszivárgást de önálló víztartó hiányában jelentősen nem módosítják azt. Továbbá, a langyos és melegvizek vízgeokémiai viszonyainak alakulása szempontjából ez az egyszerűsítés megengedhető.

Tóth Gy. (MFGI) és Csepregi A. (Hydrosys Kft.) a felső karszt térrészre 100 méter vastagságú kőzetben 40 m/nap vízvezetőképességet javasoltak, szóbeli konzultáció alapján.

A 4000 méteres mélységű modellnek, a következő egyenlet alapján

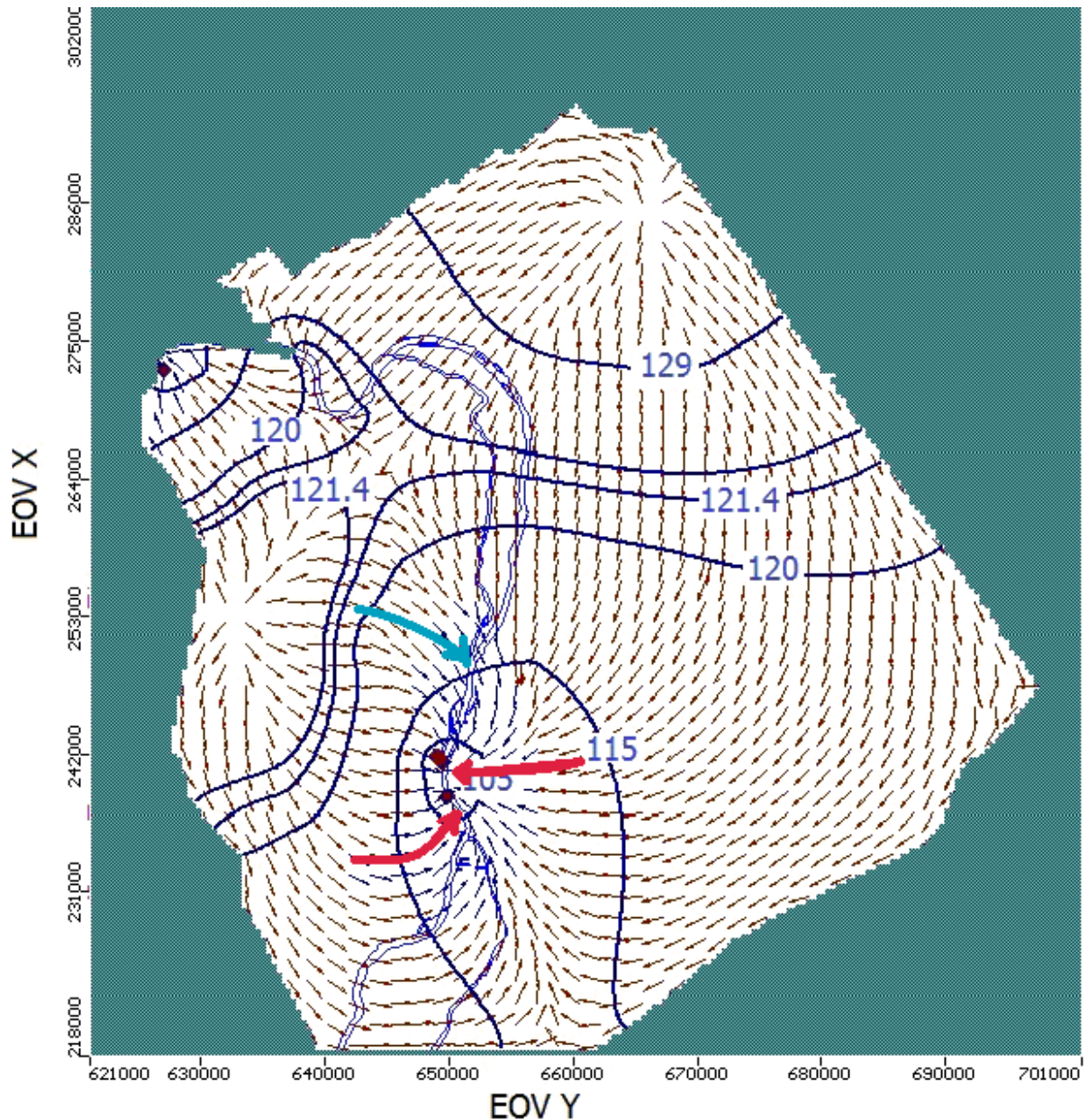
$$T = K \times b \quad (5)$$

ahol T a transzmisszibilitás, K a vízvezetőképesség és b a kőzet vastagsága, a $K_{x,y,z} = 1 \times 10^{-5}$ m/s egységes szivárgási tényezőt számoltam ki.

A „trial and error” módszer alkalmazásával jellemző kiinduló, átlagos területi értéként 40 mm/év beszivárgást („recharge”) vettem fel (Tóth Gy. 1986.).

Az 1960-as évektől a 90-es évek elejéig tartó szénbányászat víztermelése jelentős vízszint csökkenést okozott az eredeti állapotokhoz képest. Ezért a modell futtatásából nyert eredmények kalibrációjához a termelés nélküli és eredeti állapotra rekonstruált karsztvízszinteket kellett alkalmazni. Ehhez a rendelkezésemre álló, mért adat karsztvízszinteket módosítottam a Dunántúli-középhegység főkarsztvíztárolójának eredeti állapotára vonatkozó térkép alapján (Csepregi A. 2007).

A modell első futtatásának eredményei szerint (9. ábra), a Budapest területén termálvíz három irányból áramlik fel a források felé. Az áramlási irányok annak ellenére, hogy a feltételek nagyvonalúak voltak, hasonlóak az 5.1. fejezetben szerkesztett potenciálszint térképben jelölt főbb áramlási pályákhoz (**Error! Reference source not found.****Error! Reference source not found.**), azaz keletről a Lukács források felé, illetve délnyugatról a Gellért források felé.



9. ábra Szerkesztett karsztvízszint térkép (egy réteges homogén modell), nagy piros nyilak a budapesti meleg regionális feláramlási irányokat, a nagy kék nyíl a sekély áramlási irányt mutatja.

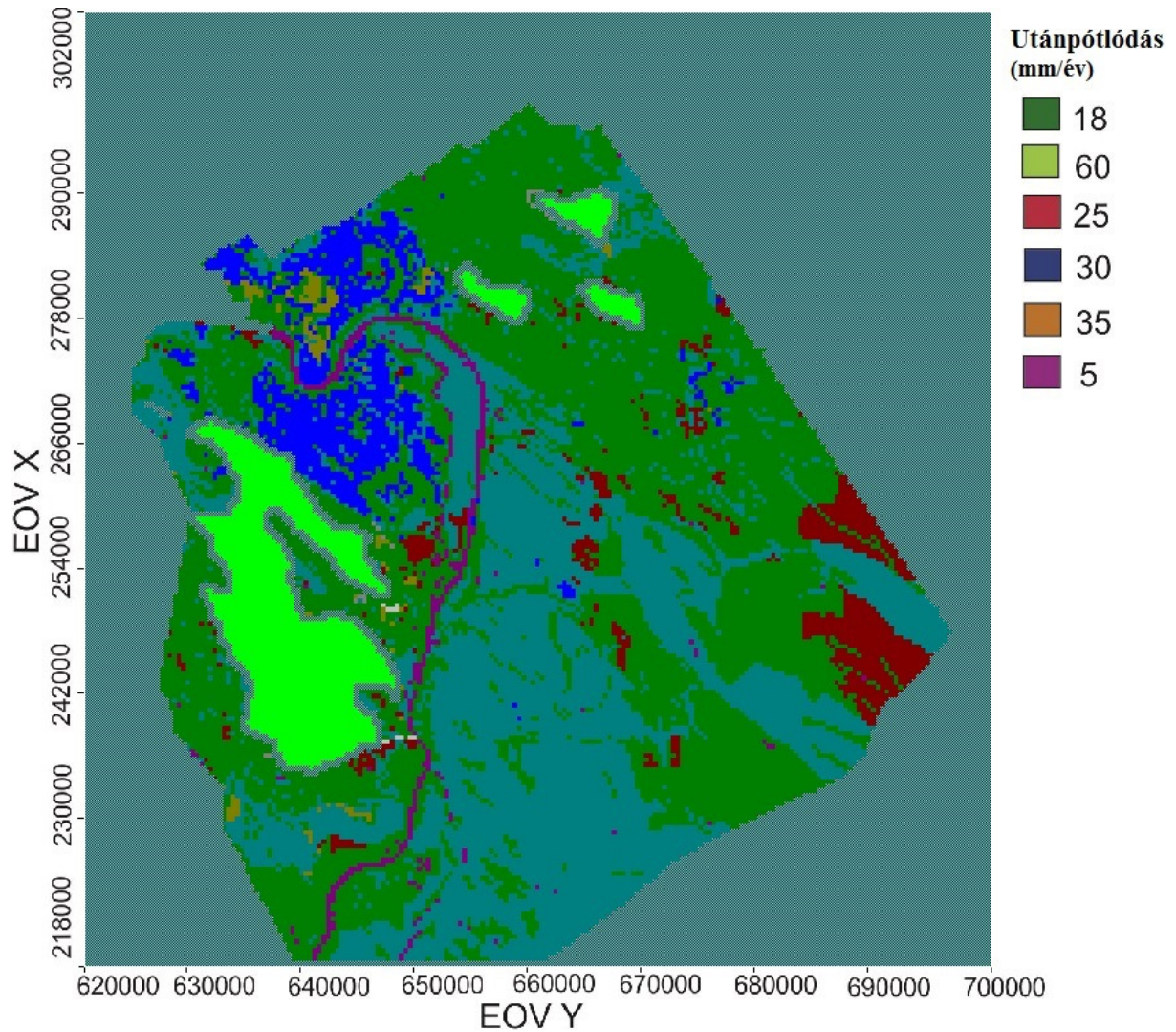
A karsztvízszint az utánpótlási területek környékén 121,4, 129 mBf, amely megegyezik az irodalomban publikált 120-125 mBf karsztvízszint a Pilisben és a 120-130 mBf a Budai-hegységben, a Duna vonala mentén pedig 103-105 mBf (Lorberer Á., Izápy G.-Wehovszky E. 1992; Csepregi A. 2007).

5.3.2 Egy-réteges homogén modell a nem karsztos rendszerben

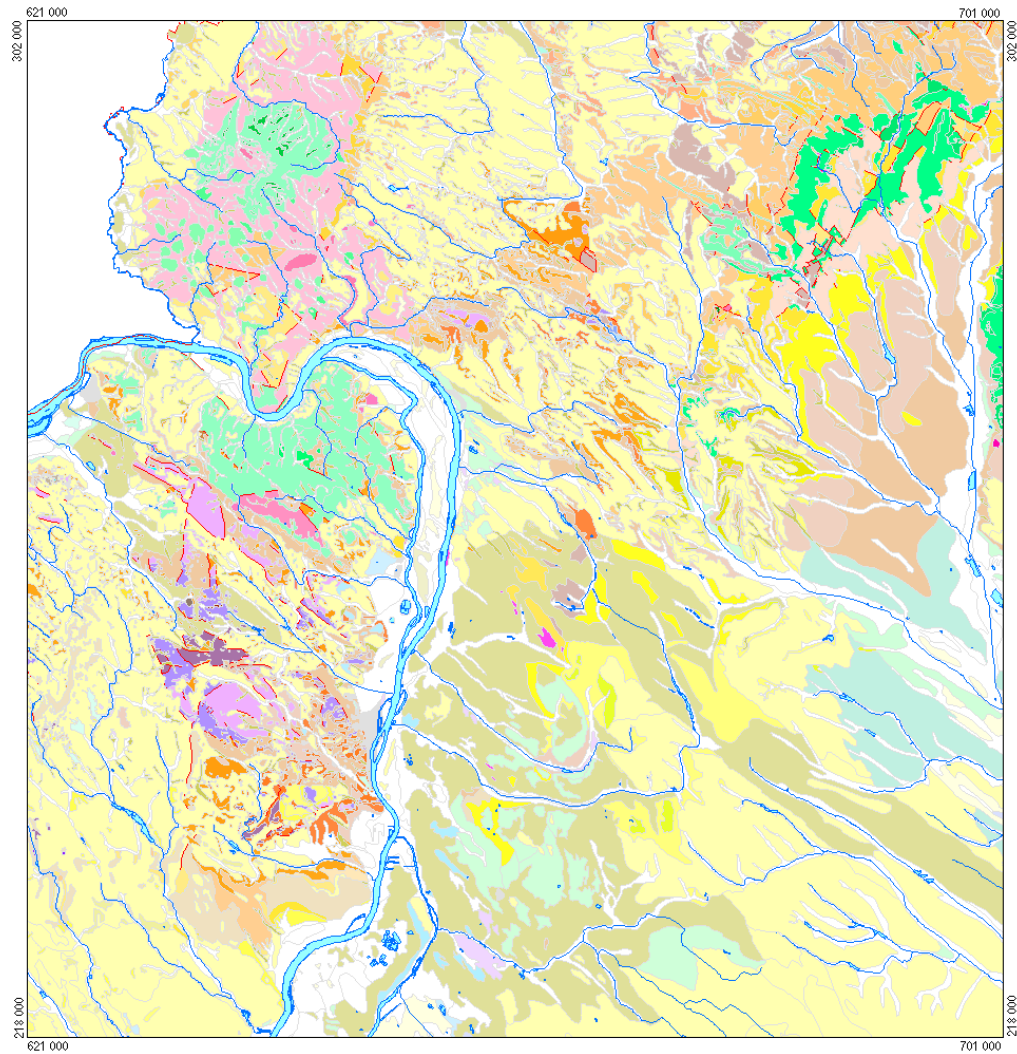
A következő lépésben a talajvízszint szerkesztésére az első koncepciós modellből a karszt rendszert kivontam, így a nyitott karszt területet inaktívvá tettem (12. ábra). A terület

nagysága és földtani bonyolultsága miatt nem lehetett egységes utánpótlódási értéket megadni, vagyis külön utánpótlódási zónákat határoltam le (10. ábra)

A zónákat a MÁFI által szerkesztett (1: 100 000) fedett földtani térkép alapján (11.ábra), amely „shape” formátumban rendelkezésemre állt, különítettem el.



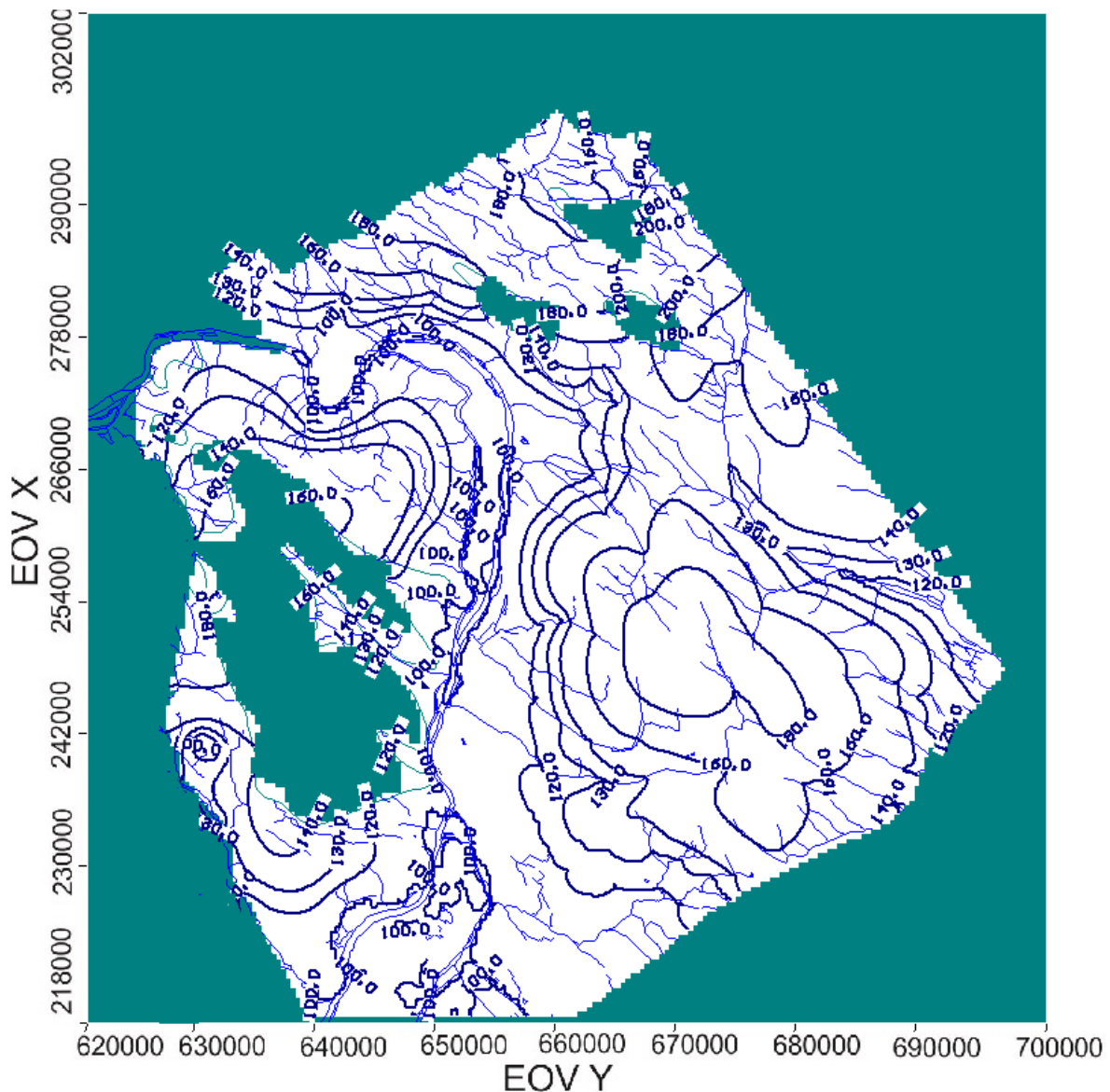
10. ábra Utánpótlódási zónák az egyréteges homogén modellben. A zónák lehatárolása az 1: 100 000 fedetlen földtani térkép alapján történt.



11. ábra A terület kivágata a MÁFI 1:100000 fedett földtani térképéből

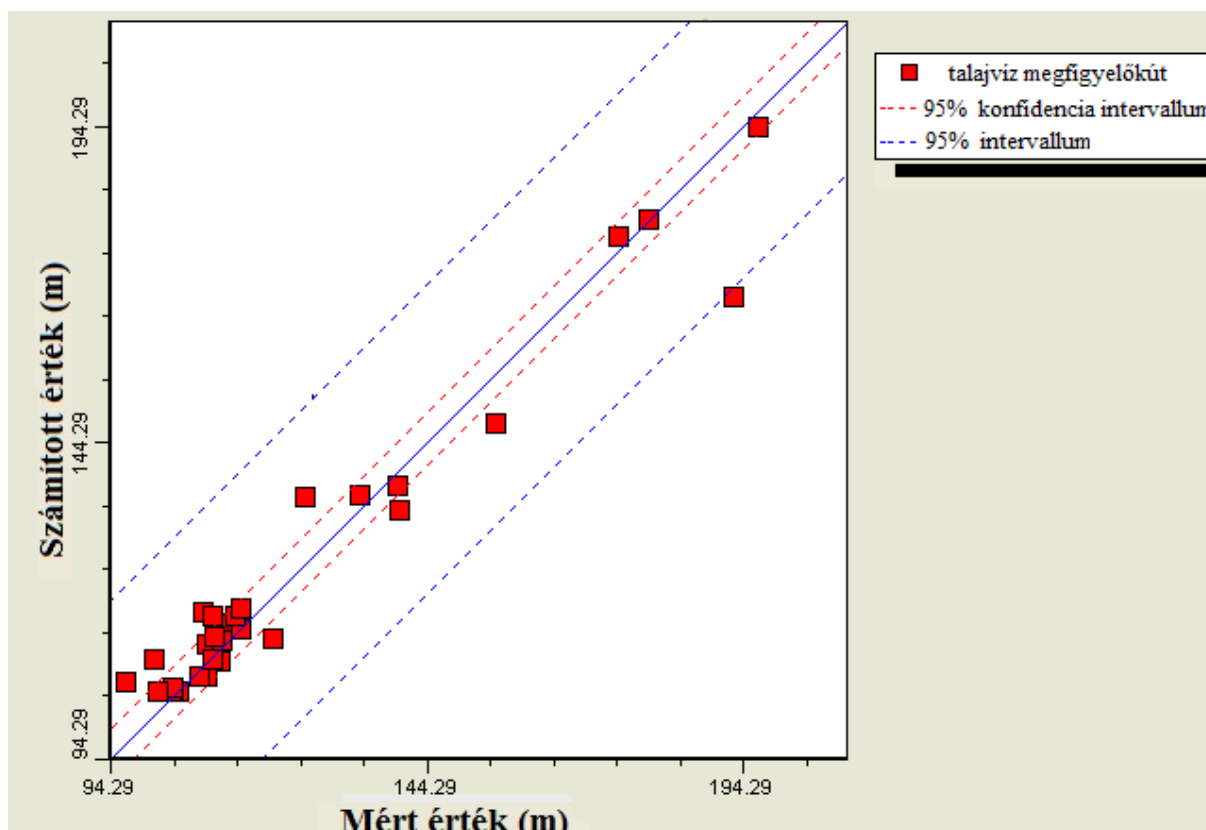
A modell ellenőrzésére és a rendszer kalibrációjához 24 talajvíz megfigyelőkútban mért talajvízszint értékeket használtam fel (V. Melléklet).

A „trial and error” módszer alkalmazásával 5 m/nap vízvezetőképesség érték mellett a modell 4000 méter vastagságában ($K_{x,y,z} = 0.125 \text{ m/nap} = 1E^{-7} \text{ m/s}$) elfogadható potenciálszinteket állított elő a modell futtatása során (12. ábra).



12. ábra Szerkesztett talajvízszint térkép (egy-réteges modell), Inaktív a nyílt karszt terület.

Itt a számított talajvízszint kalibrációjára, a számított vízszint térképet az állandó vízfolyások térképével vettem össze, hogy a számított vízszint esetében, a vízfolyások alakmódosító (vízáramlást módosító) hatása jelentkezzen (12. ábra).



13. ábra Mért és számított talajvízszint értékek (egy-réteges modell)
 N = 24; RMS = 7,2 m; nRMS = 6,8 %; r = 0,98

Így a nagyvonalú feltételek mellett, a számított és mért potenciálszintek (13. ábra) a 0,98 korrelációs együttható értékkel jó egyezést mutatnak.

5.3.3 Az előző két koncepció modell eredményeinek összeadása

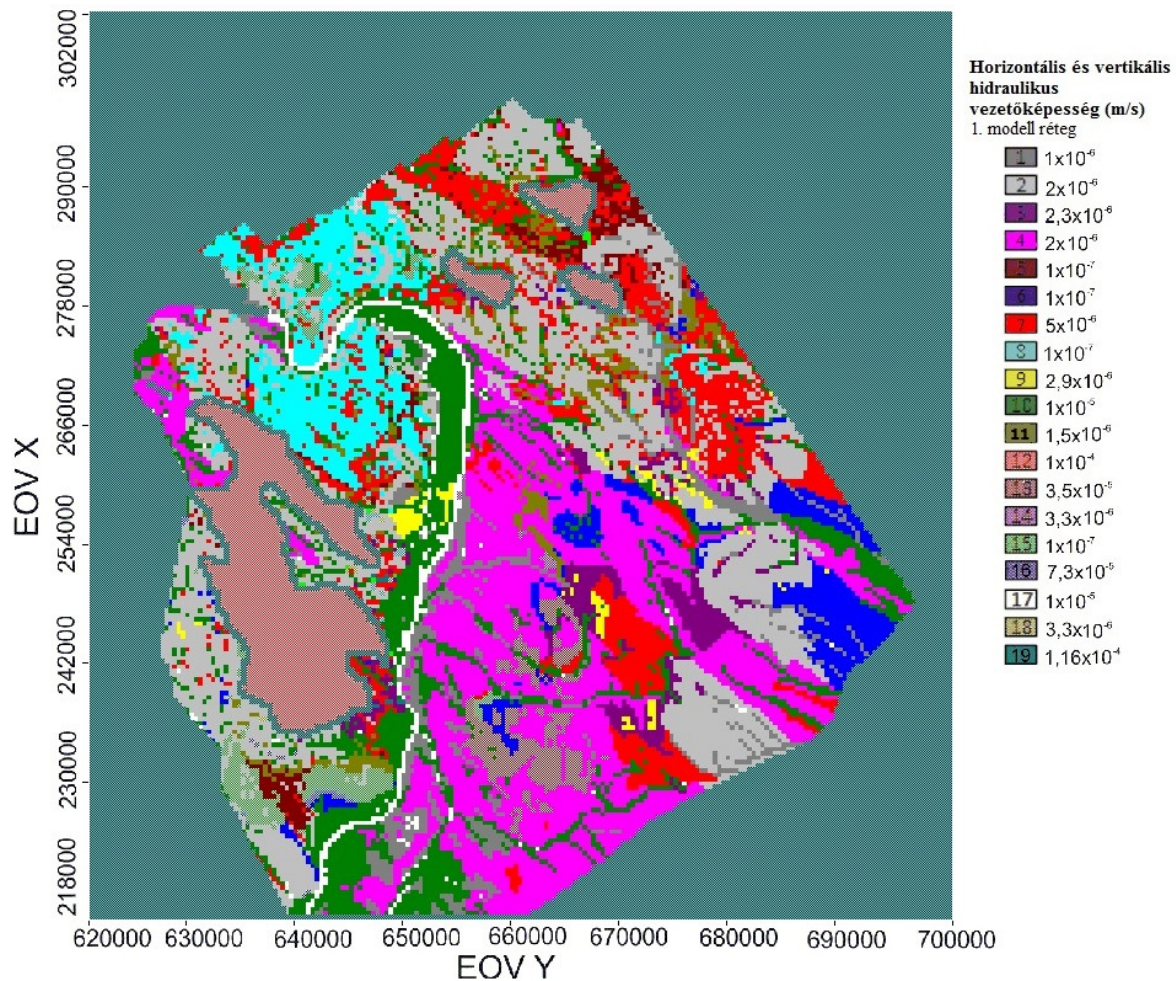
Az első kettő nagyvonalú és egy-réteges homogén modell eredményeit úgy vontam össze, hogy a következő hierarchikus finomító munka során a valósághoz közelítő modellt tudjam kialakítani.

5.4 Két réteges modell

Az előző homogén és egyszerű modellfeltételek mellett sikerült a valóságot megközelítő talajvízdomborzatot létrehozni. Ez arra utal, hogy a talajvíz tartó réteg transzmisszibilitása egységes, így a talajvíz tartó réteg fekéje nagyjából párhuzamos lehet a talajvíz felszínével.

Így az előző (5.3.2) futtatásnál előállított talajvíz domborzatot, mint a talajvíztartó modell-réteg alját importáltam a modellbe a következőképpen: a réteg kis vastagsága miatt a talajvíztartó alját 30 méterrel mélyebbre értelmeztem (16. ábra).

A modell két eltérő vastagságú (felső 30 m, alsó 3970 m) modell-rétegre osztdódik. Az alsó nagy-vastagú modell-rétegnak a $T = K \times b$ (5 egyenlet alapján egységes $k_{x,y,z} = 1 \times 10^{-8}$ m/s vízvezetőképességet adtam.



14. ábra A modell első rétegében elkülönített szivárgási zónák (1-19), amelyek a MÁFI által szerkesztett 1:100000 fedett földtani térkép (Gyalog L. et.al. 2005) alapján készültek. A 12-es szám a nyílt karszt térrészt mutatja, amely inaktív cellákkal van elhatárolva.

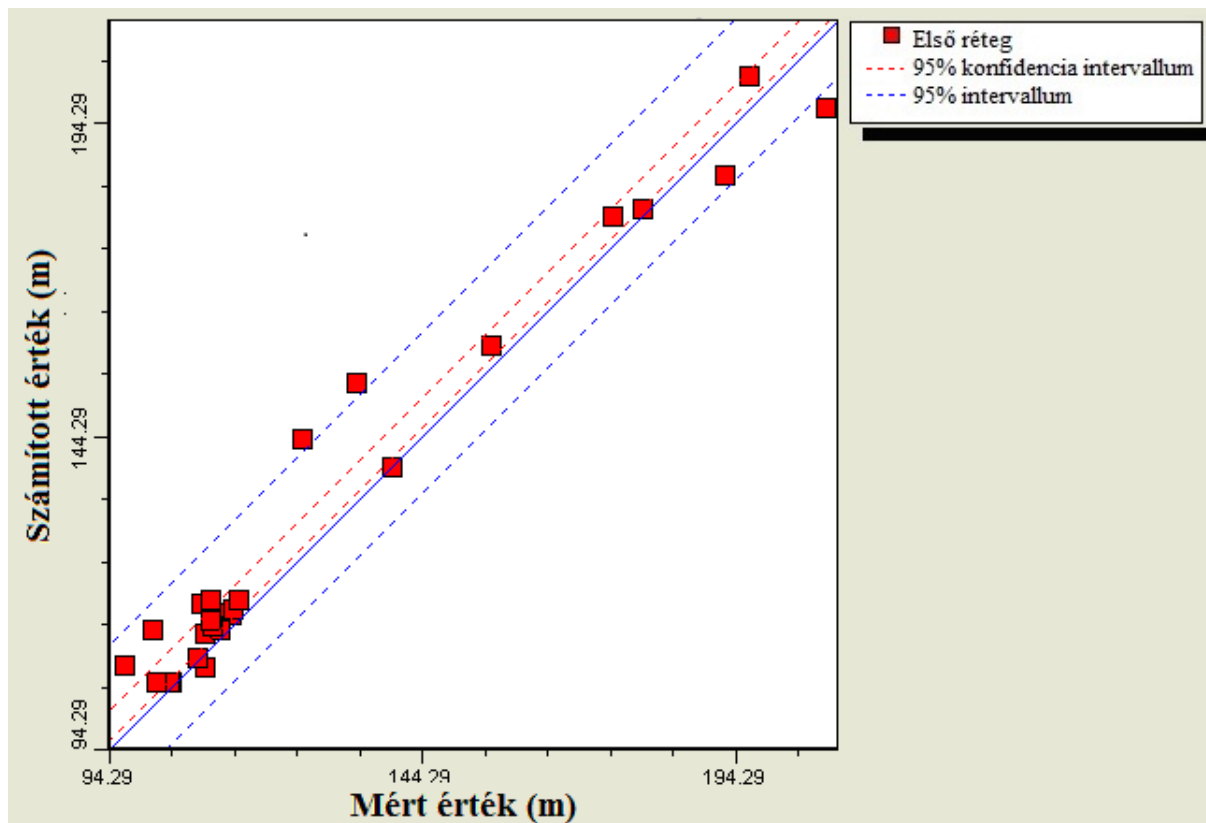
4. táblázat A felső modell-rétegében elkülönített zónák szivárgási értékei.

Szivárgási zónák	Képződmények	$K_{x,y,z}$ m/s
1	folyóvízi aleuritos agyag	1×10^{-6}
2	eolikus lösz	2×10^{-6}
3	Nagyalföldi Tarkaagyag Formáció	2.3×10^{-6}
4	folyóvízi-eolikus (fluvioeolikus) homok	2×10^{-6}
5	Budafoki Formáció, litorális és szublitorális homok	1×10^{-7}
6	hidroeolikus agyagos lösz	1×10^{-7}
7	lösz	5×10^{-5}
8	Dobogókői Andezit Formáció,andezit piroklasztikum	1×10^{-7}
9	folyóvízi agyag	2.9×10^{-6}
10	folyóvízi homok	1×10^{-5}
11	Törökbálinti Homokkő Formáció, durva-finomszemű homokkő	1.5×10^{-4}
12	Nyitott és a 100 mBf fölötti fedett karsztos terület, jó vízvezető képződmények	1×10^{-4}
13	Folyóvízi üledék (III. terasz)	3.5×10^{-5}
14	Tari Dácittufa Formáció	3.3×10^{-6}
15	Tinnye Formáció, brakkvízi partszegélyi mészkő, mészhomokkő	1×10^{-7}
16	Zámori Kavics Formáció	7.3×10^{-5}
17	folyóvízi üledék	1×10^{-5}
18	Hárshegyi Homokkő Formáció, litorális-sekélyszublitorális durvahomokkő	3.3×10^{-6}
19	folyóvízi aleuritos agyag	1.16×10^{-4}

A felső modell-réteget a bonyolult földtani konfiguráció miatt és a megismert vízfolyásos völgyek előállítására külön földtani zónákkal, illetve különböző vezetőképességgel rendelkező zónákkal kellett lehatárolni. Ezért a 1:100 000 fedett földtani térkép (Gyalog L. et al. 2005) alapján földtani zónákat különítettem el.

A földtanilag elkülönített területekre a tapasztalatok és irodalmi adatok alapján és „trial and error” módszer alkalmazásával csoportosítva a következő szivárgási tényezőket adtam meg (4. táblázat).

A reprodukált potenciálszintek hasonlóak voltak az egy-réteges homogén modell által generálttal. A 24 darab talajvíz megfigyelő kútnál mért és számított értékek a 0,98 korrelációs együttható értékkel jó egyezést mutatnak (15. ábra). Az látható, hogy hat pont kivételével az összes megfigyelési pont vízszintértéke a 95%-os konfidencia intervallumon belül helyezkedik el. A 95 %-os konfidencia intervallum (95% Confidence interval) szemlélteti annak a zónának a szélességét, amelybe a mért és a modelltől számított értékek különbsége

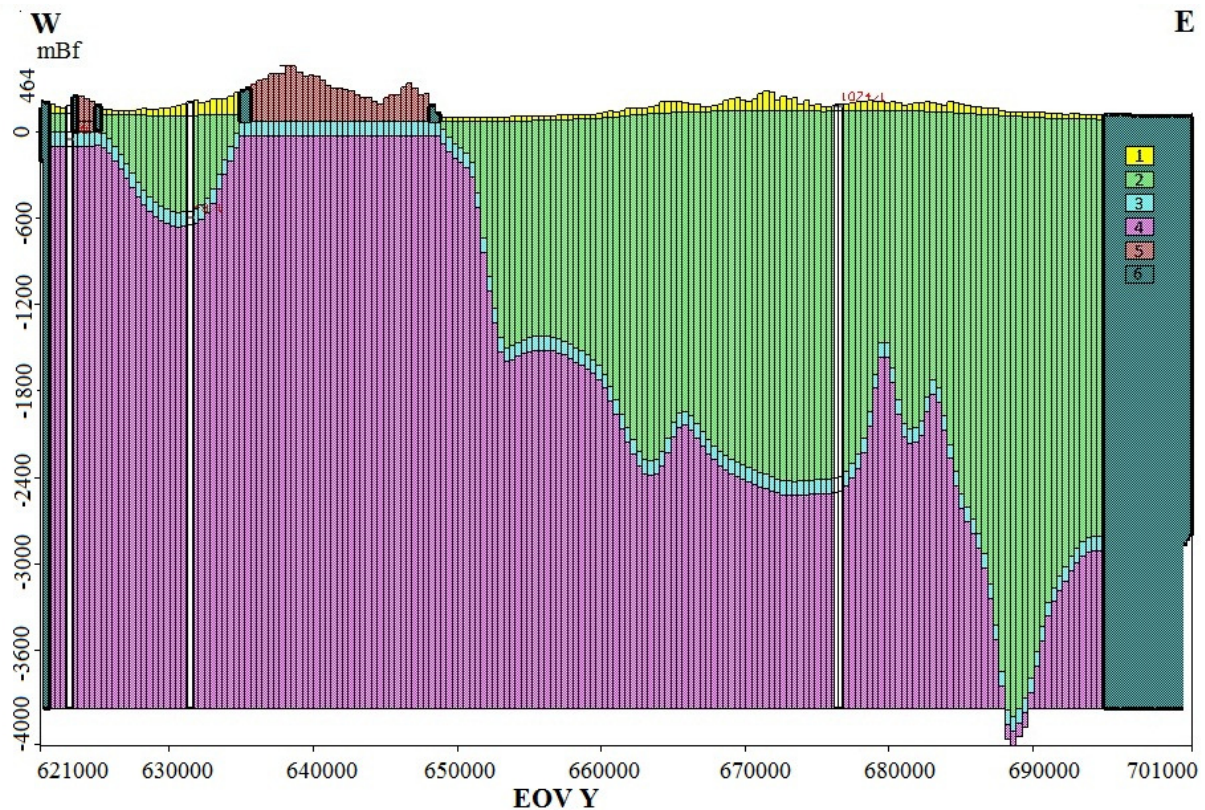


15. ábra Mért és számított potenciál értékek (két réteges modell)
 N = 24; RMS = 7.3 m; nRMS = 6.5 %; r = 0,982

95 %-os valószínűségi szinten bele esik. A normalizált hiba (nRMS =6,5 %) 7-nál kisebb értéket mutat, ami jó eredménynek tekinthető.

5.5 Négy-réteges modell:

A karszt modell-réteg felszínének felépítésére digitalizáltam Lorberer Á. (2001) 1:200 000 Dunántúli-középhegység fekvő térképét, és mint harmadik modell-réteg teteje importáltam a modellbe. Így a harmadik modell-réteg felszíne elkülöníti a triász képződményeket a fiatalabb paleogén-neogén képződményektől. Mivel a koncepcionális modell alapján a harmadik modell-réteg vastagságát 100 m-nek feltételeztem, ezért a modell-réteg alját 100 méter távolsággal a harmadik modell-réteg tetejétől építettem be (16. ábra). Ezekkel a lépésekkel a modellezési szempontból fontos modell-rétegeket, a felső modell-réteget, azaz a talajvíztartó réteget és a fő karszt modell-réteget építettem be.



16. ábra Négy-réteges modell ,Ny–K-i szelvényben..

1: talajvíztartó réteg; 2: paleogén-neogén vízrekesztő réteg; 3: fő karsztvíztartó réteg; 4: üdekarszt réteg; 5: nyílt karsztterész; 6: inaktív modell rész

Mivel a program lehetőséget ad arra, hogy a kutakat a szűrőzött szakasz mélysége alapján külön csoportokban vagy rétegekben kezeljük, ezért a felső modell-rétegen a talajvíz kutakból mért talajvízszint értéket (V. Melléklet IV. Melléklet), a harmadik modell-rétegen a karszt kutakból mért értékeket (III. Melléklet) külön csoportokban használtam a két modell-réteg potenciálszintjének kalibrációjára.

Az alsó három modell-rétegnek a $T = K \times b$ (5) egyenlet alapján a következő szivárgási tényezőket adtam meg.

Második rossz vízvezető modell-réteg: $K_{x,y,z} = 1 \times 10^{-8}$ m/s

Harmadik jó vízvezető karszt réteg: $K_{x,y,z} = 1 \times 10^{-5}$ m/s

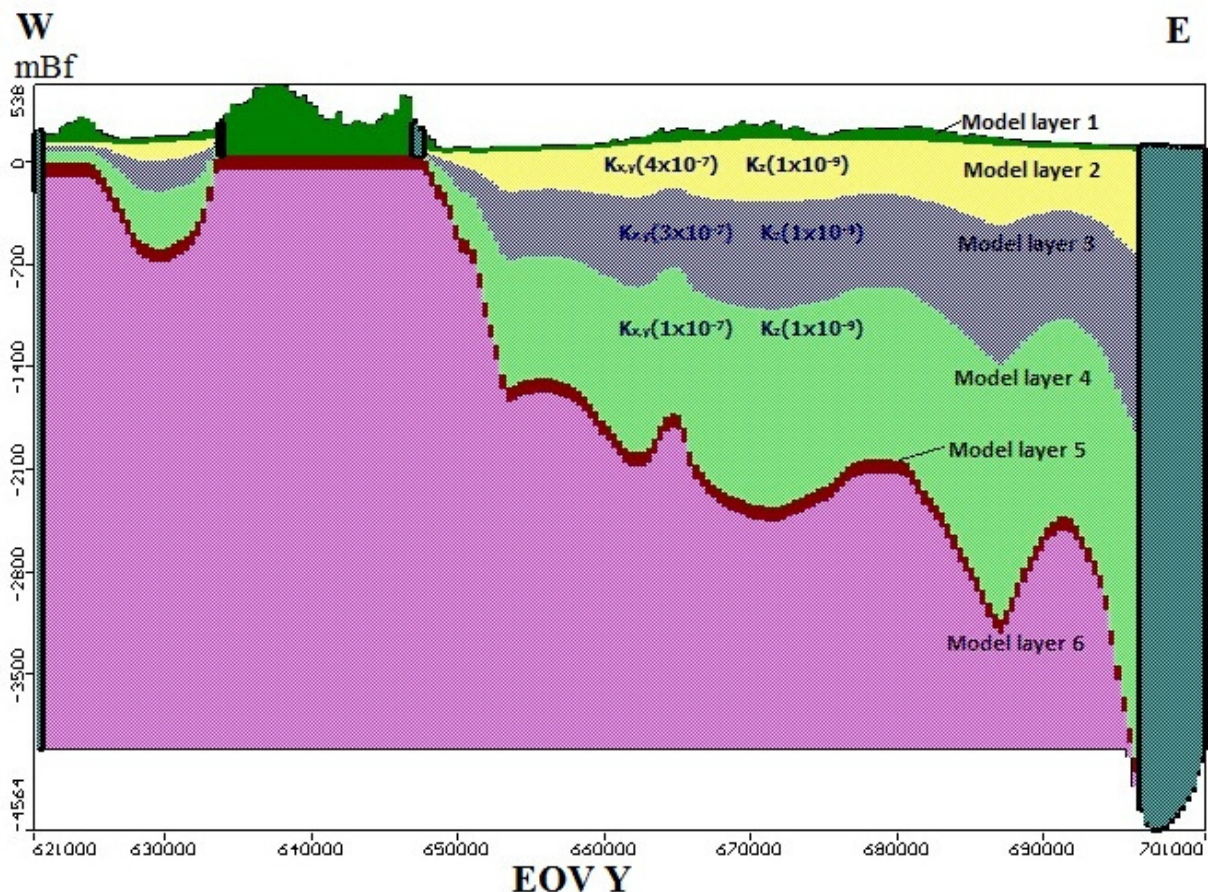
Negyedik üde karszt modell-réteg: $K_{x,y,z} = 1 \times 10^{-8}$ m/s

Továbbra is a szivárgási tényezők változtatásával és a „trial and error” módszer alkalmazásával finomítottam az eredményeket.

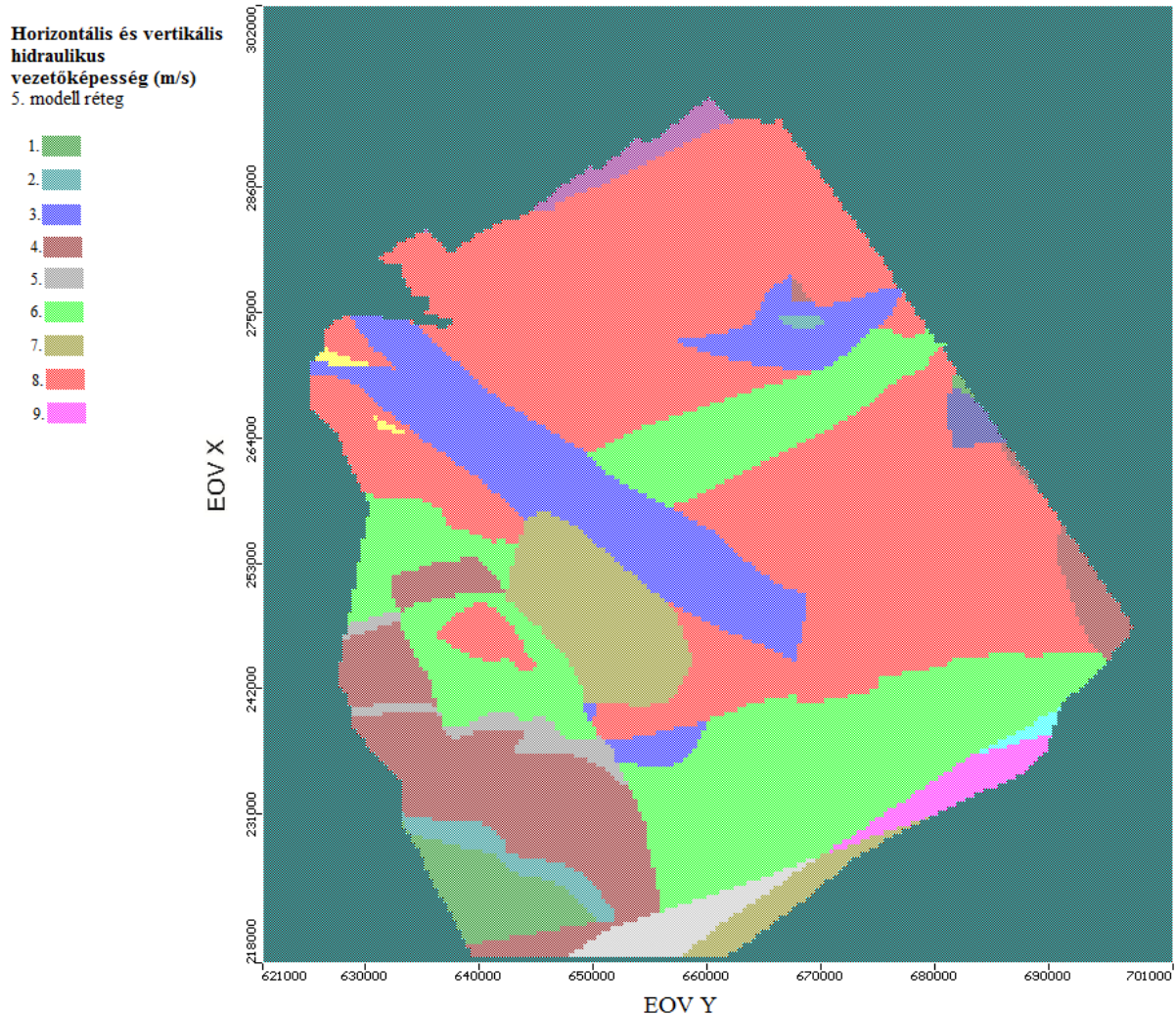
Mivel a földtani felépítés bonyolultabb annál, hogy az egyes rétegeket egységesen lehessen kezelni, ezért a második rossz vízvezető hidrosztratigráfiai modell réteget (paleogén-neogén komplex réteg) három különböző vezetőképességgel rendelkező egységre különítettem el. Így lehetett a lokális és az intermedier áramlási rendszer közötti vízmegosztást és ezen keresztül a potenciál-viszonyokat befolyásolni.

5.6 Hat-réteges modell

A megfelelő talajvíz potenciálszint térbeli alakítása érzékeny a vastag paleogén-neogén modell-réteg oldalirányú vízáteresztőképesség változására. Ezért ezt a vastag réteget három külön homogén anizotróp rétegre bontottam (17. ábra). A vízrekesztő réteg vízvezetőképessége (szivárgási tényezője) a horizontális irányban két nagyságrenddel nagyobb, mint a függőleges irányban ($K_{x,y} = 4 \times 10^{-7}$; $K_z = 1 \times 10^{-9}$).



17. ábra Hat-réteges modell, Ny–K-i szelvényben.



18. ábra A főkarszt modell-rétegben (az ötödik modell-réteg) elkülönített szivárgási zónák, mely a MÁFI által szerkesztett 1:100000 Pretercier földtani térkép alapján készült

1: Felső perm sekélytengeri karbonátos és evaporitos összlet – 2: Alsó triász sekélytengeri finom sziliciklasztos és karbonátos összlet Felső triász alsó jura platform fáciesű mészkő – 4: Ladin-karni platform fáciesű dolomit – 5: Karni medence fáciesű márga és mészkő – 6: Karni-nori platform fáciesű dolomit – 7: Felső triász alsó jura platform fáciesű mészkő és nori-rhaeti és legalsó jura medence fáciesű mészkő, dolomit – 8: Felső triász alsó jura platform fáciesű mészkő –9: középső jura olisztróma-melanzs

5. táblázat Főkarszt modell-rétegében elkülönített zónák szivárgási értékei.

Szivárgási zónák	$K_{x,y}$ m/s	K_z m/s
1	3×10^{-4}	1×10^{-6}
2	2×10^{-4}	1×10^{-6}
3	1×10^{-4}	1×10^{-6}
4	1×10^{-5}	1×10^{-6}
5	1×10^{-4}	1×10^{-6}
6	1×10^{-4}	1×10^{-6}
7	3×10^{-4}	4×10^{-6}
8	1×10^{-4}	1×10^{-6}
9	1×10^{-4}	1×10^{-6}

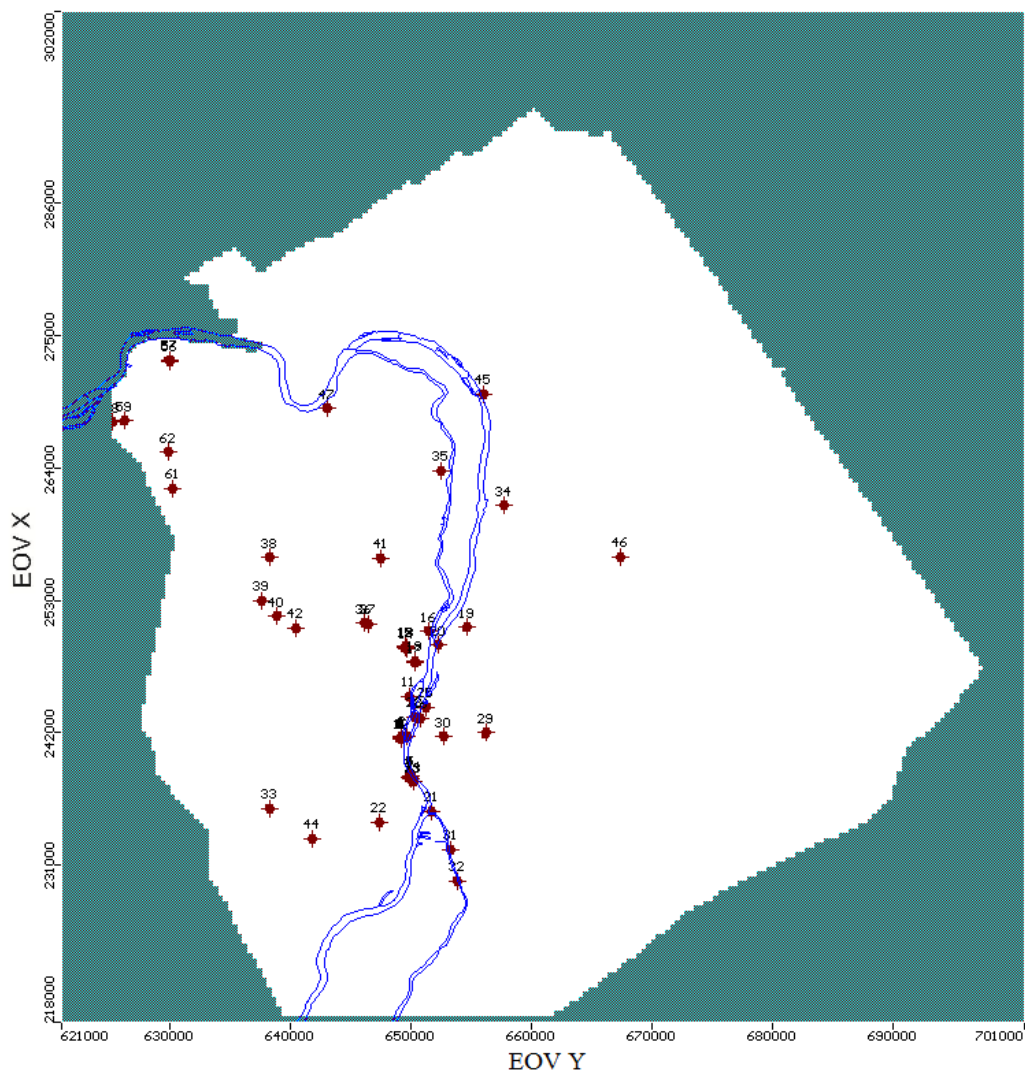
A rossz vízvezető paleogén és neogén hidrosztratigráfiai rétegek (2., 3., és 4. modell-réteg) a nyílt karszt területen csekély vastagságúak és azonos szivárgási értékkel definiáltam őket, mint a felső rétegen helyezkedő nyílt karszt részt.

A felső karszt modell-réteget vagy ötödik modell-réteget a MÁFI által szerkesztett 1:100 000 pretercier alaphegység térkép alapján, ami „shape” állományban állt a rendelkezésemre, külön vízvezető zónákra osztottam. Továbbá, a Budapest északi és középső zónájában elhelyezkedő kútcsoportok körül jobb vízvezető zónákat alakítottam ki (18. ábra, 7-es szín skála).

A vízvezetőképességek megváltozásával, illetve a „trial and error” módszer alkalmazásával (5 táblázat) sikerült a termelés nélküli állapotra azt az eredményt elérni, hogy négy pont kivételével az összes megfigyelési pont vízszintértéke a 95%-os konfidencia intervallumon belül helyezkedjen el.

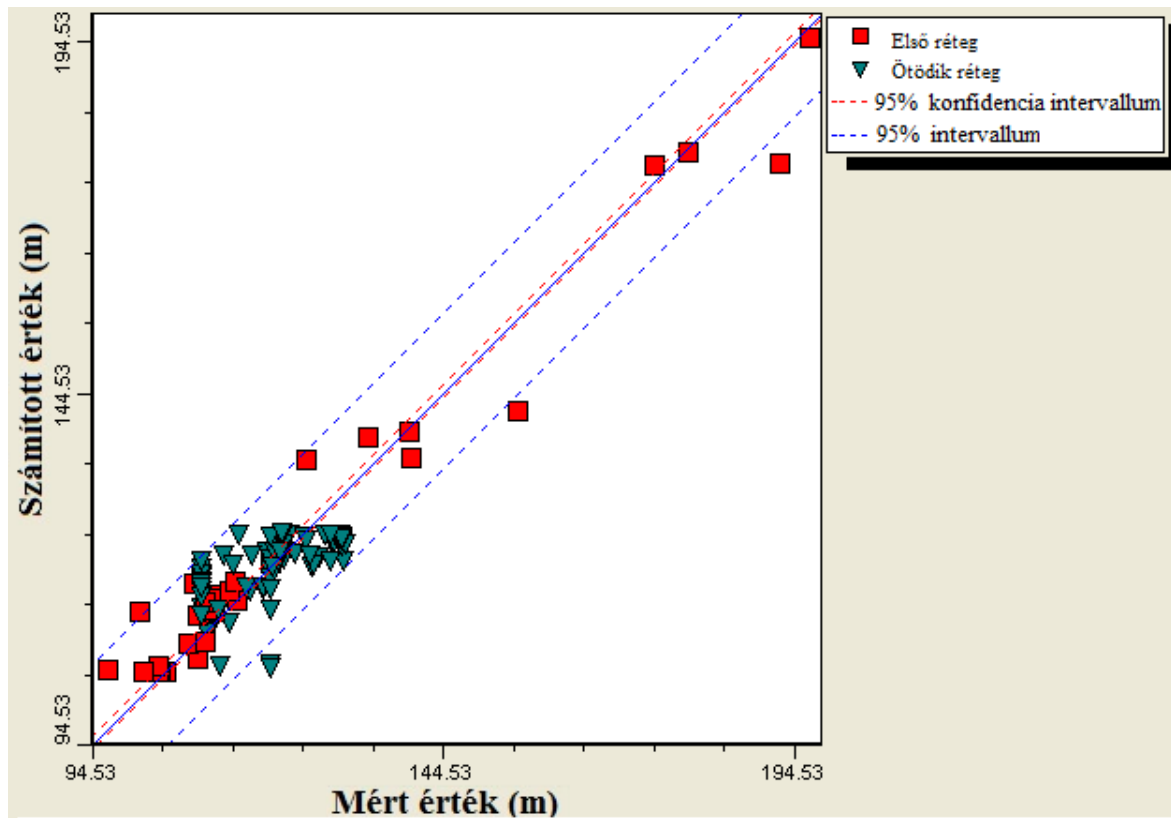
5.7 Végleges modell

Az eddig futatott termelés nélküli rendszert 57 darab termelő karsztkút adataival bővítettem ki (19. ábra és I., II. melléklet), így a termelés okozta karszvízszint csökkenést (drawdown) ellenőriztem.



19. ábra A modellezett terület felülnézete, 57 termelő karsztkúttal.

A végleges beszivárgási („Recharge”) adatok változtatásával, „finom hangolásával” próbáltam elérni, hogy az ötödik modell-rétegen a vízháztartási eredmények közeli értékeket mutassanak az irodalomból (Gözl B. 1982) ismert természetes állapotra közölt, az összes Budapest és környéki 15 °C-nál melegebb forrásainak hozamához szükséges 67000 m³/nap értékhez.



20. ábra Mért és számított potenciál értékek a hat-réteges modell esetén
 $N = 81$; $RMS = 5.6$ m; $nRMS = 5,58$ %; $r = 0,93$

A véglegesen alkalmazott beszivárgási adatokat a korjelző $\delta^{18}O$ érték, és a ^{14}C -tartalom transzport modellezésével ellenőriztem.

A számított és mért potenciálszintek (20. ábra) a 0,933 korrelációs együttható értékkel azt mutatják, hogy négy pont kivételével (két talajvízszint és két karsztvízszint megfigyelő kút), amelyek esetén a számított vízszintérték alacsonyabbak a mértnél, az összes megfigyelési pont vízszintértéke a 95%-os intervallumon belül van. A 95 %-os intervallum (95% interval) jelenti annak a zónának a szélességét, amelybe a mért értékek 95 %-a bele esik. Az eltérő kutak esetén az eltérés oka részben lehet a helyi domborzatváltozás mértéke és a modell-cellamérete (400×400) közötti jelentős különbség, illetve nem zárható ki a hibás adatrögzítés okozta eltérés sem.

A normalizált hiba ($nRMS = 5,576$) 7-nál kisebb értéket mutat, ami nagyon jó eredménynek tekinthető.

5.8 A vízháztartási vizsgálatok (ZONEBUDGET)

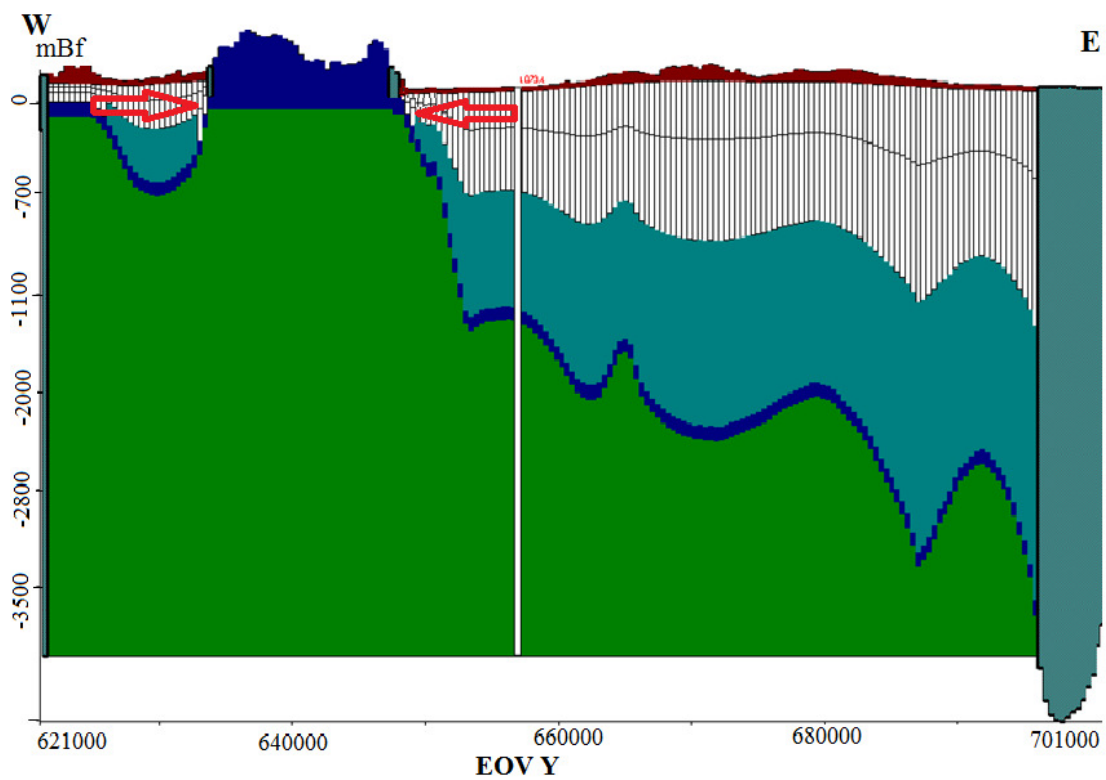
A vízháztartási, „zonebudget” számításokhoz első lépésben 4 zónát különítettem el, amelyek a felszíni talajvíztartó, az üde karszt, a főkarszt, és a rossz vízvezető paleogén-neogén komplex.

Hogy érthetőbbé váljon a karszt utánpótlódása a rossz vízvezető réteg felől, a paleogén-neogén komplexet kettéosztottam a nyíltkarszt területe körül megrajzolt, az alaphegység felszínétől számított kb. 500 méteres mélységű izovonal alapján (lásd 21. ábra) és az így képződött két réteget felső, illetve alsó zónának neveztem el.

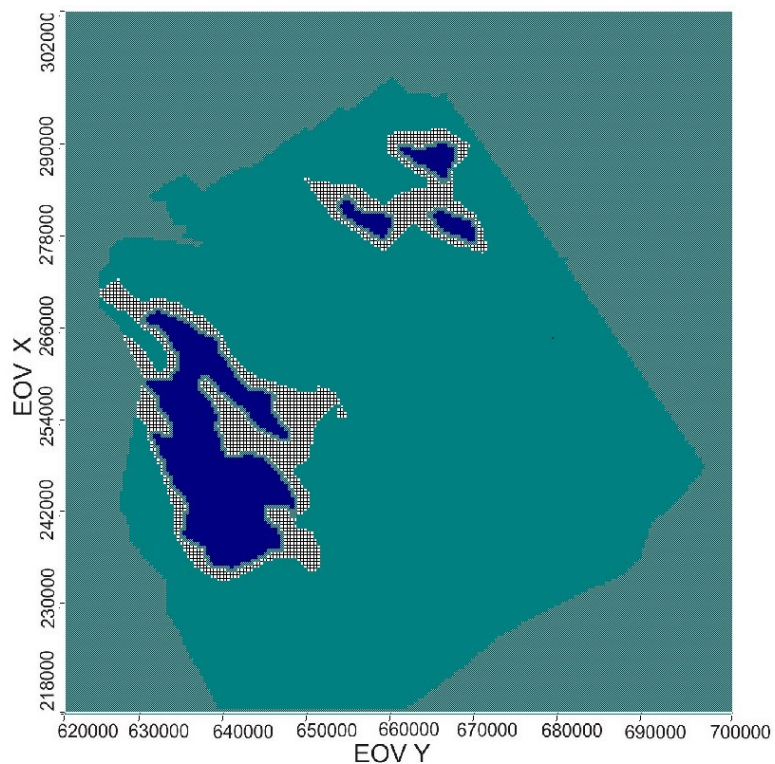
Az első modell-réteget elérő beszivárgás $267414 \text{ m}^3/\text{nap}$. A beszivárgó víz jelentős része (75%-a) a felső modell-rétegen a lokális rendszeren keresztül (ami drénként lett definiálva) távozik a rendszerből. A beszivárgó víz kisebb hányada, 19 %-a azaz $51967 \text{ m}^3/\text{nap}$ táplálja a modellezés szempontjából fontos felső karszt-réteget a nyílt karszt területeken. A különböző áramlási rendszerek felől is kap utánpótlást a fő karszt modell-réteg. A csekély és mély intermedier áramlási rendszerből, a paleogén-neogén komplex modell-réteg felső zónájából $6552,9 \text{ m}^3/\text{nap}$, annak alsó zónájából $7779,2 \text{ m}^3/\text{nap}$, összesen $14332,1 \text{ m}^3/\text{nap}$ (a beszivárgott víz 5 %-a); míg a legalsó modell-réteg felől, vagyis a regionális áramlási rendszerből csak $223,66 \text{ m}^3/\text{nap}$ víz adódik a karszt-modell réteghez. Tehát, az ötödik modell-réteg összes bejövő vízének mennyisége $51967 \text{ m}^3/\text{nap} + 14332,1 \text{ m}^3/\text{nap} + 223,66 \text{ m}^3/\text{nap}$ azaz $66523 \text{ m}^3/\text{nap}$ (a beszivárgott víz 25 %-a). Ez az érték közel van mind a Gözl által megadott $15 \text{ }^\circ\text{C}$ -nál melegebb vizet adó kutak és források összhozamához, ami $67000 \text{ m}^3/\text{nap}$, mind a Sárváry I. 1995-ben publikált beszivárgási értékekhez ($60170 \text{ m}^3/\text{nap}$), amelyet a Maucha-féle módszer szerint számolt 139 km^2 beszivárgási területre. Ez a terület kisebb, mint az e munkában modellezett terület.

A modellezés során egyértelművé vált, hogy paleogén-neogén komplex rétegre beszivárgott víz 42%-a ($6552,9 \text{ m}^3/\text{nap}$) a felső zóna peremén keresztül áramlik a karsztrendszer felé és 58%-a ($7779,2 \text{ m}^3/\text{nap}$) a második modell réteg mélyebb zónája felé, annak ellenére, hogy az utóbbival az érintkezési felület sokkal jelentősebb. Ily módon a modellben szimulálni tudtam azt az ismert tényt, hogy fedő rétegbe jutó szennyeződés, elérve a második modell réteget a felső zóna peremén rövid idő alatt bekerül a karsztvíz áramlási rendszerbe., mint a második modell réteg mélyebb zónájába (Poyanmehr Z. 2013).

Természetesen a vízháztartási adatok olyan tájékoztató adatok, amelyekből csak a keveredés lehetőségét és a hozamok összességét lehet becsülni.



a)



b)

21. ábra A ZONBUDGET számításához elkülönített zónák; a- Ny-K-i szelvényben; b-Felülnézet; a és b; A kék szín: főkarszt és nyílt karszt; rácsozott terület: az alaphegység -500 méter izovonal körülgi zóna; mattzöld: az alaphegység kb. -500 métertől karszt felületig; élénk szöld: üdekarszt zóna, bordó: talajvíztartó zóna; A piros nyilak a főkarsztot tápláló felületet jelöli a paleogén-neogén réteg felső zónájából;

Transzport modellezés a $\delta^{18}\text{O}$ és ^{14}C kalibrálás alapján

Deák J. 1978 által végzett izotópos vizsgálatok szerint a mélybe szivárgó víz 20 – 25 ezer évig áramlik a karsztrendszerben. Ezt figyelembe véve a szimulációt 25000 évre futtattam először, ahol a 0. nap a 25 000 évvel ezelőttinek felel meg.

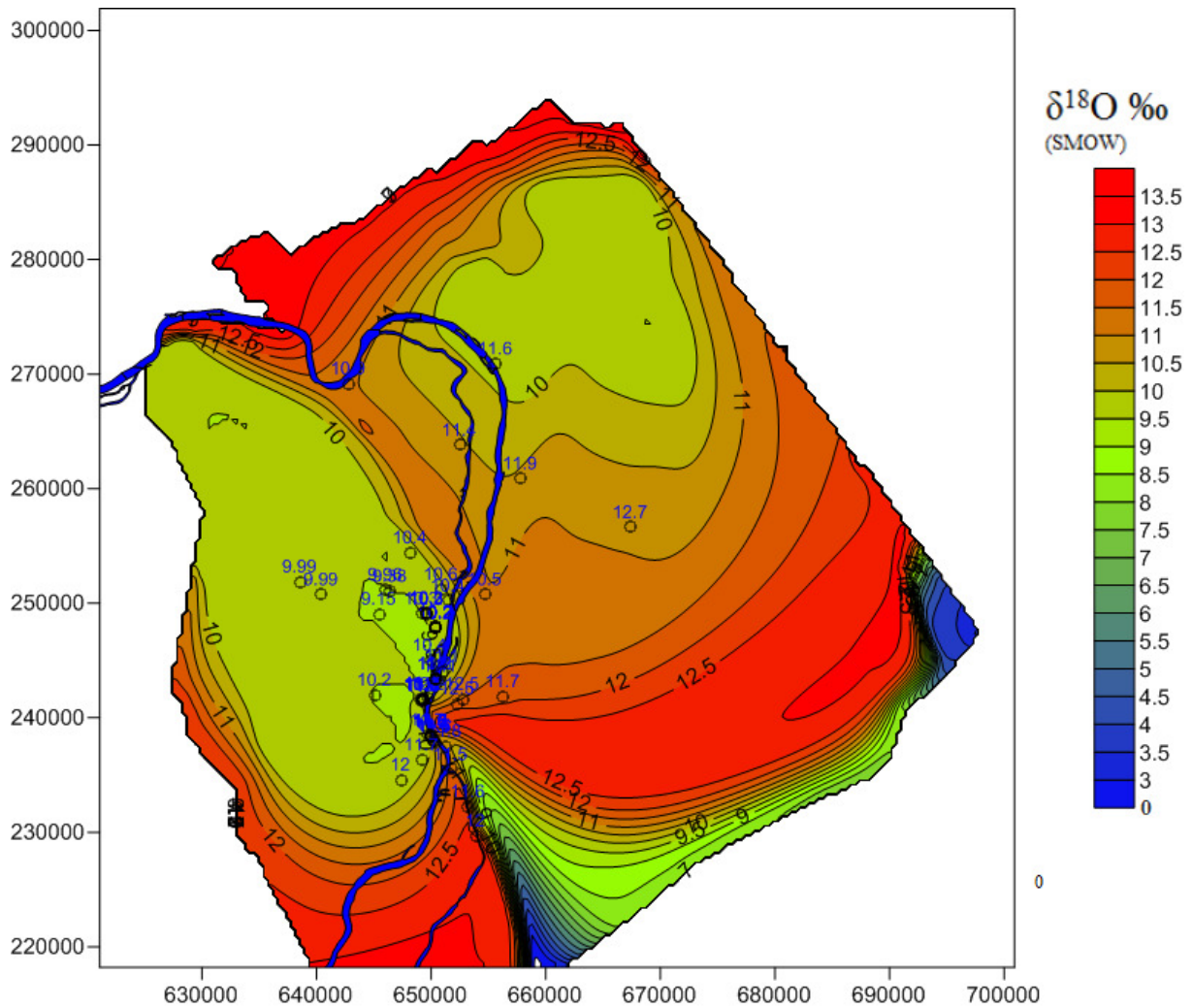
Kiindulási értéknek $\delta^{18}\text{O} = -13,5 \text{‰}$ -t tekintettem. Mivel a modellezett területen 25 000 év alatt a beszivárgó víz minősége és mennyisége jelentősen megváltozott, ezért a kalibrálás hitelesítéséhez, nem egy átlagos értéket, hanem egy melegebb és egy hidegebb időszaknak megfelelő $\delta^{18}\text{O}$ értéket vettem figyelembe.

Egyelőre nem áll rendelkezünkre elég adat, hogy a terület jégkorszaki pontos klímaváltozás csúcsait rekonstruálhassuk. Én a munkám során, Szócs T. (2005) munkájához hasonlóan, a Horváth I. által számított $\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ értékeket alkalmaztam a 25 000 évre, mely a grönlandi GISP2 (1999) fúrás jégmintáin mért $\delta^{18}\text{O}$ adatok alapján készült (**Error! Reference source not found.**, 6. táblázat).

6. táblázat, A magyarországi csapadék becsült $\delta^{18}\text{O}$ értékei.(Szócs T. 2005 után).

Év	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$
0 – 10000	-9,5
10000 – 11600	-10,67
11600 - 12900	-13,1
12900 - 13900	-11,76
13900 - 14700	-10,91
14700 - 17300	-12,73
17300 - 18700	-12,58
18700 - 22800	-13,32
22800 - 23500	-14,36
23500 - 25000	-13,81

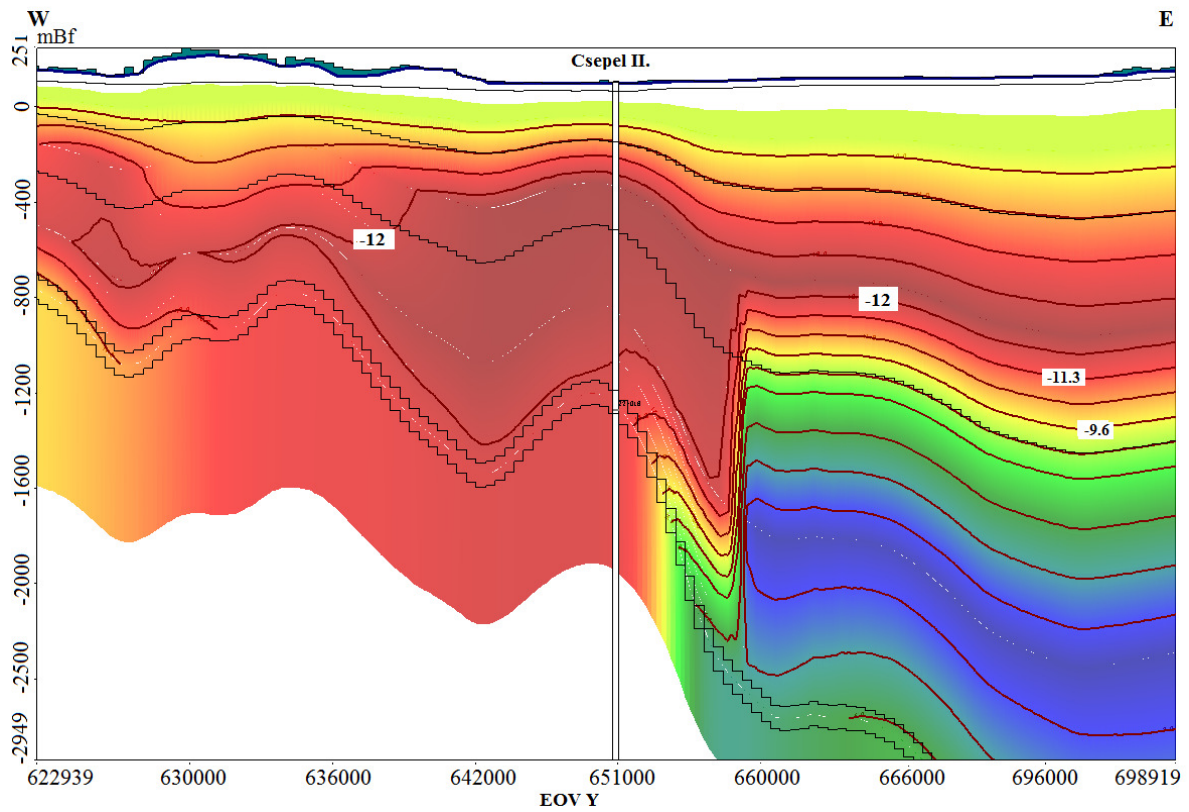
Ezeket az adatokat alkalmazva, valamint a fő karsztrétegnek ill. a jobb vízáteresztő képességű rétegnek a 0,03 effektív porozitás értéket adva a transzport modellezés jól reprodukálta a Budapest déli csoport és a mély karsztos vízminták $\delta^{18}\text{O}$ értékeit (22. ábra).



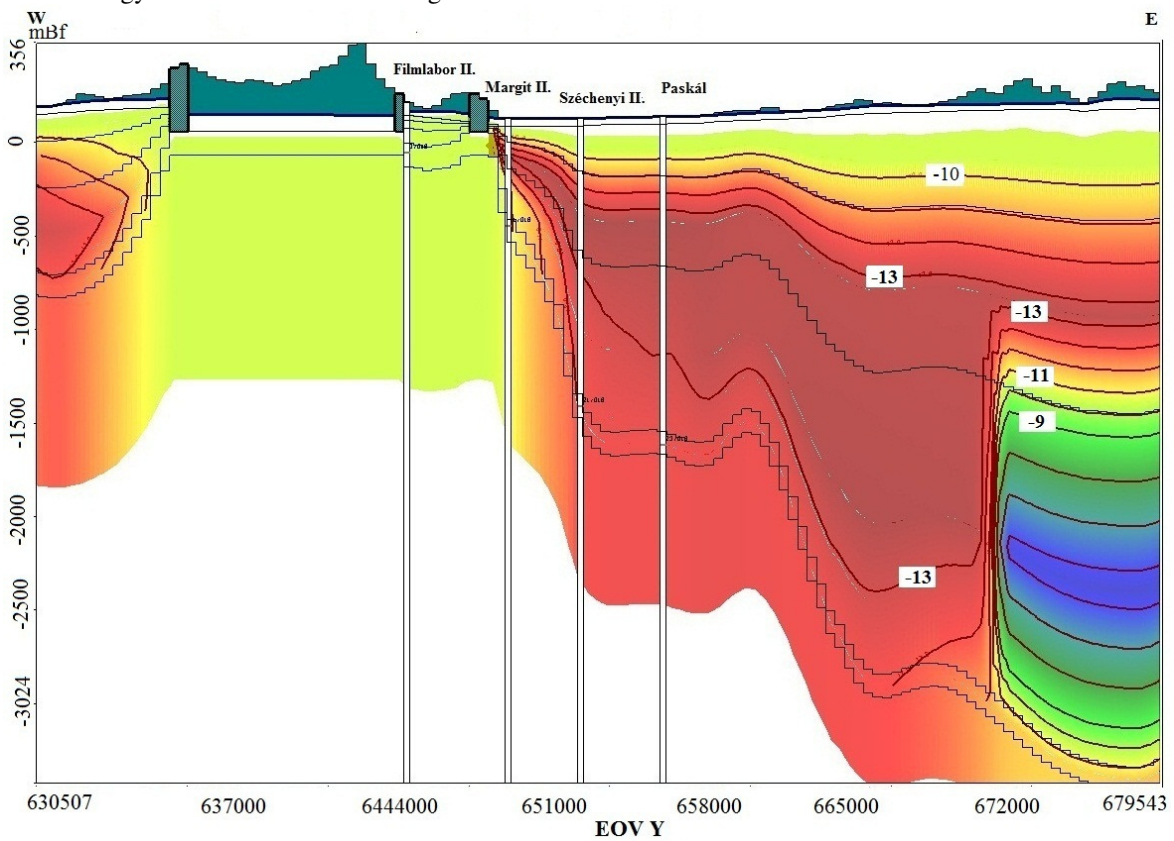
22. ábra A $\delta^{18}\text{O}$ transzportmodellezési eredménye. kék számok a kutakban ténylegesen mért $\delta^{18}\text{O}$ ‰ értékek.

A **Error! Reference source not found.**ban szerepelnek a transzport eredményei pár jellemző kútról. A Budapest déli csoporthoz tartozó Csepel II., Pesterzsébet, VITUKI és Gellért GT III kutak, a mély karszt rendszerhez tartozó a Paskál és Széchenyi II. kutak és a langyos Pütkösd kút esetén a mért és számított értékek jól korrerálnak egymáshoz. Elfogadhatóak a számított értékek a déli rendszerhez tartozó Gellért GT II. kút, Gellért GT III., Rudas, Juventus és a Közraktár kutak, a langyos Lukács Római, Római és a Filmlabor 2. kutak esetén.

A transzport eredmény alátámasztja, hogy a budapesti mély karsztból (24. ábra) és déli csoport kútjaiból származó víz (23. ábra), nagyon hideg időszakban ($\delta^{18}\text{O} = -12,46$, $\delta^{18}\text{O} = -12,01$ ‰) szivárgott a felszín alá. Az áramlás során az idős vizek a források felé haladva keverednek fiatalabb vizekkel, például a Gellért források felé a víz látszólag fiatalodik ($\delta^{18}\text{O} = -11,66$ ‰).



23. ábra $\delta^{18}\text{O}$ izovonalak, egy K–Ny-i metszetben, Csepel II: kútnál. A kék színtől a piros színű skála irányába idősödik a víz. Kékszin a 2500 m alatti üledékek $\delta^{18}\text{O}$ értékét képviseli, mely azonos a tengervíz $\delta^{18}\text{O}$ értékkel vagyis nullának határoztam meg.



24. ábra Szimulált $\delta^{18}\text{O}$ izovonalak, egy K–Ny-i metszetben, Budapest középső kútcsoport tagjai között.

7. táblázat Pár jellemző kútban mért és számított $\delta^{18}\text{O}$ értékei.

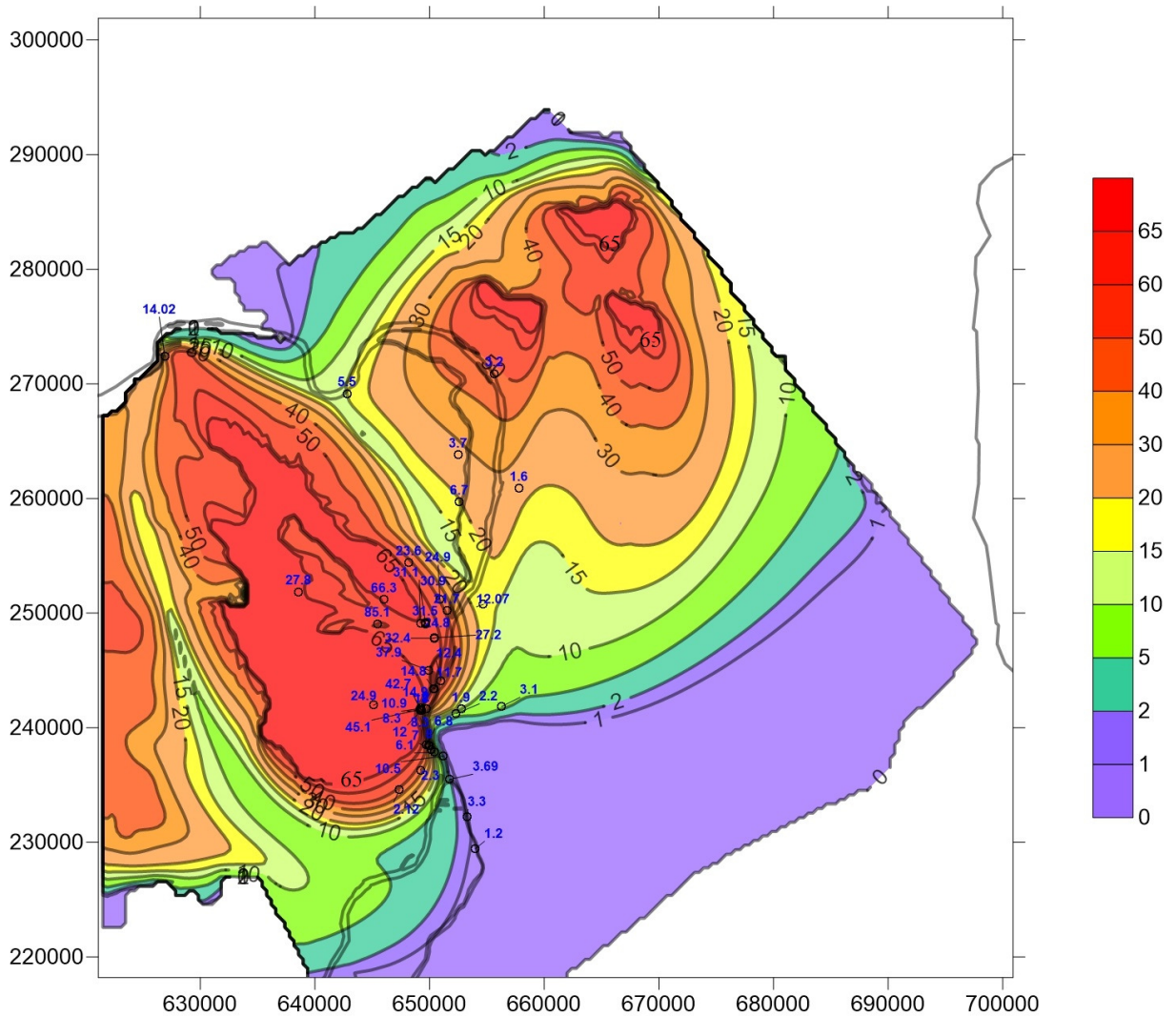
Kút	mért $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	számított $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$
Filmlabor 2.	-10,18	-9,5
Lukács Római kút	-10,3	-10,17
Gellért GT II. kút	-11,38	-10,95
Gellért GT III. kút	-11,53	-10,59
Csepel II. kút	-12,01	-12,07
Közraktár kút	-11,8	-10,9
VITUKI kút	-11,53	-11,85
Margitsziget II.	-12,20	-11,02
Pesterzsébet kút	-11,6	-11,9
Paskál kút	-11,75	-11,86
Széchenyi I. Kút	-12,5	-11,70
Pütkösöd	-10,36	-10,11
Rudas Juventusz	-11,65	-10,34
Római I. forrás.	-10,16	-9,52

A modell nagysága miatt és modell-cella méretek (400 m × 400m) alapján várható volt, hogy a modell közepén elhelyezkedő kutak jobb korrelációjához további finomításra és kisebb cella méretekre lesz szükség.

A transzportmodell futtatásnál az „upstream véges differenciál (UFD)” számítási módszert, illetve az effektív porozitás opciót választottam, mert a program rövid idő alatt lefut, így a modell nagysága ellenére módomban állt a transzport paraméterek megváltoztatásának hatását rövid időn belül ellenőrizni. Az UFD módszer másik előnye, hogy kicsi a tömegegyensúly számítás hibája, mivel a módszer a tömeg megmaradás (mass conservation) elvén alapult.

A transzportmodellezést a korjelző ^{14}C izotóppal is elvégeztem, hogy megerősítsem a $\delta^{18}\text{O}$ transzport modell eredményeit.

A beszivárgó vizek ^{14}C -tartalmának egységesen 60[%]_{modern} aktivitást választottam. Mivel a szabad tükrű karsztvizekre egy kicsit magasabb (75%) aktivitást alkalmaznak, míg a vízrekesztő réteg esetén ennél alacsonyabbat, így én az egész rendszerre a 60%-t vettem. A ^{14}C kezdeti eloszlását 0% -nak határoztam meg.



25. ábra A ^{14}C pmc aktivitás transzportmodellezési eredménye; kék számok a kutakban ténylegesen mért ^{14}C aktivitások.

A modellt 75 000 évre futtattam, de körülbelül 30 000 évnél elértem a kvázi stacionárius állapotot. Ez idő alatt már stabilizálódott a ^{14}C számított eloszlása. A ^{14}C adatok megerősítik a $\delta^{18}\text{O}$ -cal elért eredményeket, vagyis a feláramlás kelet felől, a Paskál kúttól a Margitsziget II kút térsége felé, ill. dél felől a Csepel II kúttól a Gellért kútcsoport felé történik.

Jelentősebben eltérő érték csak a Dunakanyar kútjainál (Visegrád, Vác, Leányfalu, Szentendre és Göd) tapasztalható. Itt a mért értékek alacsonyabbak a számítottnál, aminek egyik feltételezhető oka, hogy mért HCO_3^- értékek magasabbak a terület többi részén mértéknél. A magasabb HCO_3^- , és az alacsonyabb ^{14}C magyarázatához feltételezhető, hogy a mélységből feláramló CO_2 , ^{14}C -mentes CaCO_3 -ot oldott be.

5.9 Összefoglalás

A tanulmányozott területre, természetes állapotot jól reprezentáló permanens állapotra 3 dimenziós numerikus modellt készítettem. A modell eredményei:

- A két külön víztartó réteg (főkarszt és talajvíztartó-réteg) definiálásával elkülönítettem a mély áramlású karsztvíz rendszert a sekély vízáramlási (talajvíz) rendszertől.

- A főkarsztrétegben a modell által számított potenciál eloszlás alapján kirajzolódott a főbb áramlási pályák.

- Kiszámítottam a terület vízmérlegét, amely alapján az összes beszivárgott víz 25%-a a kutak és források összhozamaként, 75%-a pedig a lokális áramlási rendszeren keresztül drénként újra felszínre kerül.

- A vízmérleg számításánál a paleogén-neogén komplex modell-réteget függőlegesen két felső és alsó zónára különítettem el, amely alapján sikerült számszerűsíteni, hogy a paleogén-neogén komplex rétegre beszivárgott víz 42%-a a felső zóna peremén keresztül áramlik a karsztrendszer felé és 58%-a a második modell réteg mélyebb zónája felé, annak ellenére, hogy az utóbbival az érintkezési felület sokkal jelentősebb.

- A transzport folyamatok modellezésével és a $\delta^{18}\text{O}$ és ^{14}C indikátorok segítségével kalibráltam az áramlási modellt. Így sikerült bemutatni, hogy a budapesti mélykarszt-kutakból, mint Széchenyi kút I., II. és a déli részén fekvő kutakból származó víz nagyon hideg időszakban, az utolsó eljegesedés során szivárgott be.

- A ^{14}C transzport folyamatok modellezésével a termálvizek felszín alatti tartózkodási ideje 30 000 évnél bizonyult.

6 Vízeokémiai értékelés

A terület karsztvizeinek geokémiai értékével és a karsztvizek térbeli eloszlása segítségével célt volt az áramlási pályák pontosítása.

A Budapest területén a 60-as évek óta foglalkoznak a karsztvizek vízeokémiai értékelésével (lásd: Szalontai G. In Alföldi et.al.(1968). 2000, 2001 során (Poyanmehr Z. 2000; Kovács J., Poyanmehr Z. 2001) a budapesti karsztvizek kémiai összetételét tanulmányoztam, és vízkémiai paraméterek alapján matematikai módszerekkel csoportosítottam ezeket a karsztvizeket és a csoportok hasonlóságairól és az eltérésekről részletesen írtam.

Jelen fejezetben, a modell futtatása során meghatározott áramlási pályák pontosítására 80 darab forrás és termelő-, illetve megfigyelő karsztkút elemzési sorát választottam ki. Ahol a hőmérsékleti adatok mellett a vízben oldott főbb kationok (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) és anionok (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) meghatározására is történtek mérések. Minden mérési pontot egy adatsorral reprezentáltam a modellezés során, az alkalmazott adatok és módszerek (3. fejezetben) leírtak alapján.

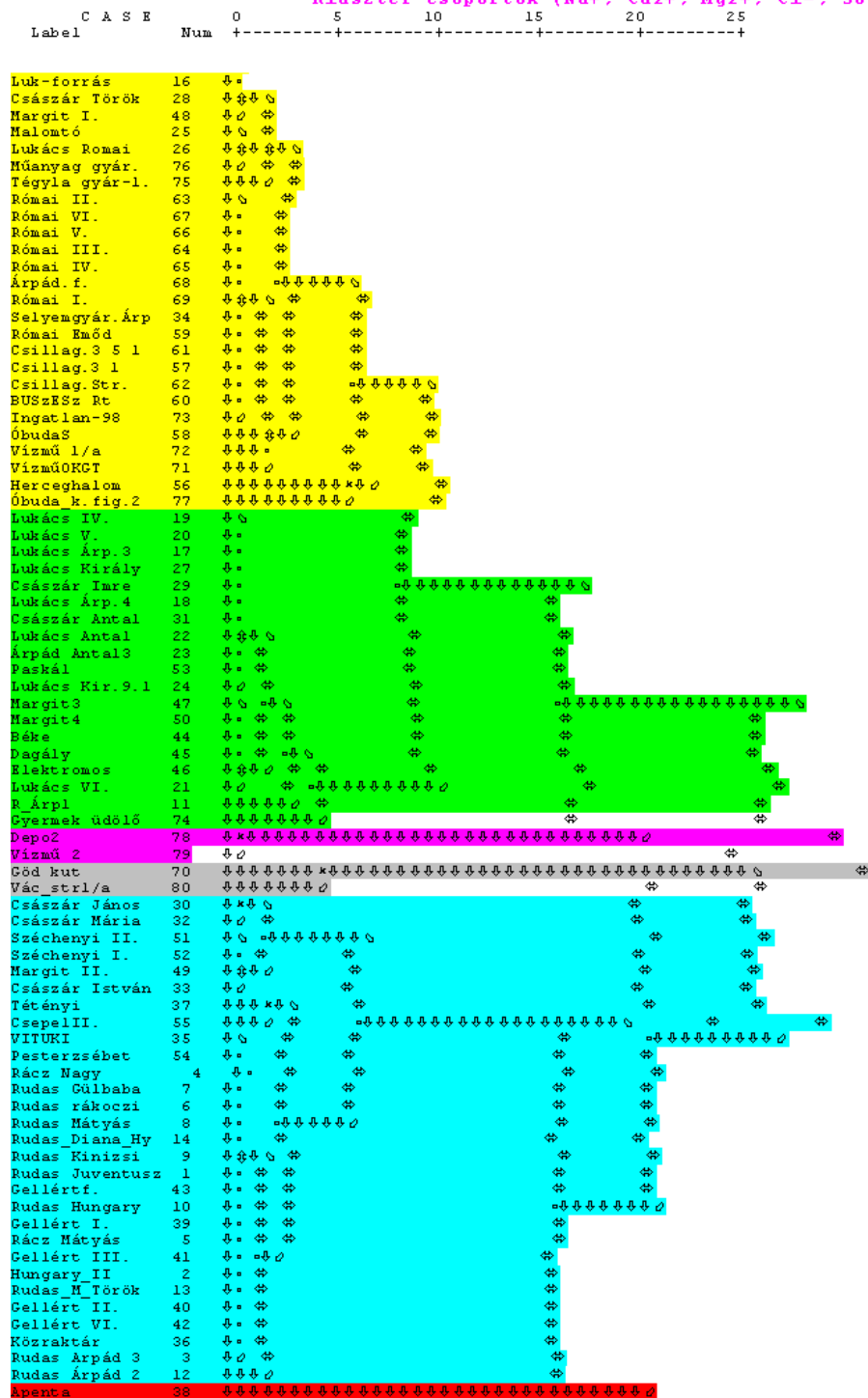
A sztenderdizált medián adatok csoportosítását, ill. klaszter analízist az SPSS számítógépes program és a szimulált ábrákat a Grapher 6 számítógépes program segítségével végeztem el. A klaszterezés módszerei közül az úgynevezett hierarchikus osztályozást és a hierarchikus csoportosító módszerek közül a csoportátlag módszert alkalmaztam, amely a két klaszter távolsága a klaszterekben előforduló elemek páronkénti távolságának az átlagértékén alapszik.

A 26. ábra és a 27. ábra mutatja be a mintavételi pontok klaszteranalízissel készült csoportosítását. A klaszter analízist a 80 darab karsztkútra és forrásra a 6 főkomponens, Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , alapján (26. ábra), illetve a hőmérséklet adatokat is hozzávéve (27. ábra) végeztem el.

A kutak, források kémiai adatait a VI. Melléklet, a földrajzi elhelyezkedését a 28. ábra 28. ábra szemlélteti. A klaszteranalízis eredményeit bemutató ábrák alapján, a mintavételi pontok három fő (színek alapján sárga, zöld, kék) és három kis (sötét rózsaszín, szürke, piros) különálló csoportba sorolhatók.

A sárga szín az északi langyos, sekély áramlási rendszert, amely az intermedier áramlási rendszernek felel meg, a kézzel a Budapest melegebb, magas szulfát tartalmú rendszert, ami a regionális áramlási rendszernek felel meg, a zölddel a keveredési zónát, ahol idős, melegebb

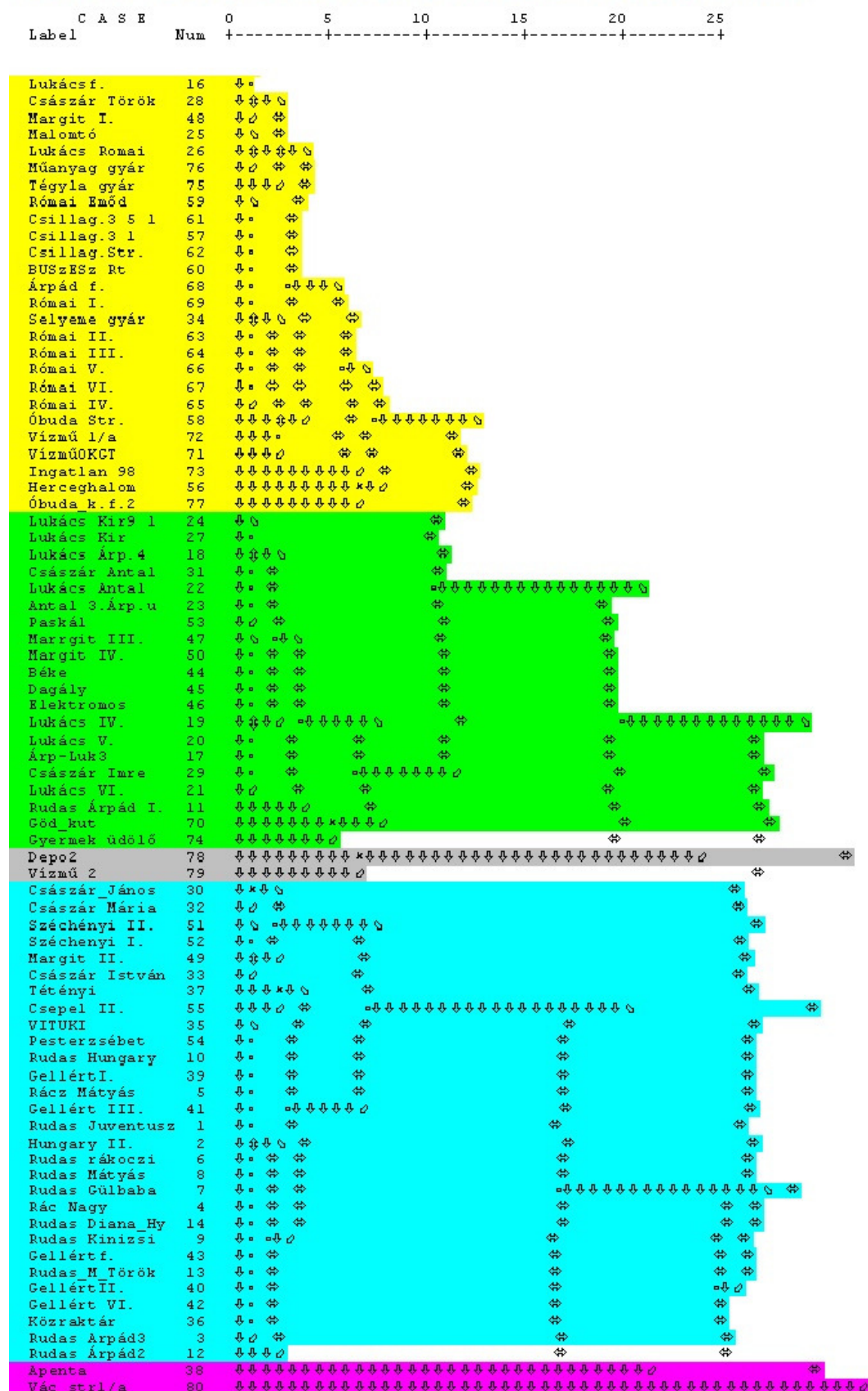
H I E R A R C H I C A L C L U S T E R A N A L Y S I S
Dendrogram using Average Linkage (Between Groups)
Klaszter csoportok (Na⁺; Ca²⁺; Mg²⁺; Cl⁻; SO₄²⁻; HCO₃⁻ mgé/l)



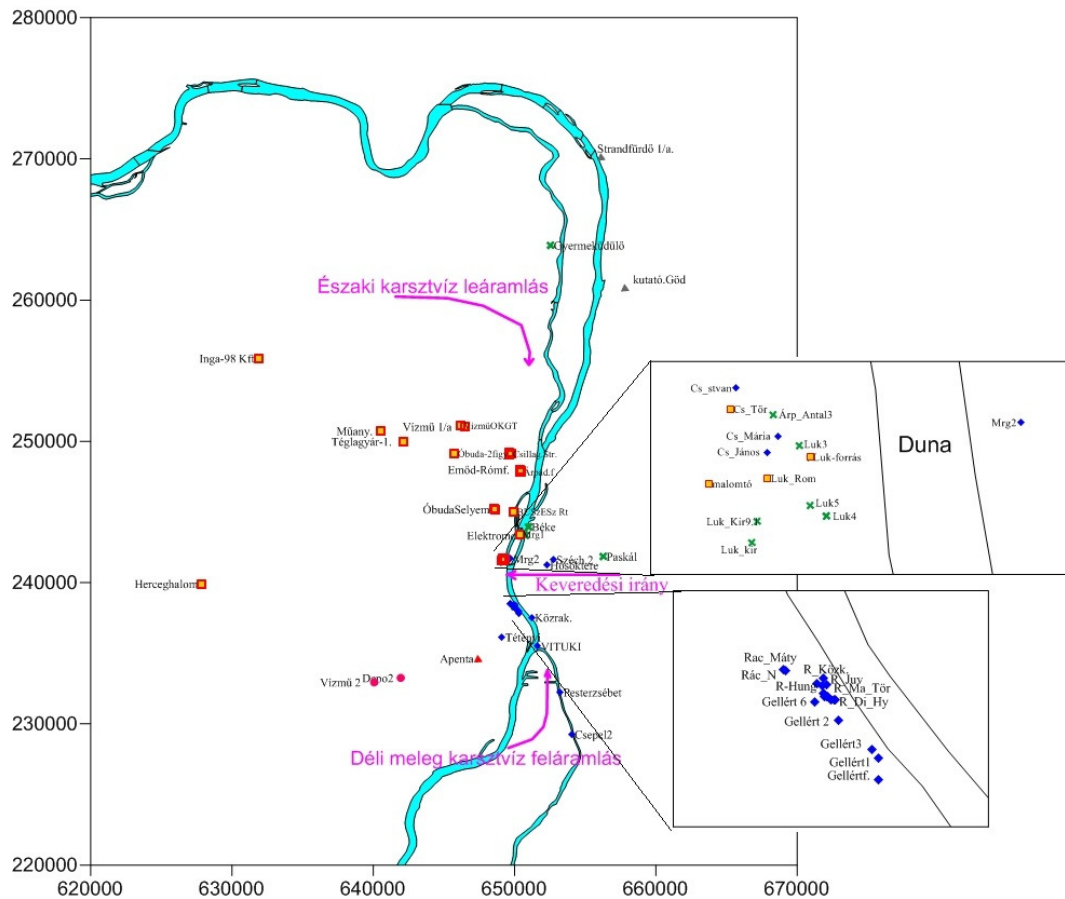
26. ábra Klaszter ábra (Na⁺; Ca²⁺; Mg²⁺; Cl⁻; SO₄²⁻; HCO₃⁻ mgé/l alapján)

H I E R A R C H I C A L C L U S T E R A N A L Y S I S
Dendrogram using Average Linkage (Between Groups)

csoportok (Na⁺; Ca²⁺; Mg²⁺; Cl⁻; SO₄²⁻; HCO₃⁻ mgeé/l; Hőmérséklet)



27. ábra Klaszter ábra (Na⁺; Ca²⁺; Mg²⁺; Cl⁻; SO₄²⁻; HCO₃⁻ mgeé/l; Hőmérséklet alapján)

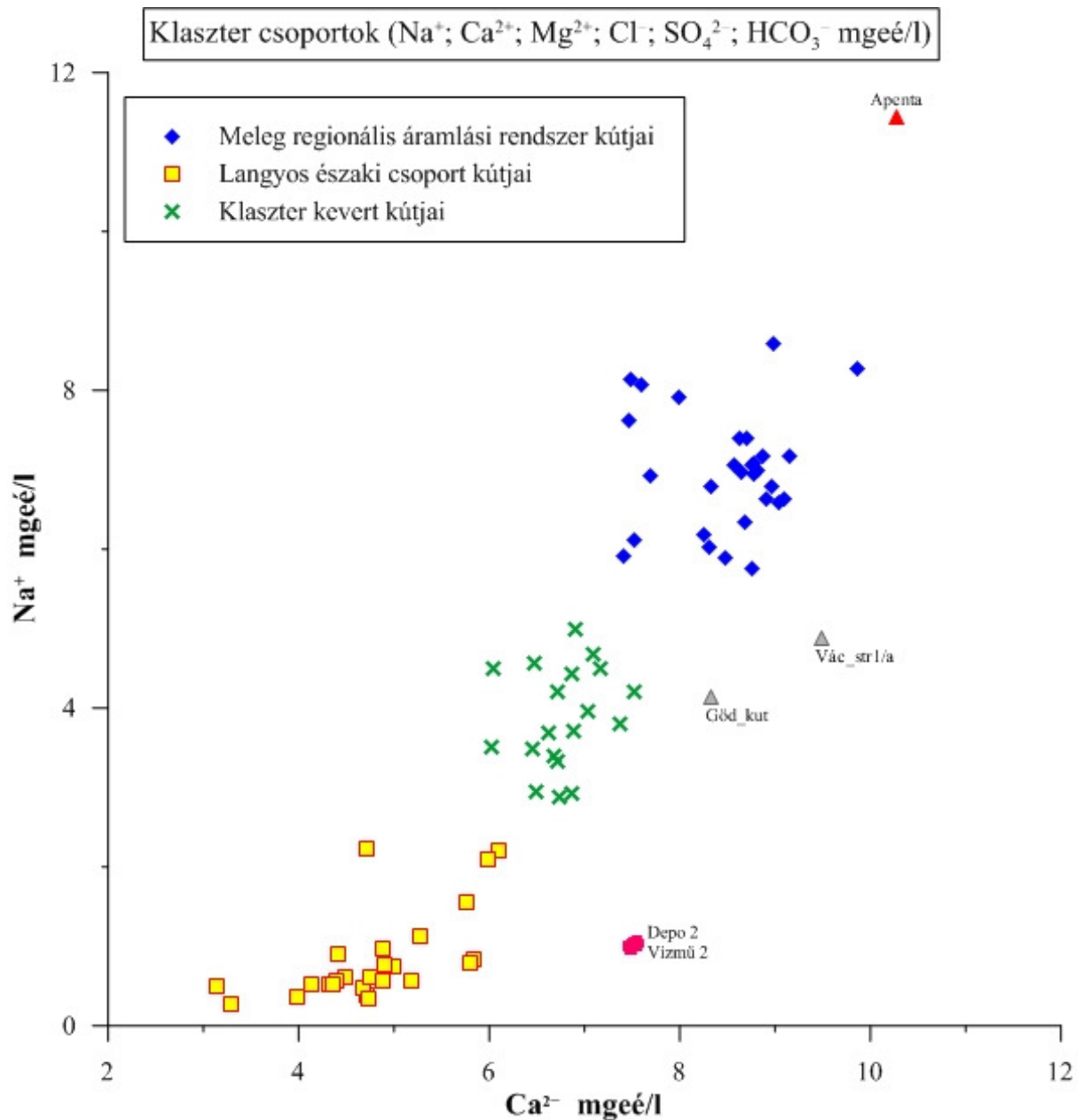


28. ábra A klaszter csoportok elkészítéséhez felhasznált kutak földrajzi elhelyezkedése

és mélyből származó vizek a fiatalabb vizekkel keverednek, jelöltem. A fő kék csoport két alcsoportból áll -a Budapest déli kútjaiból és pár kút a Budapest középső zónából (Császár János, Császár Mária, Császár István és Margit II., Széchényi I., II. kút)-, mely a vízkémiai összetételük hasonlóságai ellenére később a 32, 33 ábrán teljesen külön válnak, mivel két külön áramlási pályán helyezkednek áll.

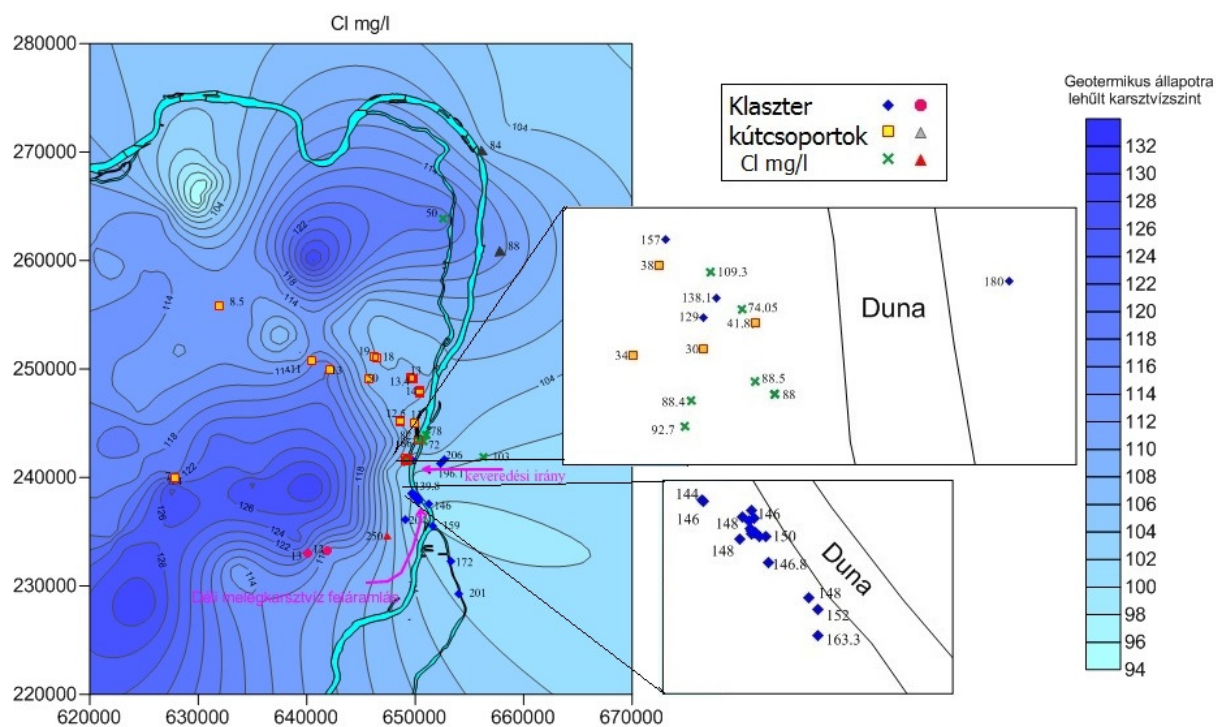
A sötét piros és a lila színekkel a teljesen különálló csoportokat jelöltem. Ezek a külön álló kutak nagyon távoli rokonságot mutatnak a többi csoporttal, ami a legfontosabb karsztra jellemző paraméterek egyenértékének változásaival is bemutatható, lásd a 29, 31,32 ábrákat.

A kutak és források kémiai paramétereinek felhasználásával készült klasztercsoportok hozzávetőleg megfeleltethetők a modell által már meghatározott áramlási pályáknak.



29. ábra A karsztvíz Na^+ és a Ca^{2+} tartalmának kapcsolata

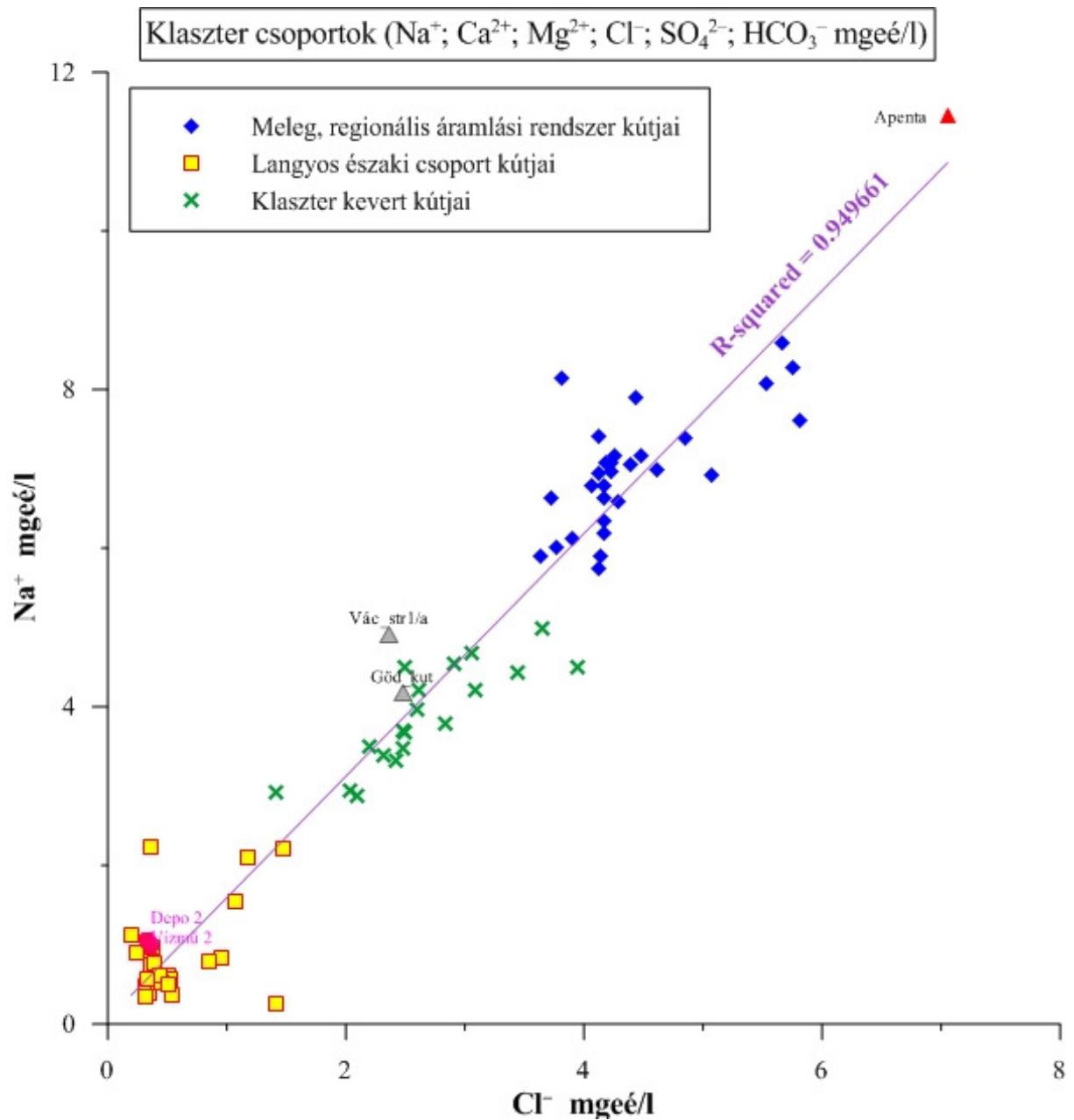
A csoportok helyes kijelölését további megfigyelések és ábrák segítségével igazoltam. A **Error! Reference source not found.** a nátrium eloszlását mutatja a kalcium függvényében. Az ábrán megjelenített objektumok színei az első klaszter analízis színei alapján készültek. A sárga kockák a kis nátrium-tartalmú, de egyre növekvő Ca-tartalmú vizek, azaz a langyos, sekély áramlású karszt vizek, a kék rombuszok a nagy Na- és Ca-tartalmú, meleg és mélyből származó vizek, a zöld keresztek a kevert vizeket reprezentálják. Egyértelmű ezen csoportok elkülönülése a grafikonon.



30. ábra A klaszterezéshez használt kutak a klorid tartalmuk alapján. Az izovonalak a geotermikus állapotra lehűlt karsztvízszintek, mely az áramlási irányt a beszivárgási területekről a medence alja felé mutatja. A lila nyílak a meleg víz feláramlási irányát ábrázolják.

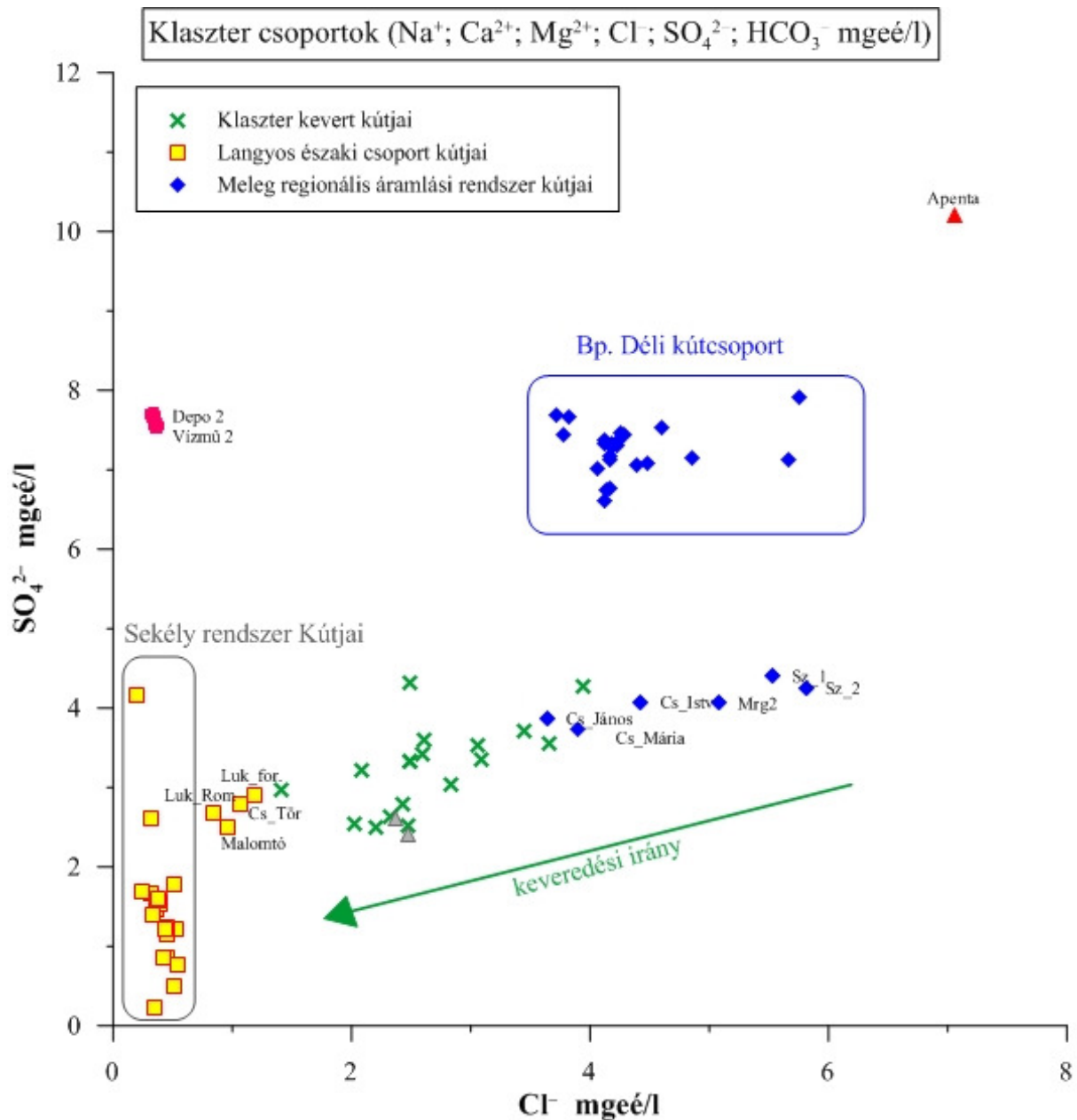
A kutak klorid tartalmának összehasonlítása megerősíti a fenti következtetést. A klorid egy konzervatív elem, amely nem lép reakcióba az áramlási pálya mentén (mennyisége enyhén nő), ezért utalhat a víz eredetére. A (30. ábra) a kutak Cl^- ion tartalma alapján a klorid térbeli eloszlását ábrázolja. A kis klorid koncentrációjú vizek (< 20 mg/l-ig) egy leáramló felszín közeli karszt rendszert mutatnak. A nagy klorid koncentrációjú vizek (>120 mg/l-ig) a hévíz feláramlását és a 30-120 mg/l-ig klorid koncentrációjú vizek a keveredési vonalán helyezkedő kevert karsztkutakat mutatják, amelyet Budapest déli kútjaiban a Csepel II. kútból indulva a Gellért kútcsoport felé, ill. a Széchenyi kúttól a Lukács kútcsoport felé lehet nyomon követni.

A keveredési vonalon a Cl^- tartalom alátámasztja a transzport eredményét (24. ábra), melyszerint a Széchenyi kút irányából az idős, magas Cl^- tartalmú vizek a Margitsziget II. kút térségén keresztül a Lukács-fürdő forrásai irányában keverednek a nyugat-északnyugat felől a beszivárgási területekből leszivárgó fiatalabb vizekkel.



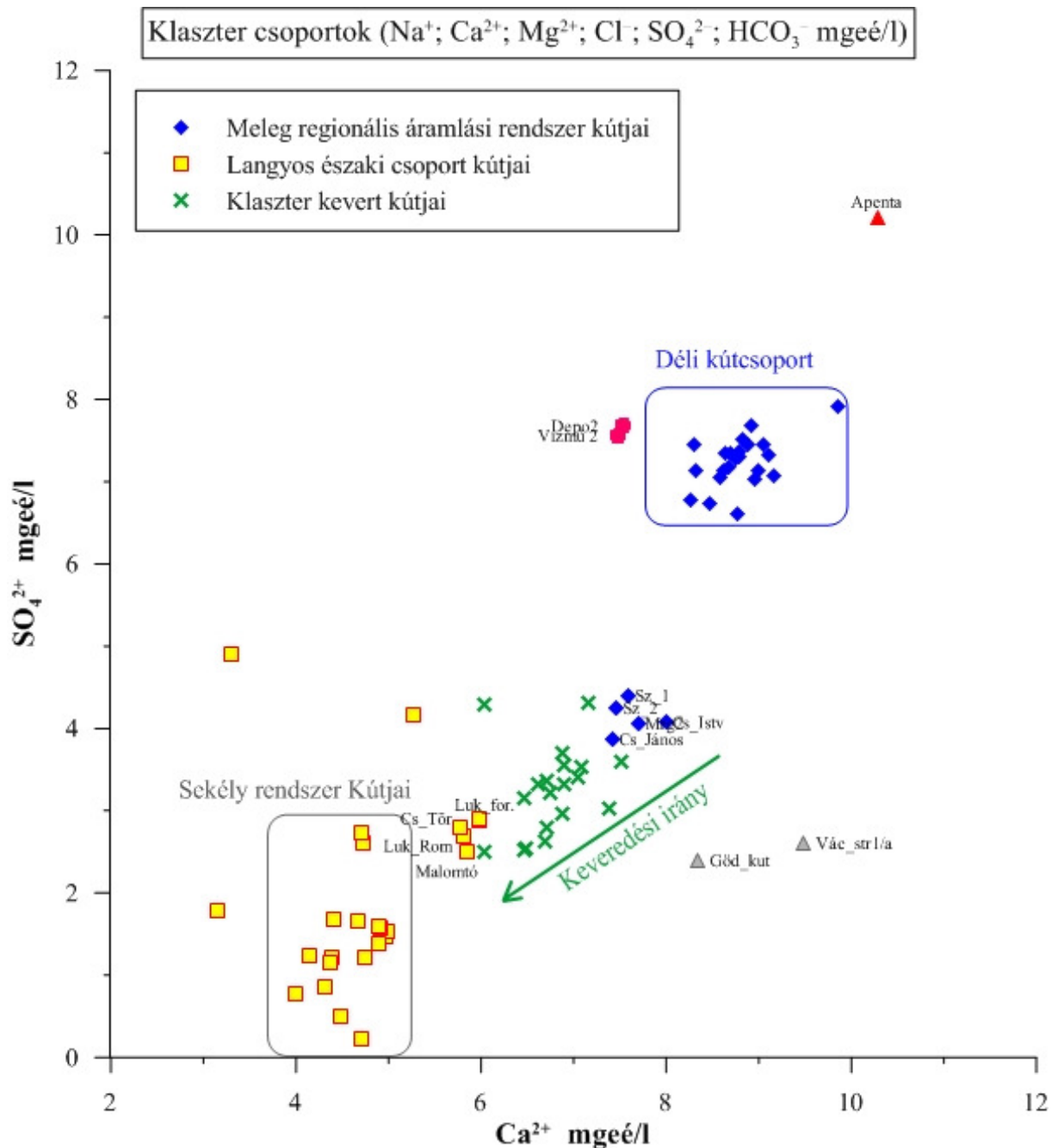
31. ábra Na^+ és Cl^- tartalom (mgeé/l) kapcsolata.

A 31. ábra a minták nátrium tartalmát mutatja be a klorid függvényében. A két ion közötti jó korreláció ($R = 0,95$) arra utal, hogy a Na^+ és a Cl^- a vízmintákban azonos eredetűek. A regresszió lejtése ($Y = 1,5 X + 0,07$) pedig azt mutatja, hogy a Cl^- -tartalomhoz képest több Na^+ van a vízben.



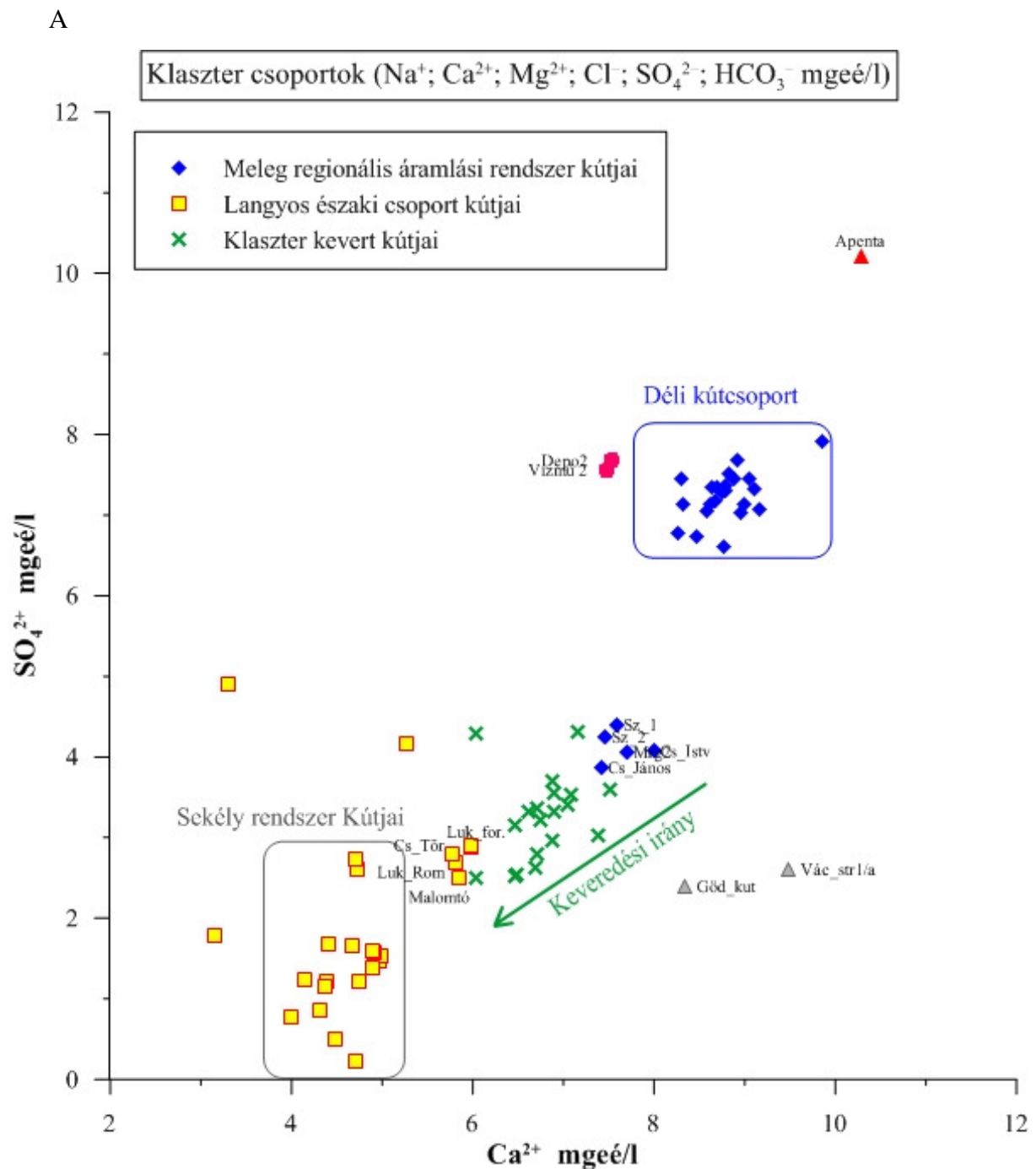
32. ábra SO_4^{2-} koncentráció a Cl^- koncentráció (mgeé/l) függvényében

A 32. ábra a mintákban mért szulfát koncentrációt mutatja be a klorid tartalom függvényében (mgeé/l). A konzervatív klorid a víz eredetére utal, míg a szulfát tartalom a víz–kőzet kölcsönhatásból származik, a szulfát tartalom eltérésekből a különböző áramlási pályákra lehet következtetni. Ezen az ábrán is elkülöníthető három csoport. A langyos északi kútcsoport szürkével keretezett mintáinál a szulfát koncentráció növekedésével nem változik a klorid koncentráció. A többi kút (Lukács forrás, Császár Török, Lukács Római és Malomtó) inkább a kevert vizekkel mutat hasonlóságot. A kékkel keretezett minták Budapest déli kútjai közül a nagy klorid és szulfát tartalmúaknak felelnek meg. A többi meleg regionális áramlási rendszerhez tartozó kút (Császár János, Császár Mária, Császár István és Margit II.,



33. ábra A szulfát koncentrációja a kalcium koncentráció (mgeé/l) függvényében

Széchenyi I., II. kút) inkább a kevert vizek csoportjához tartozik, ahol a klorid és szulfát koncentráció együttes növekedése jelzi a keveredési pályát. A déli regionális áramlási rendszer kútjainak két alcsoportja tehát két külön áramlási pályát jelöl. A modell eredménye (9. ábra) is alátámasztja, hogy a Budapest déli kútjai és a Budapest középső zónában helyezkedő kutak két külön áramlási pályán helyezkednek el.



33. ábra A szulfát koncentrációja a kalcium koncentráció (mgeé/l) függvényében

a vizek szulfát koncentrációját mutatja be a kalcium koncentráció (mgeé/l) függvényében. Ezen az ábrán is az előzőhöz hasonlóan három áramlási pálya különíthető el, de ezek nem esnek egybe a klaszteranalízissel elkülönített csoportokkal. A langyos északi és a meleg regionális áramlási rendszer néhány kútja itt is inkább a kevert kutakkal mutat rokonságot.

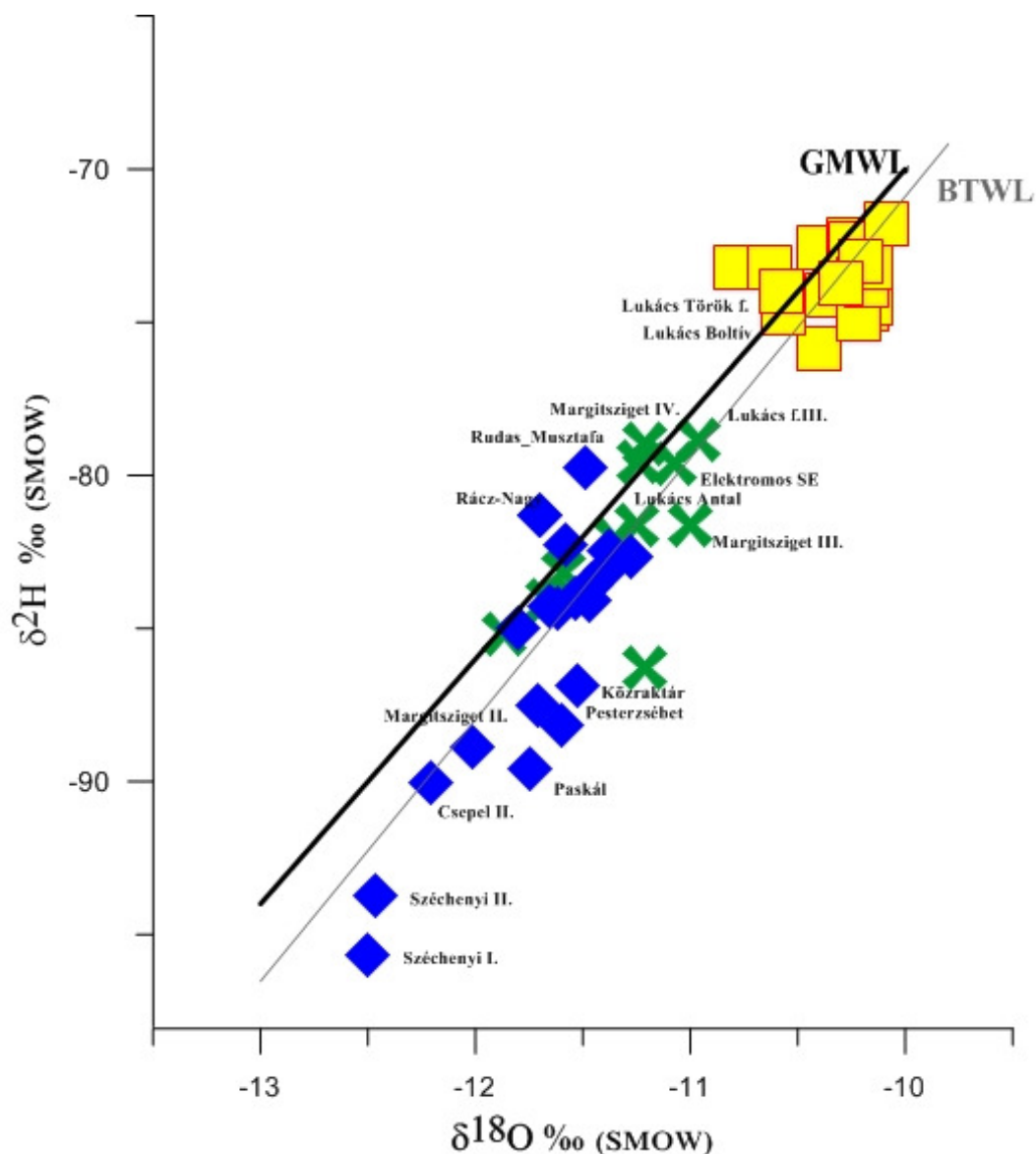
Ahogy a 32. ábra is látszik a déli csoport kútjaiban és forrásaiban a SO_4^{2-} tartalom magasabb, mint a többi csoport vizeiben. A szulfát eredetére két hipotézis van. Az egyik szerint a karsztfedőből, illetve a piritben gazdag Tardi Agyag Formációból származik a szulfát. Palmer A.N. (2007) szerint a termásvíz feláramlás közben találkozik az agyaggal és megfelelő oxigén forrás jelenlétében oxidálja a piritet, a mélység növekedésével a pirit oxidációja korlátozódik az oxigén hiányában. A pirit oxidációja a kalcit oldódásával jár. A másik hipotézis szerint a szulfát a késő perm – kora triász sekélytengeri evaporitos – karbonátos összletekből származik (Alföldi L. (1979), Lorberer A. (2002) és Szabó V. et al. (2009).

A második hipotézis helyességét, a rendszerben lévő SO_4^{2-} és HCO_3^- idős tengeri-karbonát eredetét a $\delta^{34}\text{S}$ és $\delta^{13}\text{C}$ adatok is alátámasztják. Szabó V. et al. (2009) a budapesti hévíz mintákban mért $\delta^{34}\text{S}$ 13,6‰ átlagértéke inkább a Hámor T. (1997) $\delta^{34}\text{S}$ perm és alsó-triász evaporit mintákon végzett méréseinek eredményéhez (perm minták átlaga 12,8‰, a triász minták átlaga 24,3‰) közelít, mint a Vető I. et. al (1999) által a fedő Tardi Agyag Formáció összes kén-tartalmának átlag $\delta^{34}\text{S}$ értékéhez (2.6 ‰).

A budapesti karsztrendszerben az oldott szervesetlen szén (TDIC) mennyisége nő a hőmérséklettel, mert széndioxid hozzákeveredése lehetséges a kompresszió következményeként (Müller P. 1971, Almási I. 2001, Tóth J. és Almási I. 2001, Bada G. et al. 2006). Fórizs I. et al. (2010) a mélyből származó többlet széndioxid $\delta^{13}\text{C}$ értékét +3‰-re becsülték. Ez az érték 200 °C feletti metamorf eredetű széndioxidra utal, amely a HCO_3^- tengeri üledék eredetét támasztja alá, hisz a vulkáni eredetű széndioxid $\delta^{13}\text{C}$ értéke (-5‰; -7‰) jóval negatívabb.

A Budapest déli és a Rózsadomb kútjait Eröss A. (2010, 2012) radionuklidok segítségével vizsgálta. Eredményei a két külön áramlási pályát ill. a keveredési lehetőséget a középső zónában és a hidrotermális vizek megcsapolódását a déli rendszerben a gellért-hegynél alátámasztják.

A felszín alatti vizek mozgásának irányára további adatot szolgáltat a víz stabilizotóp összetétele. A $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek alapján a beszivárgás idején uralkodó hőmérsékleti viszonyokra és vizek eredetére kapunk értékes információkat (Deák J. 1978, Deák J., Deák J. et.al. 1987, Deák J., Coplen T. 1996). A nehezebb izotópok arányának csökkenése



34. ábra A mintázott karsztvizek stabilizotóp-összetétele a δD - $\delta^{18}O$ diagramon a Globális Csapadékvíz Vonalhoz (GMWL) viszonyítva. BTWL: budapesti termákvíz vonala. Az objektumok színei az első klaszter analízis színei alapján készültek

(negatívabb δ értékek) hidegebb, növekedése (kevésbé negatív δ értékek) melegebb beszivárgáskori hőmérsékletre utal (Dansgaard W. 1964).

A 34. ábra A mintázott karsztvizek stabilizotóp-összetétele a δD - $\delta^{18}O$ diagramon a Globális Csapadékvíz Vonalhoz (GMWL) viszonyítva. BTWL: budapesti termákvíz vonala. Az objektumok színei az első klaszter analízis színei alapján készültek 55 darab budapesti termákvíz kút δD - $\delta^{18}O$ kapcsolatát és viszonyát mutatja a globális vízvonallal (GMWL) viszonyítva (Craig H. 1961, Yurtsever Y. 1975, Yurtsever Y., Gat J.1981).

A $\delta^{18}O$ - δD ábrán a pontokra illesztett regressziós függvény közel áll a GMWL-hez.

Az összehasonlított regressziós egyenesek egyenletei a következők:

$$\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10 \quad \text{Globális Csapadékvonal Craig H. (1961) után}$$

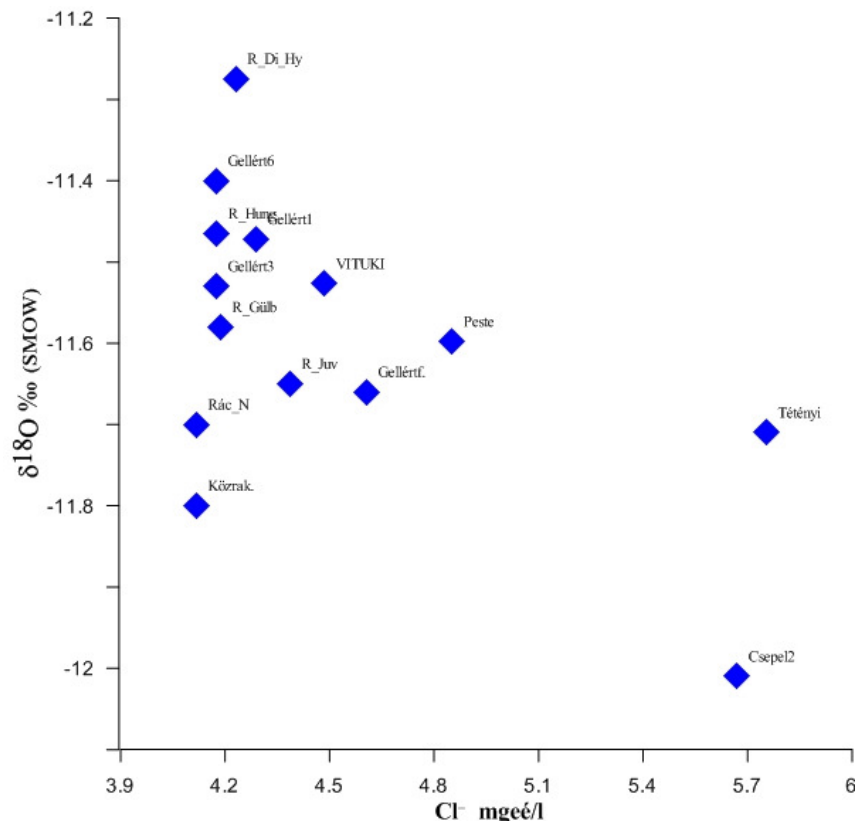
$$\delta D = 8,5 \times \delta^{18}O + 14,5 \quad \text{budapesti termálvíz vonala}$$

A felszín alatti vizek izotóp-összetétele nemcsak a vízmintáknak a beszivárgás idején uralkodó hőmérséklettől, hanem a helyi klimatikus hatásoktól (a csapadék mennyiségétől és a beszivárgó vizekben történő bepárlódástól) is függ. A pontok helyi vízvonaltól való eltérése mélyebb vizeknél a különböző eredetű vizek keveredésével magyarázható (Kharaka Y.K. és Carothers W.W. 1986, Hitchon B. és Freidmann I. 1969, Kharaka Y.K. et al., 1973, Kharaka Y.K. et al., 1985, Hoefs J. 2009, Varsányi Z. 2000). Ráadásul, a globális csapadékvonal (GMWL) egy átlagos eloszlást reprezentál, melytől a helyi csapadékvonal gyakran eltér.

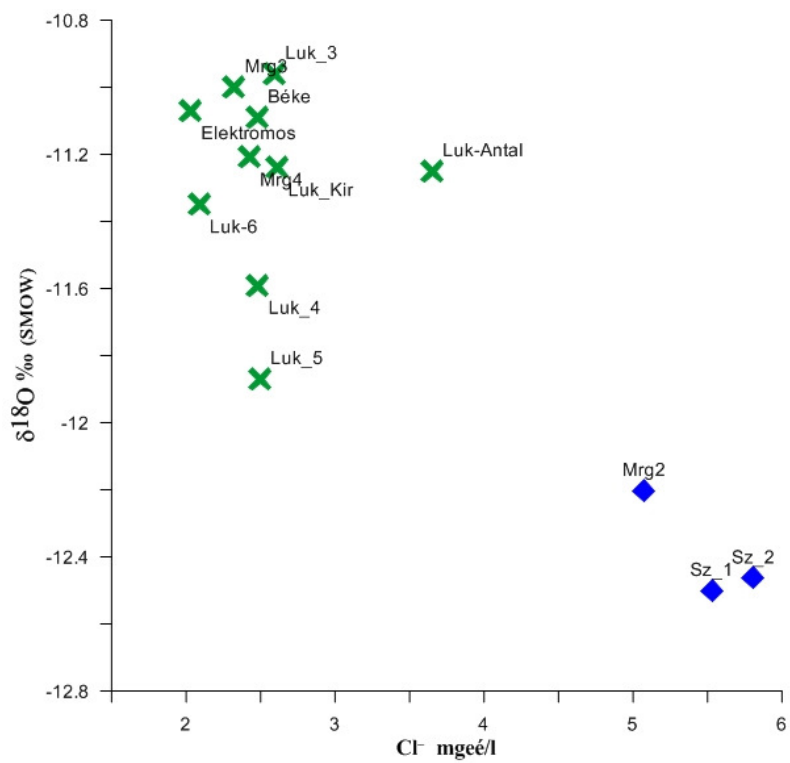
Magyarországon a holocén vizek $\delta^{18}O$ értéke $-9,3\text{‰}$ és -10‰ (VSMOW) közötti, a pleisztocén végi jégkorszakban beszivárgott vizek $\delta^{18}O$ értéke -11‰ és -14‰ közötti. E két intervallum között, vagyis -10‰ és -11‰ között (Luács Boltív, Lukács Antal, Margitsziget III, IV.), a kevert vizek vagy az átmeneti időszakban beszivárgott vizek izotópos összetétele található (Barbidorics J. Fórizs I., Papp S. 1998, Deák J. et al. 1996).

A pontok elhelyezkedése a csapadékvonal mentén különböző korú vizek jelenlétére utal. Egyértelműen elkülönül az ábrán sárgával jelölt (színek a klaszter ábra színei alapján készültek) északi csoport kútjainak izotópos összetétele a többi mintától, $\delta^{18}O$ értékük közel esik a -10‰ -hez, ami a holocén korban beszivárgott vizekre utal. A kézzel jelölt pontok a déli csoport kútjai és a mélykarsztkutak, amelyek izotópos összetétele, széles határok között mozog. Ezek közül a Széchenyi I.; II., Margitsziget II., Csepel II. és Paskál kutaknak van a legnegatívabb $\delta^{18}O$ és δD értéke, amely a beszivárgáskor uralkodó, a jelenleginél hidegebb klímára vezethető vissza. A déli csoport többi tagja (Közraktár, Gellért, Rudas kutak) pozitívabb $\delta^{18}O$ és δD értékei az áramlási pálya mentén a fiatalabb vizek hozzákeveredésére utalhat. A Budapest középső zónájában helyezkedő kutaknál is a δD - $\delta^{18}O$ értékek fiatalabb vizek hozzákeveredését mutatják a Széchenyi-fürdő kútjai felől nyugat felé a Lukács kútcsoportirányában történő áramlás során.

A 35. ábra és 36. ábra a Budapest déli- és a keveredési vonalán elhelyezkedő kutaka klorid koncentrációját (mgé/l) mutatja a $\delta^{18}O$ érték függvényében. Az 35 és 36 ábrán a meleg víz feláramlás során a Csepel 2 kút irányból a Gellért kútcsoport irányában és a Széchenyi-fürdő



35. ábra Budapest déli kútjaiban a $\delta^{18}\text{O}$ a klorid koncentrációj függvényében



36. ábra A keveredési irányban helyezkedő kútak $\delta^{18}\text{O}$ értéke a klorid koncentrációj függvényében.

kútjai felől nyugat felé a Lukács kútcsoport irányában csökken a klorid koncentrációja és pozitívabb lesz a $\delta^{18}\text{O}$ értéke.

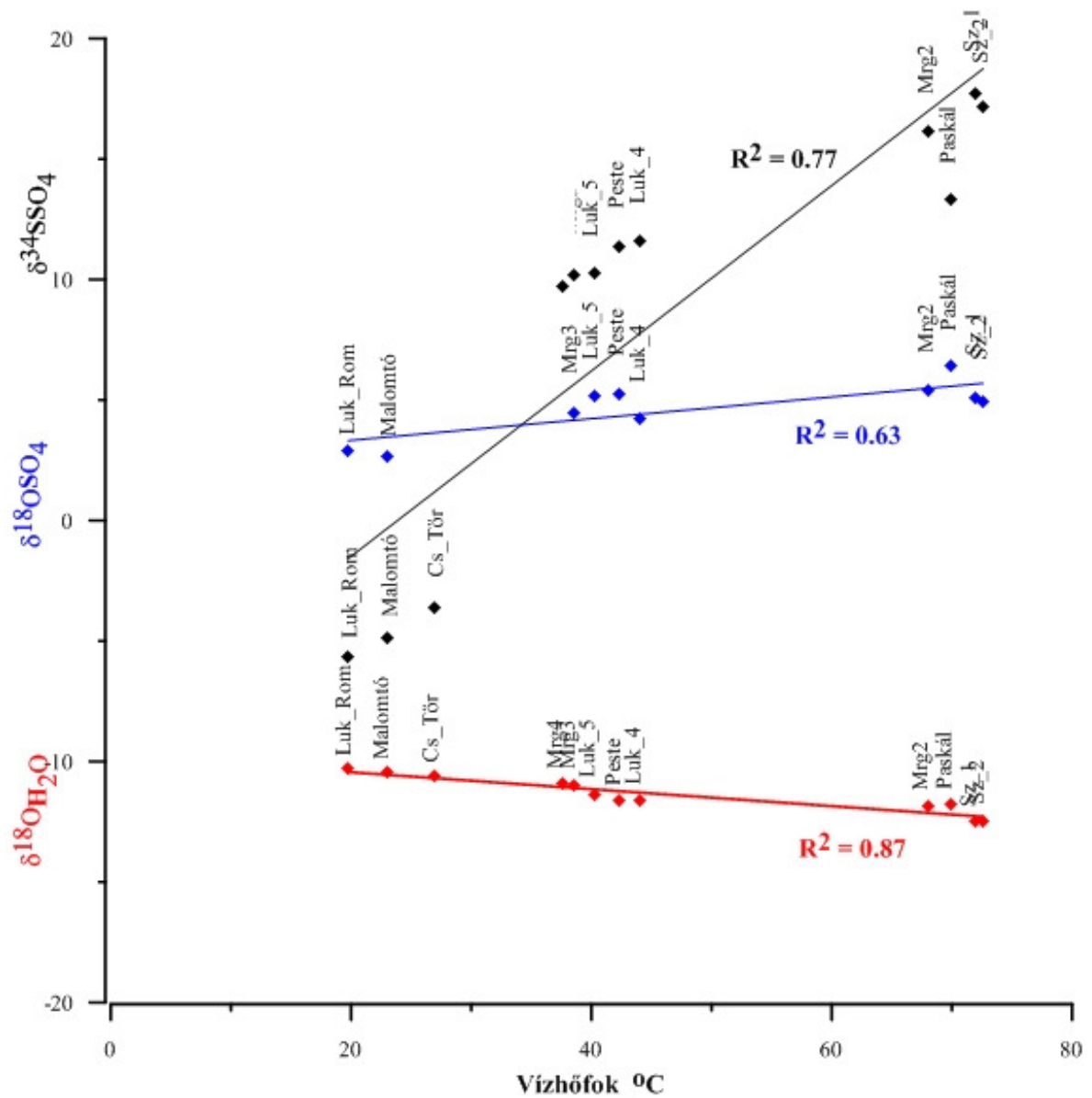
Az 35 ábrán a meleg víz feláramlás során a Csepel 2 kút irányból a Gellért kútcsoport irányában is a klorid koncentrációja csökken és pozitívabb lesz a $\delta^{18}\text{O}$ értéke. A Budapest déli kútjaira elkészült geokémiai függvények nem igazolják a csoport kútjai közötti keveredési lehetőséget, hihetőbb a vízföldtani modellel felvázolt egy feláramlási pálya, ami délről, a Csepel II. kút felől a Gellért kútcsoport felé irányul. Az eredmények alapján, a takaró réteg peremén áramló, nagyobb mennyiségű hideg vízzel való keveredés lehetőségét tartom valószínűbbnek. A zonebudget (21.ábra-a) egyértelműen mutatja a fedőréteg felső zónájából beáramló vizet.

A déli rendszerben végzett radinuklidok vizsgálatai (Erőss A. 2010,) a keveredés lehetőségét nem támasztották alá, csak hidrotermális vizek megcsapolódását a Gellért-hegynél. További kutatások a megcsapolódási területek ásványkiválási folyamatainak jellemzésére (Mádl-Szőnyi J., Erőss A. 2013, Freiler Á. et al. 2013) a déli rendszert az egyegykomponensű kiáramlási rendszernek nevezi, ahol csak regionális áramlás megcsapolódása történik .

A 37. ábra a keveredés irányban, a pár jellemző kútban a víz $\delta^{18}\text{O}$ értékét és a vízben oldott szulfátok $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{34}\text{S}$ értékét a hőmérséklet függvényében mutatja. Az említett áramlási pályákon a víz $\delta^{18}\text{O}$ értéke jó lineáris korrelációt mutat a vízhőmérséklet változásával ($R^2=0.87$), mutatva, hogy a keveredés irányában a hőmérséklet csökkenésével pozitívabb lesz a $\delta^{18}\text{O}$ értéke, vagyis gazdagabb lesz a víz a nehéz oxigénizotópban, ami fiatalabb víz keveredését igazolja, de tükrözheti a beszivárgás során történt klímaváltozást is.

A szulfátok oxigénjének izotóparánya ($\delta^{18}\text{O}$) kevésbé korrelál a hőmérséklettel ($R^2=0.55$), de ennek oka lehet, hogy a szulfát-oxigén $\delta^{18}\text{O}$ értéke szűkebb sávban változik, mint a szulfát-kén $\delta^{34}\text{S}$ értéke.

A Lukács (kevert) csoport három tagjának (Római, Török, Malomtó) $\delta^{34}\text{S}$ értéke jóval negatívabb, mint a többié. Ennek valószínűsíthető magyarázata, hogy a feláramló termálvíz a feláramlás során átfejtődik a fedőközetekbe, és ott a peremen áramló nagyobb mennyiségű hideg vízzel keveredik. A hideg vízben oldott szulfát a Budai márgában, ill. Kiscelli agyagban lévő pirit oxidációjának a terméke. Vető I. et al. (1999) $\delta^{34}\text{S}$ vizsgálatai az Alcsútdoboz-3 fúrással harántolt Tardi agyag és Kiscelli agyag mintáin a hidegvízben oldott szulfát pirit eredetét ($\delta^{34}\text{S} = -2 \text{‰}$) támasztja alá. Leél-Össy Sz. (2013) szulfát ásványok vizsgálatai a Józsefhegyi barlangok mintáin is a csepegő-leszivárgó hidegvízben oldott szulfát eredetét igazolta.



37. ábra A keverésirányában (a Széchenyi kút felől a Lukács kútcsoport felé) a vízben oldott szulfátok $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$ értéke és a víz $\delta^{18}\text{O}$ értéke a hőmérséklet függvényében.

Figyelembe kell venni, hogy az oxigénizotópos értéket jelen esetekben nem a hőmérséklet határozza meg, hanem inkább a különböző eredetű és eltérő áramlási pályákat megtett vizek keveredése felelős az oxigénizotóp értékekért.

6.1 Keveredési arányok számítása a Budapest középső zónájában elhelyezkedő áramlási pályán

A vízföldtani modell (24. ábra) és vízgeokémiai adatok (32. ábra és 33. ábra) segítségével kijelölt keveredési pályán a keveredési arányok számítására a konzervatív tulajdonságú Cl^- iont és a hőmérsékleti adatokat vettem figyelembe.

A keveredési pálya a Széchenyi kúttól indulva nyugati irányba a budai oldal felé a Lukács csoportig folytatódik. A Széchenyi kút a mélykarszt tipikus képviselője, magas hőmérséklet Na^+ és Cl^- tartalom jellemzi. Az áramlás során a Cl^- ion csökken (31. ábra) nyugat felé a Lukács csoportig, ami valószínűleg a keveredés következménye. Az induló és végső pontok kiválasztása a klaszter csoportok eredményei (26 és 26. ábra), a vízgeokémiai (32. ábra) és földrajzi megjelenésük alapján (28. ábra) történt meg. A modell hidegvizes kiinduló pontjaként a Piliscsaba hideg karszt kutat jelöltem ki. A Piliscsaba hidegkarszt kutat azért választottam, mert ezen a területen történik beszivárgás és jól reprezentálja a beszivárgó víz összetételét.

A keveredési arányokat két helyen vizsgáltam meg:

- Margitsziget II. kútnál
- Lukács Király kútnál (a budai oldalon fekvő Lukács csoport meleg tagjánál)

6.1.1 Keveredési arány a Margitsziget II. kútnál

A kevert víz első induló pontjának a Széchenyi II. melegkarszt kutat és a másik induló pontjának a Piliscsaba hidegkarszt kutat választottam, amelyek adatait a 8. táblázatban mutatom be.

8. táblázat A keveredési arány számításhoz használt minták.

Kút-forrás	vizhőm.	Na^+ mg/l	Ca^{2+} mg/l	Mg^{2+} mg/l	Cl^- mg/l	SO_4^{2-} mg/l	HCO_3^- mg/l	$\delta^2\text{H} \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$
Margit 2	68	159	154.3	37.3	180	194.9	557.55	-90	-12.20
Széchenyi 2	72.6	175	149.5	36	206	204	561.2	-93.7	-12.46
Lukács Király	40.05	96.6	150.7	41.8	92.7	172.8	540.5	-79.6	-11.24
Piliscsaba	12	17.6	83	38.8	7	69	393		

A konzervatív Cl^- iont figyelembe véve a Margitsziget II. kútnál (180 mg/l) a Piliscsaba kút (7 mg/l) és a Széchenyi II. kút (206 mg/l) vize 13:87 %-os arányban keveredik. A kúthőmérséklet alapján is hasonló a keveredési arány, 8-92 %.

A keveredésre utalnak a stabilizotóp adatok is. Mérési adatok a Margit 2 ($\delta^{18}\text{O}$: -12.2 ‰, δD : -90‰) és Széchenyi 2 ($\delta^{18}\text{O}$: -12.5 ‰, δD : -93.7‰) kútból állnak rendelkezésre. Sajnos a Piliscsaba kútból nem történt izotóp vizsgálat, ennek ellenére Deák József szóbeli közlését figyelembe véve a közeli, hasonló földtani és hidrogeológia helyzetű és kémiai összetételű Pilisszentiván kút Piliscsabára korrigált értékeit vettem figyelembe. A Pilisszentiván $\delta^{18}\text{O}$ értéke -9,99 ‰, amely alapján magassági korrekcióval Piliscsaba számított értéke $\delta^{18}\text{O}$: -9,8 , -10 ‰ és δD : -70 , -74‰ (Deák József szóbeli közlés). A $\delta^{18}\text{O}$: -10‰ és δD : -70‰ értékkel számolva a Margitsziget II. kútban a keveredés aránya 10:90 ‰, illetve 15-85 ‰.

6.1.2 Keveredési arány a Lukács-Király kútnál

A József-hegy lábánál fakadó forrásokban és fúrt kutakban, annak ellenére, hogy csak néhány méter a távolság a pontok között, a víz hőmérséklete és kémiai összetétele jelentősen eltér a Margit 2 kúttól. Ez a tény önmagában megerősíti egy melegebb és gazdagabb vízösszetételű komponenssel való keveredés lehetőségét. Ezért az előbb tárgyalt két kiindulópont keveredését a Lukács egyik melegebb tagjára is vizsgáltam. A keveredés két induló pontjának ismét a Széchenyi II. kutat és a Piliscsaba kutat választottam.

A Lukács Király forrás konzervatív tulajdonságú Cl^- ion koncentrációja a Széchenyi II. kút (206 mg/l) és a Piliscsaba kút (7 mg/l) 43-57 %-os keveredésével áll elő, míg a hőmérsékletekből számolva a keveredési arány 47:53 ‰.

A Lukács Király forrásban mért izotóp adatok a következők: $\delta^{18}\text{O}$: -11.24 ‰, δD : -79.6‰. Itt is, Deák József szóbeli közlése alapján a Pilisszentiván kút Piliscsabára korrigált értékeit ($\delta^{18}\text{O}$: -9,8 , -10 ‰ és δD : -70 , -74‰) vettem figyelembe. A $\delta^{18}\text{O}$: -10‰ és δD : -70‰ értékkel számolva a keveredési arány 50-50 ‰, illetve 41-59 ‰.

A hideg tag részvételi aránya a Piliscsaba kútnál mind a három keveredési arány számításnál jelentős növekedést mutat a Margit-2 kúthoz képest. A hőmérséklet adattal számított keveredési arány közel áll a Cl^- -ből számíthatóhoz, de a stabil izotópokkal történt számolásnál, különösen a δD esetében jelentősebb az eltérés, amihez valószínűleg az is hozzájárul, hogy a Piliscsaba kútban a δ nem mért, hanem becsült érték. Az viszont egyértelműen megállapítható, hogy a hideg tag részvételi aránya nyugat felé növekszik. A Margitsziget II. kút esetén a hideg tag részvételi aránya kb. 10 ‰, ami a Lukács-Király forrás felé közel 50 ‰ részvételre növekszik.

6.2 Összefoglalás

A vízgeokémiai értelmezéssel a vízföldtani modellezés által jelölt áramlási irányokat pontosítottam. Mind a konzervatív (Cl^-) mind a nem konzervatív (Na^+ , Ca^{2+} , SO_4^{2-}) alkotókra készült vízgeokémiai ábrák jelzik az eltérő áramlási pályákat.

A $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek alapján a Budapest déli és mély kútjaiban nyert vizek az utolsó eljegesedési időszakban beszivárgott vizek, ezt megerősítették a rendelkezésemre álló ^{14}C adatok is.

A keveredés irányában a víz $\delta^{18}\text{O}$ értéke és a szulfátok $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{34}\text{S}$ értéke a hőmérséklet függvényében azt mutatta, hogy a hőmérséklet csökkenésével pozitívabb lesz a víz $\delta^{18}\text{O}$ értéke, vagyis gazdagabb lesz a víz a nehéz oxigénizotópban, ami fiatalabb víz hozzákeveredését igazolja. A $\delta^{34}\text{S}$ értéke a Lukács (kevert) csoport három tagjának (Római, Török, Malomtó) jóval negatívabb, mint a többié. Ennek valószínűsíthető magyarázata, hogy a feláramló termásvíz a feláramlás során átfajtódik a fedőkőzetekbe, és ott a peremen áramló nagyobb mennyiségű hideg vízzel keveredik. Szerintem ez megerősíti a vízmérleg számításnál közölt eredményt, mely szerint a fedő réteg felső zóna peremén áramló, nagyobb mennyiségű hideg vízzel való keveredés lehetőségét. A hidegvízben oldott szulfát a Budai márgában, ill. Kiscelli agyagban lévő pirit oxidációjának a terméke, melynek $\delta^{34}\text{S}$ értéke jóval kisebb, mint a mély kutakból származó vizeké.

Az áramlási modell és vízgeokémiai adatok segítségével kijelölt keveredési pályán a keveredési arányokat két helyen vizsgáltam meg a Cl^- ion és a hőmérsékleti adatok figyelembe vételével. Az eredmények alapján egyértelműen megállapítható, hogy a Budapest középső zónájában jelölt keveredési pálya irányában a Széchenyi kút felől a Lukács meleg források felé a fiatal vizek keveredési aránya az idős vizekkel kb. 10%-tól (Margitsziget II. kútnál) közel 50%-ra (Lukács-Király forrásnál) növekszik.

A Budapest déli kútjaira végzett geokémiai értékelés egy feláramlási pálya valószínűségét igazolja, ami nyugat-délnyugat felől a Gellért kútcsoport felé irányul. A $\delta^{18}\text{O}$, ^{14}C és $\delta^{34}\text{S}$ adatok értékelése is a takaró réteg peremén áramló, nagyobb mennyiségű hideg vízzel való keveredés valószínűségét erősíti meg, amelyet a zonebudget eredményei egyértelműen alátámasztanak.

7 A dolgozat eredményeinek összefoglalása

A doktori értekezésben sikerült választ adni a dolgozat céljaként kitűzött feladatokra.

Elkészült a termálkarsztrendszer egészére egy integrált vízföldtani-vízgeokémiai értelmezés.

A terület áramlási rendszerében lévő hideg-, (lefelé áramló, de fokozatosan geotermikus állapotra felmelegedő) és meleg- (felfelé áramló, de kissé lehűlő) ágakat $50^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$ átlagos geotermikus gradiens alapján szétválasztottam. Minden vizsgált pontra a nyomásviszonyait a sűrűség-eloszlás alapján számszerűsítettem. Így elméleti megfontolások alapján számszerűsítve tisztáztam a terület modellezése szempontjából fontos felszín alatti vízáramlási irányait. Ezekből számszerűsítve, illetve ekvipotenciális vonalak alapján egyértelműen kiderült, hogy a meleg karsztvíz egyrészt a Széchenyi kút irányából a Margitsziget II kút térségén keresztül a Lukács-fürdő forrásai irányába, másrészt nyugat, délnyugat felől a Budapest déli források felé áramlik. A hidegágak esetében a medence belsőbb részein feltételezett jobb vízvezetésű vertikális szerkezetek, amelyek, mint geotermikus „kémény” funkcionálnak a leáramló hidegágat a karszt rendszer mélyebb szintjeihez vezetheti. A víz mozgás egy északnyugatról délkelet felé áramlást mutat.

Ily módon tisztázott hideg és meleg áramlási pályák szolgáltatják az alap információt a koncepcionális vízföldtani modell kialakításához.

Ezt követően, a tanulmányozott területre természetes állapotot jól reprezentáló permanens állapotra 3 dimenziós numerikus modellt készítettem.

Első lépésben, a terület áramlási rendszerét leegyszerűsítve két külön víztartó modell-réteget (talajvíz-tartó és karsztvíz-tartó) definiáltam. A két víztartó modell-réteg között vastag rossz vízvezető paleogén-neogén komplex réteg helyezkedik el. A főkarsztvíz rétegben a számított potenciál eloszlás alapján kirajzolódott a már leírt külön áramlási pályák.

Tisztáztam az elvégzett értékelések és modellezések alapján a tanulmányozott terület karsztrendszerében kialakuló áramképet, tehát a betáplálási, megcsapolási és vízháztartási viszonyokat:

- A területen nem karsztos térrészre beszivárgó víz döntő része a lokális áramlásnak megfelelően drénként távozik a rendszerből.
- A fedetlen karszt területeken beszivárgó víz egy része az intermedier áramlásnak megfelelően, források irányába áramlik. Döntő része oldalirányban lefelé áramlik (regionális)

a karsztosodott karbonátos összlet határához érve — a kényszerpálya legmélyebb pontjához — visszafordul a források felé.

– Vízháztartási számításaim alapján, az egész tanulmányozott területen beszivárgott víz több, mint 75%-a a lokális áramlási rendszeren keresztül újra felszínre kerül. Az összes beszivárgott víz 19%-a nyílt karszt területen keresztül táplálja a karszt réteget. A főkarszt rétegből összesen 66523 m³/nap, azaz a beszivárgott víz 25%-a termál forrás-kút összhozamként felszínre jut. Ez az érték közel van a Gözl által megadott 15 °C-nál melegebb vizet adó kutak és források összhozamához, ami 67000 m³/nap.

– A vízmérleg számításnál két víztartó-réteg között elhelyezkedő vastag, összességében rossz vízvezető képességű paleogén–neogén üledékes összletet függőlegesen két külön zónára osztottam, így számításokkal is igazoltam, hogy a paleogén-neogén komplex réteg felső zóna peremén keresztül nagymértékben táplálja a karsztrendszert. Ezzel jól jellemezhetővé vált, hogy a felszínen beszivárgó szennyeződés a takaró réteg felső peremén keresztül juthat a karszt rendszerbe.

– Az áramlási modellezés trial-and-error típusú futtatásai során egyértelművé vált, hogy a megfelelő talajvíz potenciálszint térbeli alakítása érzékeny a vastag paleogén-neogén modell-réteg oldalirányú vízáteresztőképesség változására. Ezért ezt a vastag réteget három külön anizotróp rétegre bontottam. Így lehetett a lokális és az intermedier áramlási rendszer közötti vízmegosztást és ezen keresztül a potenciál-viszonyokat befolyásolni.

– A $\delta^{18}\text{O}$ és ^{14}C (éghajlatjelző- és kor) izotópok transzport modellezésére az effektív porozitást alkalmaztam, mivel az általam vizsgált karszt területen az áramlási sebesség gyorsnak számít. Az áramlási sebesség az effektív porozitással fordítottan arányos, ezért a főkarszt-rétegben az effektív porozitást egy-ötödére csökkentettem a modell egész területének effektív porozitásához képest.

A vízgeokémiai értelmezéssel a vízföldtani modellezés által jelölt áramlási irányokat pontosítottam. Mind a konzervatív (Cl) mind a nem konzervatív (Na^+ , Ca^{2+} , SO_4^{2-}) alkotókra készült vízgeokémiai ábrák jelzik az eltérő áramlási pályákat.

A $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékek alapján a Budapest déli és mély kútjaiban nyert vizek az utolsó eljegesedési időszakban beszivárgott vizek, ezt megerősítették a rendelkezésemre álló ^{14}C adatok is.

A keveredés irányában a víz $\delta^{18}\text{O}$ és a vízben oldott szulfátok $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{34}\text{S}$ értéke a hőmérséklet függvényében azt mutatta, hogy a hőmérséklet csökkenésével pozitívabb lesz a víz $\delta^{18}\text{O}$ értéke, vagyis gazdagabb lesz a víz a nehéz oxigénizotópban, ami fiatalabb víz

hozzákeveredését igazolja. A $\delta^{34}\text{S}$ értéke a Lukács (kevert) csoport három tagjának (Római, Török, Malomtó) jóval negatívabb, mint a többié. Ennek valószínűsíthető magyarázata, hogy a feláramló termálvíz a feláramlás során átfertődik a fedőkőzetekbe, és ott a peremen áramló nagyobb mennyiségű hideg vízzel keveredik. Szerintem ez megerősíti a vízmérleg számításnál közölt eredményt, mely szerint a fedő réteg felső zóna peremén áramló, nagyobb mennyiségű hideg vízzel való keveredés lehetőségét. A hidegvízben oldott szulfát a Budai márgában, ill. Kiscelli agyagban lévő pirit oxidációjának a terméke, melynek $\delta^{34}\text{S}$ értéke jóval kisebb, mint a mély kutakból származó vizeké.

Az áramlási modell és vízgeokémiai adatok segítségével kijelölt keveredési pályán a keveredési arányokat két helyen vizsgáltam meg a Cl⁻ ion és a hőmérsékleti adatok figyelembe vételével. Az eredmények alapján egyértelműen megállapítható, hogy a Budapest középső zónájában jelölt keveredési pálya irányában a Széchenyi kút felől a Lukács meleg források felé a fiatal vizek keveredési aránya az idős vizekkel kb. 10%-tól (Margitsziget II. kútnál) közel 50%-ra (Lukács-Király forrásnál) növekszik.

A Budapest déli kútjaira végzett geokémiai értékelés egy feláramlási pálya valószínűségét igazolja, ami nyugat-délnyugat felől a Gellért kútcsoport felé irányul. A $\delta^{18}\text{O}$, ^{14}C és $\delta^{34}\text{S}$ adatok értékelése is a takaró réteg peremén áramló, nagyobb mennyiségű hideg vízzel való keveredés valószínűségét erősíti meg, amelyet a zonebudget eredményei egyértelműen alátámasztanak.

A komplex hidrogeológiai, hidrogeokémiai és izotóphidrológiai értékelések együttes alkalmazásával sikerült olyan 3D permanens állapotú vízföldtani modellt készíteni, amely sűrűség és gravitációs által vezérelt és termál-liftes, vagyis a felhajtóerőt is figyelembe venni képes.

Ez a dolgozat alapozó tanulmánya lehet olyan további kutatásoknak illetve modellezéseknek FeFlow, Tough2, Aqua3D programokkal, amelyek során kapcsolt sűrűség vezérlésű és hő transzportra képes 3D modell készülhet.

8 Eredmények, tézisek

1. – A termál karsztrendszer értékeléséhez elkülönítettem az áramlási rendszert leíró hidraulikus potenciálviszonyokat, mégpedig két egymástól eltérő, vertikálisan változó sűrűségeloszlású rendszerre: egy hideg-, (lefelé áramló, de fokozatosan geotermikus állapotra felmelegedő) és egy meleg- (felfelé áramló, de kissé lehűlő) ágra. Elméleti megfontolások során számszerűsítettem a nyomásviszonyokat mindkét sűrűségű áramlási rendszerben, így egyértelművé tettem a két eltérő hőmérsékletű és sűrűségű víztömeg között jelentkező felhajtó erő— vagyis a "hőlift" — következményét, illetve a termálvíz feláramlását a meleg-langyos források felé.

Így elméleti megfontolások alapján számszerűsítve tisztáztam a terület modellezése szempontjából fontos felszín alatti vízáramlási irányait. Ezekből számszerűsítve, illetve ekvipotenciál vonalak alapján egyértelműen kiderült, hogy a meleg karsztvíz egyrészt a Széchenyi kút irányából a Margitsziget II kút térségén keresztül a Lukács-fürdő forrásai irányába, másrészt nyugat, délnyugat felől a Budapest déli források felé áramlik. A hidegágak esetében a medence belsőbb részein feltételezett jobb vízvezetésű vertikális szerkezetek, amelyek, mint geotermikus „kémény” funkcionálnak a leáramló hidegágat a karszt rendszer mélyebb szintjeihez vezetheti. A víz mozgás egy északnyugatról délkelet felé áramlást mutat.

2 – A tanulmányozott területre, természetes állapotot jól reprezentáló permanens állapotra, 3 dimenziós numerikus modellt készítettem. A beszivárgási viszonyokhoz felhasználtam a területre rendelkezésre álló 1:100000 fedett földtani térképet. Elkülönítettem a mély áramlású karsztvíz rendszert a sekély vízáramlási (talajvíz) rendszertől, majd további lépések során a két rendszert egységbe foglaltam.

A két külön víztartó modell-rétegben (talajvíz-tartó és karsztvíz-tartó réteg) jó egyezést mutattak a potenciál-eloszlás számított és mért értékei. A főkarszt rétegben a modell által számított potenciál eloszlás alapján kirajzolódott a főbb áramlási pályák. Az egyik áramlási pálya a Budapesttől északról a József hegy felé, a második keletről, Pest felől a budai Lukács források felé és a harmadik a Budapest délnyugatról a Gellért-források felé.

3 – A modell segítségével kiszámítottam a terület vízmérlegét. Meghatároztam az egész tanulmányozott területen beszivárgott víz jelentős része, 75 %-a lokális áramlási rendszeren keresztül újra felszínre kerül. Az összes beszivárgott víz 19%-a azaz 51967 m³/nap a nyílt karszt területen keresztül táplálja a karszt réteget. A paleogén-neogén komplex fedő modell-

rétegből 14332.1 m³/nap (a beszivárgott víz 5 %-a) adódik át a főkarszt rétegbe. Míg a legalsó rétegből, az üdekarsztból 223.66 m³/nap jut a főkarszt rétegbe. Tehát, a főkarszt rétegbe bejövő összes vízének mennyisége 51967 m³/nap + 14332.1 m³/nap + 223.66 m³/nap azaz 66523 m³/nap (a beszivárgott víz 25 %-a). Ez az érték megerősíti a Gözl által megadott 15 °C-nál melegebb vizet adó kutak és források összhozamához, ami 67000 m³/nap.

4 – A vízmérleg számításánál a paleogén-neogén komplex modell-réteget függőlegesen két, felső és alsó zónára különítettem el, amely alapján számszerűsítve bebizonyítottam, hogy a paleogén-neogén komplex rétegre beszivárgott víz 42%-a (6552,9 m³/nap) a felső zóna peremén keresztül áramlik a karsztrendszer felé és 58%-a (7779.2 m³/nap) a második modell réteg mélyebb zónája felé, annak ellenére, hogy az utóbbival az érintkezési felület sokkal jelentősebb. Ezzel igazoltam, hogy a felszínre jutó szennyeződés elérve a második paleogén-neogén modell réteget a felső zóna peremén jelentős mértékben áramlik a karszt tározó felé, mint a második modell réteg mélyebb zónája felé. Ily módon a modellben szimulálni tudtam azt az ismert tényt, hogy a szennyező anyag a fedő réteg felső peremén rövid idő alatt bekerül a karsztvíz áramlási rendszerbe.

5 – A transzport folyamatok modellezésével és a $\delta^{18}\text{O}$ és ^{14}C indikátorok segítségével ellenőriztem a modell megbízhatóságát. Bebizonyítottam, hogy a mély kutakban nyert idős termálvizek az utolsó eljegesedés során beszivárgott meteorikus eredetűek, melyek felszín és források felé haladva keverednek a fiatalabb vizekkel. A kapott eredmények egyúttal vízsint és hozamadatoktól függetlenül is alátámasztják a modell-koncepció helyességét.

A budapesti mélykarszt-kutakból, mint Széchenyi kút I.; II. és a déli részén fekvő kútakból származó víz nagyon hideg időszakban, az utolsó eljegesedés során szivárgott be. Majd az áramlási pályák irányában az idősebb vizek a források felé haladva, keverednek a fiatalabb vizekkel, például Csepel felől a Gellért források felé illetve a Széchenyi II. felől a Margitsziget II. (Magdolna kút) és Lukács-Király forrás felé fiatalodik a karsztvíz.

6 – A termálvizek ^{14}C transzport folyamatok modellezésével bebizonyítottam a karsztvíz 30 ezer év körüli tartozkodási idejét az áramlási rendszerben.

A ^{14}C adatokra számított eloszlási görbék 30 000 év után elérték a kvázi stacionárius állapotot, ami bizonyítja a karsztvíz 30 ezer év körüli maximális tartózkodási idejét az áramlási rendszerben.

7 – A terület karsztvizeinek geokémiai értékelésével és a karsztvizek térbeli eloszlása segítségével bebizonyítottam a keveredési pálya irányában a Széchenyi kút felől a Lukács meleg források felé a fiatal vizek keveredési aránya az idős vizekkel 10%-ról (Margitsziget II. kútnál) közel 50%-ra (Lukács-Király forrásnál) növekszik. A fiatal víz elsősorban a beszivárgási területen leszivárgó sekély inermédier áramlási rendszerből származik. Továbbá, ahogy azt az 4-dik tézisben számszerűsítettem, a fedő réteg pereméből is áramlik át fiatalabb víz, amely a Budapest közép zónájában lévő források szennyeződéserzékenységét is igazolja.

8 – A Budapest déli kútjaira végzett geokémiai értékelés segítségével bebizonyítottam egy feláramlási pálya valószínűségét, ami délről, a Csepel II. kút felől a Gellért kútcsoport felé irányul. A $\delta^{18}\text{O}$, ^{14}C és $\delta^{34}\text{S}$ adatok értékelésével is bebizonyítottam a takaró réteg peremén áramló, nagyobb mennyiségű hideg vízzel való keveredés valószínűségét, amelyet a zonebudget eredményei egyértelműen alátámasztanak.

9 Irodalomjegyzék

- Alföldi L., Béltekey L., Böcker T., Horváth J., Kessler H, Korim K, Oravecz J., Szalontai G., 1968: Budapest hévizei – VITUKI kiadvány, Budapest, 365 p.
- Alföldi L., Lorberer Á., 1976: A karsztos hévizek három dimenziós áramlásának vizsgálata kútadatok alapján. — Hidrológiai Közlöny, 56, 10, pp. 433–443.
- Alföldi, L., 1979. Budapesti hévizek – Thermal waters of Budapest. VITUKI Közlemények-Proceedings 20., Budapest, 102 p.
- Alföldi L. 1980: A felszíni és felszín alatti vizek minőségvédelme. - Magyar Vízgazdálkodás, 1980. 9.
- Alföldi L., Deák J., Liebe P., Lorberer Á., 1980: A Középhegység hideg és meleg karsztvízkészletek összefüggése, különös tekintettel a bányászat víztelenítési törekvéseire. VITUKI Közlemény. 23 p.
- Alföldi L., 1981: A budapesti geotermikus áramlási rendszer modellje – Hidrológiai Közlöny 1981/9., 7 p.
- Alföldi L., 1982: A felszín alatti vízáramlások szerepe a vízkészletek megújulásában. - MTA X. Osztályának közleményei, 15/1-2. 1982. pp 199-209.
- Alföldi, L., 1982: A layered thermal-water twin flow system: J. Hydrol. 56, pp. 99-105
- Alföldi L., 1986: A felszín alatti vízáramlások szerepe a vízkészletek megújulásában. Földtani Kutatás, XXIX (4), pp. 3-11, Budapest, Hungary.
- Almási, I., 2001, Petroleum Hydrogeology of the Great Hungarian Plain, Eastern Pannonian Basin, Hungary. PhD Thesis, University of Alberta, Department of Earth and Atmospheric Sciences, Edmonton, Alberta, 312 p.
- Bada, G., Horváth, F., Dövényi, P., Szafián, P., Windhoffer, G., Cloetingh, S., 2006: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. Global and Planetary Change, 58(1-4), pp. 165-180.
- Balázs E., Báldi T., Dudich E., Gidai L., Korpás L., Radócz Gy., Szentgyörgyi K., Zelenke T., 1981: A magyarországi eocén-oligocén határ képződményeinek szerkezeti-faciális vázlata. Földtani Közlöny, 111, pp. 145-156.
- Báldi T., Nagymarosy A., 1976: A hárshegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. Földtani Közlöny, 106, pp. 257-275.
- Báldi T., 1980: The history of the early Paratethys. Földtani Közlöny. 110. 3-4, pp 456-472.
- Báldi T. 1983: Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. - Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.

- Báldi T., 1984: The terminal Eocene and Early Oligocene events in Hungary and the separation of an anoxic, cold Paratethys. *Ecloga Geologica Helvética*, 77, pp 1-28.
- Báldi T., Horváth M., Kázmér M., Monostori M., Nagymarosy A, Varga P., 1984a: The terminal Eocene events. Eötvös Lóránd University, Budapest, 75p.
- Báldi T., Horváth M., Nagymarosy A, Varga P., 1984b: The Eocene-Oligocene boundary in Hungary. The Kiscellian stage. *Acta Geologica Hungarica*, 27. pp 41-65.
- Báldi T., Báldi-Beke M., 1985: The evolution of the Hungarian Paleogene Basin. *Acta Geologica Hungarica*, 28. pp. 5-28.
- Báldi T., 1986: Mid-Tertiary Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Hungary. Akadémiai Kiadó, Budapest, 201p.
- Barbidorics J., Fórizs I., Papp S., 1998: Isotopic hydrogeological study of the thermal karst system in the Buda Mountains, Hungary. *RMZ- Material and Geoenvironment*, Vol.45, No.1-2, pp. 8-12.
- Boda E., Jencsel H., Kummer I., Redlerné Tátrai M., Szamosfalvi A., Szeghy E., Török K., Zilahi-Sebess L., 2007: A magyarországi geotermikus energiapotenciál felmérése. *ELGI Évi Jelentés*, 79p.
- Boldizsár, T. (1975): Research and development of geothermal energy production in Hungary. - *Geothermics(Pisa)* Vol.4. Nos.1-4. pp. 44-56
- Böcker T., Lorberer Á., Maucha L., 1981: A karsztvízszintek és a bányavíz kivételek sokévi változása a Dunántúli-középhegységben- *VITUKI I.Vízrajzi Intézet és Kartográfiai V. kiadása*, Budapest.
- Craig, H., 1961: Isotope variations in meteoric waters. *Science*, Vol. 133, pp. 1702-1703.
- Császár G. (szerk.), 1997: Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Táblázatok és rövid leírások. Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest
- Csepregi A., 2007: A karsztvíztermelés hatása a Dunántúli-középhegység vízháztartására. – In: Alföldi L. - Kapolyi L, edits: *Bányászati karsztvízszint-süllyesztés a Dunántúli-Középhegységben*, pp 77-112.
- Dansgaard W., 1964: Stable isotope in precipitation. *Tellus* 16, pp. 436-468.
- Deák J., 1978: Environmental isotopes and water chemical studies for groundwater research in Hungary. *Isotope Hydrology 1978*, Vol. I., IAEA-SM-228/13, IAEA, Vienna, pp. 221–249.
- Deák J., 1979: Environmental isotopes and water chemical studies for groundwater research in Hungary. *Isotope Hydrology 1978.*, IAEA, Vienna, pp. 221-249.
- Deák J., 1980: Radiocarbon dating of the thermal waters in the Budapest area” *Zentralinstitut für Isotopen, Mitteilungen Nr. 30.*, Leipzig, pp. 257-266.

- Deák J., Stute M., Rudolph J., Sonntag C., 1987: Determination of the flow regime of Quaternary and pliocene layers in the Great Hungarian Plain (Hungary) by D,18O, 14C, and isotope gas measurements. International symposium on the use of isotopes techniques in water resources development, IAEA, Vienna, Austria.
- Deák J., Coplen T., 1996: Identification of Holocene and Pleistocene groundwaters in Hungary using oxygen and hydrogen isotopic ratios. Proceedings Series. Isotopes in water resources management. International Atomic Energy Agency, Vienna. IAEA-SM-336/25P, 438 p.
- Deák J., Deseö E, Böhlke J.K., Révész K., 1996: Isotope hydrology studies in the Szigetköz region, northwest Hungary in. Proceedings Series. Isotopes in water resources 127 management. International Atomic Energy Agency, Vienna. IAEA-SM-336/15, pp. 419– 432.
- Dövényi P., Horváth F., Liebe P., Gálfi J., Erki I., 1983: Geothermal conditions in Hungary, Geophysical Transactions, Vol.29., 1., 3-114
- Dreybrodt W., 1990: The role of dissolution kinetics in the development of karstification in limestone: A model simulation of karst evolution. Journal of Geology 98, pp. 639-655.
- Eröss A, Mádl-Szőnyi J, Csoma A., 2008b: Characteristics of discharge at Rose and Gellért Hills, Budapest, Hungary. Central Euro Geol 51(3), pp. 267–281.
- Eröss A., 2010: A Budai termálkarszt fluidumainak vizsgálata a Rózsadomb és a Gellért-hegy környezetében, különös tekintettel a karsztfejlődésben betöltött szerepükre. Doktori Értekezés, ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest.
- Eröss A., Mádl-Szőnyi J., Surbeck H., Horváth Á., Goldscheider N., Csoma A., 2012: Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary. Journal of Hydrology 426–427, pp 124–137.
- Fodor L., Nagymarosy A., Fogarasi A., Magyarai Á., Palotás K., Gatter I., 1991: A Budai szerkezeti öv földtani-tektonikai kutatása (kézirat). Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Általános és Történelmi Tanszék.
- Fodor L., Magyarai Á., Fogarasi A., Palotás K., 1994: A Budai vonal szerkezeti jellege és kapcsolata a hegység késő paleogén tektonikájával és szedimentációjával - Földtani Közlöny 124/2, pp. 129-305.
- Ford D., Williams P.W., 1989: Karst Geomorphology and Hydrology. Unwin Hyman, London, 601 p.
- Fórizs I. et al. (2010); A víz és széndioxid eredete a budapest környéki termális karsztvizekben; In Medencefejlődés és geológiai erőforrások; ed. Pál M. E., pp 59-60.
- Freeze R. A., Cherry J. A., 1979. Groundwater. Prentice Hall, Engwood Cliffs, New Jersey. pp. 15-29., 239., 243., 288 p.

- Freiler Á., Horváth Á., Mádl-Szőnyi J., Eröss A., Győri O., Surbeck H., Gubicza J., 2013: Comparison of radioactivity of biofilm and thermal water, Buda Thermal Karst, Hungary. In: International symposium on hierarchical flow system in karst, konferencia kiadvány, Budapest, szeptember 4-7. pp. 68.
- Gálfi J. Liebe P., 1983: Geophysical Transactions. Vol. 29. NO.1. pp. 62-65
- Goldscheider N., Mádl-Szőnyi, J., Eröss A., Schill E., 2010: Review: Thermal water resources in carbonate rock aquifers. Hydrogeology Journal, 18, pp. 1303–1318.
- Gözl B., 1982: A Dunántúli-középhegység forrásainak természetes hőteljesítménye. Földrajzi Értesítő XXXI. Évf., pp. 427-447.
- Gyalog L., Császár, G. (szerk.), 1995: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa 187, 171 p.
- Gyalog L., Budai T., Chikán G., Ivancsics J., Kaiser M., Koroknai B., Kovács S., Maigut V., Pelikán P., Sikhegyi F., Turczy G. 2005: Magyarázó Magyarország fedett földtani térképéhez 1:100000, Commentary to Geological Map of Hungary, 1:100000 (In Hungarian). Magyar Állami Földtani Intézet , 189 p.
- Haas J., 1988: Upper Triassic carbonate platform evolution in the Transdanubian Mid-Mountains. Acta Geol Hung 31(3–4), pp. 299–312.
- Haas J., 1988: A Dunántúli-középhegység felsőtriász karbonátos kőzeteinek fácieselemzése a Lofér-ciklusok jellegei alapján. Földtani Közlöny 118, pp. 10-108.
- Haas J., 1993: Budaörsi Dolomit Formáció. - In: Haas J. (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, pp. 49-51.
- Haas J., 1994: Magyarország földtana mezozoikum. Eötvös Lóránd Egyetem, 119p. Budapest.
- Hámor T., 1997: Stabil izotóp mérések alkalmazása szedimentológiai és környezetvédelmi problémák megoldásában (Az Országos Tudományos Kutatási Alap F007373. sz. kutatásának zárójelentése). Magyar geológiai Szolgálat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest
- Heinemann Z., Szilágyi G., 1977: A Dunántúli-középhegység főkarsztvíz-rendszerének szimulációja. Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat 110. évf.11.sz. pp. 750-758.
- Hem J.D., 1985: Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. U. S. Geological Survey. Water-Supply Paper 2254.
- Hitchon B., Freidmann I., 1969: Geochemistry and origin of formation waters in western Canada sedimentary basin: I. Stable isotope of hydrogen and oxygen. Geochem. Cosmochim. Acta 35, pp. 1321-1349.
- Hoefs J., 2009: Stable isotope geochemistry, 281p.

- Horváth I., Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest 1143, Stefánia út 14.
- Izápy G., Sárváry I., 1993: Tájékoztató a magyarországi karsztos termálvízelőfordulások állapotáról. Budapest, Eger, Hévíz, Miskolc,- Tapolca. KHVM-OMFB. Bp. VITUKI kiadvány, 11p.
- Jocháné Edelényi E., Tóth Gy., Sásdi L., Rotárné Szalkai Á., 2002: A Karsztvízföldtani vizsgálatok a Magyar Állami Földtani Intézetben: Karsztvízkutatás Magyarországon I. Áttekintő történeti bemutatás, szemelvények. Budapest. 11p.
- Juhász J., 1976: Hidrogeológia — Akadémiai kiadó, Budapest, 972 p.
- Kele S., Scheuer Gy., Demény A., Chuan-cou Shen, Hong-wei Chiang, 2011: A Rózsadomb (Budapest) édesvízi mészköveinek U-Th- sorozatos kormeghatározása és stabilizotóp-geokémiai vizsgálata. Földtani Közlöny 141/3, pp. 293-312.
- Kessler H., 1956: A karsztos hévforrások utánpótlásának kérdése. – Hidr. Közl. 2. pp. 127-128.
- Kessler H., 1968a: A budapesti karsztvíz megfigyelő hálózat kialakítása és célja. – Budapest hévízei. VITUKI kiadv. Bp. pp. 87-96.
- Kessler H., 1968b: A bányavíz fakasztás hatása a Dunántúli Magyar Középhegység vízháztartására és a karsztvízszint alakulására. – Karsztvíz Ankét kiadv. Bp. pp. 81-93.
- Kessler H., 1975: Mértékadó csapadékszázalék-számításon alapuló dinamikus karsztvízkészlet meghatározásának ellenőrzése. – MÁFI évi jelentése az 1975. évről Bp., pp. 341-348.
- Keszthelyi Z., 1975: A budapesti Duna-szakasz szökevényforrásai. Hidrológiai Tájékoztató, Magyar Hidrológiai Társaság és a Forrás Tanácsai és Vízügyi Vállalatok Egyesülése, Budapest, pp. 56-61.
- Kharaka Y.K., Berry F.A.F., Friedman I., 1973: Isotopic composition of oil-field brines from kettleman North Dome oil field, California, and their geological implicatin, Geochim. Cosmochim. Acta 37, pp. 1899-1908.
- Kharaka Y.K., Hull R.W., Carothers W.W., 1985: Water rock interaction in sedimentary basins:In: relationship of organic matter and mineral diagenesis. SEMP short course No.17, pp. 79-174.
- Kharaka Y. K., Carothers W.W., 1986: Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of deep basin brines, in: Fritz P., Fontes J.Ch. (Eds.), Handbook of environmental geochemistry, Vol 2, The terrestrial environment, Bp, pp. 305-361.
- Korpás. L., 1981: Oligocene-Lower Miocene formations of the Transdanubian Central Mountains in Hungary. MÁFI Évkönyv, 64, 140 p.

- Korpás L., Dosztály L., Dudko A., Gócsán F., Gyuricza Gy., Hámor-Vidó M., Hertelendi E., Horváth-Kollányi K., Lantos M., Lelkes Gy., Nagymarosy A., Oravecz-Scheffer A., Piros O., Rákosi L., 1993: The composite paleokarst system of the Buda Hills. Research report, Magyar Állami Földtani Intézet
- Korpás L., Fodor L., Magyarai Á., Dénes Gy, Oravecz J., 2002: A Gellért-hegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése. Karszt és Barlang, 1998-1999. (2002) évf. I-II. Füzet, p. 57-93, Budapest.
- Korpás L., 1998: Paleokarszt studies in Hungary. Kiadó: Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest. 139 p.
- Kovács B., Szanyi J., 2005: Hidrodinamikai és transzportmodellezés II., Gama-Geo Kft. p. 223
- Kovács Gy., Ádám O., Beke I., Böcker T., Egerszegi Gy., Heinemann Z., Horváth J., Ottlik P., Schmieder A., Szabényi L., Szilágyi G., 1979: A Dunántúli bányászat karsztvízszint- süllyesztése és a termálvizellátás kérdései. Budapest, Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság, p. 101.
- Kovács J., Müller P., 1980: A Budai-hegység hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai - Karszt és Barlang 1980/II, pp. 93-98.
- Kovács J., Poyanmehr Z., 2001: Adatelemző módszerek használata a budapesti termálvizek vízminőségi adatainak vizsgálatára. VIII. Konferencia a felszín alatti vizekről, Balatonlelle, abstract, pp. 10.
- Leél-Össy Sz., 2013: Józsefhegyi barlang ásványai (Minerals of the Józsefhegy Cave), In: International symposium on hierarchical flow system in karst, konferencia kiadvány, Budapest, szeptember 4-7, pp. 99.
- Liebe P., 1976: A kifolyóvíz- és talphőmérsékletek kapcsolatának vizsgálata. VITUKI, III. Főosztályi belső jelentés (kézirat).
- Liebe P, Lorberer Á., 1978: A karsztos hévíztárolók áramlási és hőmérsékleti viszonyainak vizsgálata. VITUKI Közlemények, 3, pp. 162–175.
- Liebe P., Székely F., 1980: Nyomáscsökkenések vizsgálata és előrejelzése hévíz kutakban, VITUKI Közlemények, 23p.
- Lorberer Á., 1984: Budapest környékének geotermikus térképe, M=1:100000 – VITUKI, Budapest.
- Lorberer Á., 1986: A Dunántúli-középhegység karsztvízföldtani és vízgazdálkodási helyzetfelmérése és döntéselőkészítő értékelése. Budapest, VITUKI, 130 p.
- Lorberer Á., Izápy-Wehovszky E., 1992: Map of the karstwater-table of the Transdanubian Range. Scale 1:200 000. (in Hungarian) — Vízgazdálkodási Tudományos Központ Vízrajzi Intézete, Budapest.

- Lorberer Á., 2001: A Dunántúli-középhegység karsztvízszint térképe ÉK-i rész/mBf/, M=1:200000–VITUKI, Budapest.
- Lorberer Á., 2002a: Budapest hévizei mérnökgeológiai szemmel. In: Alagút- és mélyépítő szakmai napok. „A millenium után, Európával, jövőnk környezetéért” konferencia kiadvány, Eger, május 27-28. pp. 71-78.
- Lorberer Á. et al. 2002 : A budapesti termálkarszt állapot-értékelése. VITUKI zárojelentés.
- Lorberer Á. 2003: A Dunántúli-Középhegység karsztvízszint térképe ÉK-rész, 2003.1.1-i állapot, M=1:200000 –VITUKI.
- Luszczynski N.J., 1961: Head and flow of ground water of variable density. Journal of Geophysical research. V. 66, no. 12, pp. 4247-4256.
- MacDonald M.G., Harbaugh A.W., 1988: MODFLOW, A Modular three dimensional finitedifference groundwater flow model. U.S. Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations, Book 6, Chapter A1, 586p.
- Mádl-Szőnyi, J., Eröss, A., 2013: Effects of regional groundwater flow on deep carbonate systems focusing on discharge zones. Proceedings of the International Symposium on Regional Groundwater Flow: Theory, Applications and Future development. 21-23 June Xi'an, China. China Geological Survey, Commission of Regional Groundwater Flow, IAH, 71–75.
- Magyari Á., 1996: Eocén szinszediment tektonikai jelenségek és üledékképződésre gyakorolt hatásaik a Budai-hegységben. — PhD Thesis, Eötvös University, Budapest, 288 pp.
- Maucha L., Lorberer Á., Müller P., 1987: Hidrogeológiai szakvélemény a Rózsadomb komplex környezetvédelmi vizsgálatához. - VITUKI Hidrológiai Intézet, Budapest. 85 p.
- Mindszenty A., Kovács, J., Mádlné Szőnyi, J., Király, L., Müller, I., Baross, G., Faragó, É., Halupka, G., Meinzinger, T., Nyúl, K., Pethő, S., Poyanmehr, Z., 1999. A Rózsadombi Termálkarszt monitoring működtetése. Zárójelentés. Kézirat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék
- Mindszenty A., Mádlné Szőnyi, J., Pethő, S., Kovács, J., Müller, I., Fodor, L., Kádár, M., Angelus, B., Eröss, A., Nyúl, K., Poyanmehr, Z., Varga, R., 2000: A Rózsadombi Termálkarszt Monitoring optimalizálása. Zárójelentés a 2000. évben végzett munkáról. Kézirat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék
- Mindszenty A. (szerk.), 2013: Földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”). Budapest, ELTE - Eötvös Kiadó, 311 p.
- Müller P., 1971: A metamorf eredetű széndioxid karsztkorroziós hatása, karszt és barlang, II: pp. 53-56, Budapest.

- Müller P., 1997: Az újabb neogén. In: Karátson D. (szerk.) Magyarország Földje. Kertek Kiadó, Budapest, pp.127-129.
- Müller P., Magyar I., 2008: A budai pannóniai képződmények. – Földtani Közlöny, 138/4, pp. 345-354.
- Nádor A., 1991: A Budai-hegység paleokarszt jelenségei és fejlődéstörténetük - Doktori Értekezés, ELTE Ált. és Tört. Földtani Tanszék, Budapest.
- Nádor A., Sásdi L., 1991: A Budai-hegység paleokarsztjai és fejlődéstörténetük, I. termális hatást nem tükröző paleokarsztok. Karszt és Barlang (I-II) pp 3-10.
- Nádor A., Korpás L., Juhász E., 1993: Tengerszint változásokkal kapcsolatos korai paleokarsztok a Budai-hegységben. Földt.Int. Évi jel., pp 118—128.
- Nagymarosy A., Báldi T., Horváth M., 1986: The Eocene-Oligocene boundary in Hungary. In: Pomerol C et al (eds) Terminal Eocene events. Elsevier, Amsterdam, pp 113–116.
- Nagymarosy A., Báldiné Beke M., 1988: The position of the Palogene Formations in Hungary. Ann. Univ. Sci. Eötv. Sect. Geol., 28, pp. 3-25.
- Nagymarosy A., 2002a: Magyarországi eocén. In Karátson D. (szerk.) Magyarország földje – kitekintéssel a Kárpát-medence egészére. Magyar Könyvklub, 120-122.
- Nagymarosy A., 2002b: Magyarországi oligocén. In Karátson D. (szerk.) Magyarország földje – kitekintéssel a Kárpát-medence egészére. Magyar Könyvklub, 123-125.
- Nagymarosy A., 2002c: Legkorábbi miocén. In Karátson D. (szerk.) Magyarország földje – Kitekintéssel a Kárpát-medence egészére. Magyar Könyvklub, pp. 126-127.
- Palmer A.N., 2000: Hydrogeologic control of cave patterns. In: Klimchouk A, Ford DC, Palmer A.N, Dreybrodt W (eds) Speleogenesis, evolution of karst aquifers, National Speleological Society, Huntsville, AL, pp 77–90.
- Palmer A.N., 2007: Cave geology. Cave Books, Dayton, OH, 454 p.
- Papp F., 1940: Budapest gyógyvizei [Mineral waters of Budapest]. Hidrol Közlöny 20, pp. 68–80.
- Papp F., 1941: Dunántúl karsztvizei és a feltárás lehetőségei Budapesten Hidrológiai közlöny, 1-6.sz. pp 146-196.
- Papp F., 1962: A budapesti langyos és melegforrások földtani múltja. Hidr. Tájék. 2 évf., 3.sz., pp. 18-20.
- Poyanmehr Z., 2000: A budapesti termálkarszt vízkémiai adatsorainak elemzése néhány matematikai statisztikai módszerrel. Szakdolgozat, ELTE, Általános Alkalmazott és Földtani Tanszék.

- Poyanmehr Z., Tóth Gy., 2010: A budapesti karsztos hévizek potenciál-nyomásviszonyainak értékelése. MÁFI Évi Jelentés, pp. 63-69.
- Poyanmehr Z., 2013: Conceptualization and implementation of an integrated regional groundwater model for Budapest cold-thermal karst system, Hungary. Central European Geology Journal, 56/4, pp. 359-380.
- Poyanmehr Z., 2014: A budai karsztrendszer nyomásviszonyainak értékelése a leáramló hideg- és feláramló meleg-ágak koncepciója alapján. Hidrológiai Közlöny. megjelenés alatt.
- Poyanmehr Z., 2016: A felszínalatti vízáramlás modellezése Budapest tágabb területén. Földtani Közlöny, 146 évf. 2.sz., megjelenés alatt.
- Prónay Zs., Törös E., 2001: Szakvélemény a budapesti 4. sz. metróvonal I. szakasz Szent Gellért tér-Duna alatti átvezetés kiegészítő mérnökgeofizikai vizsgálatáról. ELGI jelentés (kézirat).
- Raincsák Gy., 2000: A Budapest 4. sz. metróvonal és környezetének földtani viszonyai. Földtani Kutatás XXXVII(2), pp. 10-19.
- Saar M. O., 2010: Review: Geothermal heat as a tracer of large-scale groundwater flow and as a means to determine permeability fields. Hydrogeology Journal. Published online, november 25, DOI 10.1007/s10040-010-0657-2.
- Salát P., 1964: Az artézi kutak vizének lehőlése kifolyáskor, 1-2 Magyar Geofizika, pp 86-96.
- Sárváry I., 1995: A budapesti termálkarszt kitermelhető vízkészleteinek felülvizsgálata – Hidrológiai Közlöny 75/2. pp 87-93.
- Schafarzik F., 1920: Szőkevény hévforrások a Gellérthegy tövében. Földtani Közlöny, 50 évf., 1. sz. pp. 79-83.
- Schafarzik F., 1928: Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére. Hidrológiai Közlöny 1: 9-14.
- Scheuer Gy., Schweitzer F., 1988: A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. Hidrológiai Közlöny, 60. 11, pp. 492-501.
- Schoeller H., 1962: Les eaux souterraines. Masson, Paris, p 642
- Szabó V., Főríz I., Halas S., Pelc A., Deák J., 2009: A budapesti hévizek szulfátjának eredete stabilizotópos mérések alapján (Origin of the sulphate of the thermal waters of Budapest based on stable isotope measurements) [in Hungarian]: Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat, 77, pp. 73-81.
- Szabó V., 2009: A budapesti hévizekben oldott szulfát eredetének izotópgeokémiai vizsgálata. Szakdolgozat, ELTE TTK, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék.

- Szalontai G., 1962: Budapest gyógyvizeinek minőségi változása. Hidrológiai tájékoztató, ISSN 0439-0954 , 2.évf., 3.sz. pp. 23-26.
- Szőcs T., 2005: Áramlási rendszerek, víz-kőzet kölcsönhatások megismerése és alkalmazása, Esettanulmány: a Tolnai-hegyhát (Diósberény-Udvari). Doktori értekezés. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék.
- Tóth J., 1962: A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta, Canada. *J Geophys Res* 67(11), pp. 4375–4387.
- Tóth J., 1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J Geophys Res* 68, pp. 4795–4812.
- Tóth J., 1984: The Role of Regional Gravity Flow in the Chemical and Thermal Evolution of Ground Water. First Canadian/American Conference on Hydrogeology, Practical Applications of Ground Water Geochemistry, pp. 3-39.
- Tóth J., 1995: A nagy kiterjedésű üledékes medencék felszín alatti vizeinek hidraulikai folytonossága. - *Hidr. Közl.* 75. évf. 3.sz. pp. 153-160.
- Tóth J., 1999: Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeol J* 7, pp. 1–14.
- Tóth J., Almási, I., 2001, Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. *Geofluids* 1(1), pp. 11-36.
- Tóth, J., 2005: Gravity-Drive Regional Groundwater Flow in Karst Terraines. Short Course on “Multidisciplinary approach to karst-water protection strategy”, “Erdélyi Mihály” Advanced Hydrogeology School, Eötvös Loránd Science University Budapest, Hungary, 2005 August 22-27, 16 p.
- Tóth Gy., 1986: Magyarország Talajvízforgalmi Térképe, M=1:500.000, MÁFI.
- Tóth Gy., : szóbeli közlés, Magyar Állami Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest, Stefániai út 14.
- Varga P., 1982: A tardi agyag alsó tengeri szintjének kora, allodapikus mészkőbetelepülések alapján. *Földtani Közlöny*, 112, pp. 177-184.
- Varsányi Z. I., 2000: Felszín alatti vízmozgási rendszerek elkülönítése a Dél-Alföldön kémiai és izotópos vizsgálatok alapján. *Hidrológiai Közlöny*. No. 80, pp. 145–156.
- Végh S-né et al., 1985: A József-hegyi barlangrendszer kutatásához kapcsolódó földtani térképezés eredményei - Készült az ELTE Alkalmazott és Műszaki Földtani Tanszékén
- Vendel M., Kisházi P., 1964: Összefüggések melegforrások és karsztvizek között a Dunántúli-középhegységben megfigyelt viszonyok alapján. *MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei*, 32, pp. 393–417, 33, pp. 205–234.

- Vető I., 1987: An Oligocene sink for organic carbon: upwelling in the Paratethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 60, pp. 143-153.
- Vető I., Nagymarosy A., Brukner-Wein A., Hetényi M., Sajgó Cs., 1999: Salinity changes control isotopic composition and preservation of the organic matter: The Oligocene Tard Clay, Hungary revisited - In: 19th International Organic Geochemistry, 6-10 September 1999, Istanbul – Turkey, Abstracts Part I, TÜBITAK, Marmara Research Center, pp. 411-412.
- Waterloo Hydrogeologic Inc., 2003: Visual MODFLOW Pro v.3.1. User's Manual. Waterloo. 434p.
- Wein Gy., 1977: A Budai-hegység tektonikája - MÁFI Alkalmi Kiadvány.
- Yurtsever Y., 1975: Worldwide survey of stable isotopes in precipitation. Report. Section on Isotopic Hydrology, International Atomic Energy Agency, Vienna, 40 p.
- Yurtsever Y., Gat J. R., 1981: Stable Isotope Hydrology, Deuterium and oxygen-18 in the Water Cycle. In: J. R. Gat, R. Gonfiantini (Eds.), *Atmospheric Waters*. Chapter 6. IAEA Technical Reports Series No. 210, International Atomic Energy Agency, Vienna.

10 Absztrakt

A dolgozat célja, hogy a budai termálkarszt rendszer egészére egy integrált vízföldtani-vízgeokémiai-izotóp hidrológiai értelmezés készüljön, mely jellemezi a felszín alatti áramlási rendszert 3D-s vízföldtani és transzport modell elkészítésével.

A téziseim a következők:

A termálkarszt hidrogeokémiai értékeléséhez elkülönítettem az áramlási rendszert leíró hidraulikus potenciálviszonyokat, mégpedig két egymástól eltérő, vertikálisan változó sűrűségeloszlású rendszerre: egy hideg-, (lefelé áramló, de fokozatosan geotermikus állapotra felmelegedő) és egy meleg- (felfelé áramló, de kissé lehűlő) ágra. Elméleti megfontolások során számszerűsítettem a nyomásviszonyokat mindkét sűrűségű áramlási rendszerben, így egyértelművé tettem a két eltérő hőmérsékletű és sűrűségű víztömeg között jelentkező felhajtó erő— vagyis a "hőlift" — következményét, illetve a termálvíz feláramlását a meleg-langyos források felé. Így számszerűsítve tisztáztam a terület felszín alatti vízáramlási irányait.

A tanulmányozott területre permanens állapotra 3 dimenziós numerikus modellt készítettem, melyben elkülönítettem a mély áramlású karsztvíz rendszert a sekély vízáramlási (talajvíz) rendszertől, majd a két rendszert egy egységbe foglaltam.

Kiszámítottam a terület vízmérlegét, mely alapján az egész tanulmányozott területen beszivárgott víz, 75 %-a felső modell-rétegen a lokális áramlási rendszeren keresztül, míg 25%-a a kutak és források összhozamaként kerül újra felszínre.

A vízmérleg számításnál a rossz vízvezető képességű paleogén–neogén üledékes összletet, mely a két víztartó réteg között helyezkedik, két külön felső és alsó zónára osztottam, így számításokkal is igazolt, hogy a paleogén-neogén komplex rétegre beszivárgott víz 42%-a a felső zóna peremén keresztül táplálja a karsztrendszert. Ez jól tükrözi a karszt rendszer érzékenységét, azaz a felszínen beszivárgó szennyeződés a takaró réteg felső peremén keresztül juthat a karszt rendszerbe.

A $\delta^{18}\text{O}$ és ^{14}C indikátorok segítségével ellenőriztem a modell megbízhatóságát. A $\delta^{18}\text{O}$ transzport modellezés eredményei alapján, a Budapest középső zónában elhelyezkedő mély kutakból és a déli kutakból nyert idős termálvizek az utolsó eljegesedés során szivárogtak be.

A termálvizek ^{14}C transzport folyamatok modellezése a karsztvíz 30 ezer év körüli tartózkodási idejét igazolja az áramlási rendszerben. Ez megerősíti a $\delta^{18}\text{O}$ transzport modellezés eredményét.

A terület karsztvizeinek geokémiai értékelésével és a karsztvizek térbeli eloszlása segítségével az 3D áramlási modell által kijelölt áramlási pályákat pontosítottam.

Az eredmények alapján a Budapest középső zónájában jelölt keveredési pálya irányában a meleg források felé a fiatal vizek keveredési aránya az idős vizekkel 10%-tól közel 50%-re növekszik.

A Budapest déli kútjaira végzett geokémiai értékelés egy feláramlási pálya valószínűségét igazolta. A $\delta^{18}\text{O}$, ^{14}C és $\delta^{34}\text{S}$ adatok értékelése is a takaró réteg felső peremén áramló fiatal vizek keveredési valószínűségét igazolta, amelyet a zonebudget eredményei egyértelműen alátámasztanak.

A komplex hidrogeológiai, hidrogeokémiai és izotóphidrológiai értékelések együttes alkalmazásával sikerült olyan 3D permanens állapotú vízföldtani modellt készíteni, ahol eltérő hőmérsékletű, sűrűségű és geokémiai tulajdonságú vizek áramolnak.

11 Abstract

The goal of this thesis was to carry out an integrated hydrogeological-hydrogeochemical evaluation on the Buda Thermal Karst System. This work is based upon archive hydrogeological, hydrogeochemical, and environmental isotope data on the characterization of flow and transport processes by 3D steady-state modeling.

My theses are the followings:

To hydrogeochemical evaluating the thermal karst system I have separated the flow system into two vertically different density's flow systems: cold side (descending and gradually geothermally heated flow system) and warm side (ascending and slightly cooling flow system). By theoretical consideration, I have quantified the hydraulic potential levels of each measurement point in the two different density flow systems, which clarify the consequence of lifting force between two different temperature and density flow system or ascending of thermal water toward the warm-lukewarm springs. Thus, I numerically determined the groundwater flow directions of the area.

I constructed a 3D numerical steady-state flow model, which deals with two aquifers, the uncovered shallow aquifer and the semi-covered regional karst aquifer, as a unique system.

By computing the water balance or the waterbudget of the area, I calculated that 75% of the total infiltrated water drains to the surface as local system, and 25% discharges from the regional main karst system through the springs or-wells of the thermal-karst.

By splitting the Paleogene-Neogene complex aquitard layer located between the two aquifers into the upper and lower zones and computing the budget of the layer, I determined that 42% of the infiltrated water of the Paleogene-Neogene layer flows toward the karst system through the edge of the upper zone. This fact reflects the sensitivity of the thermal system to the infiltrated pollution through the edge of upper zone of the covering sediments.

I calibrated the model by $\delta^{18}\text{O}$ and ^{14}C data as indicator elements. The results of the $\delta^{18}\text{O}$ transport modeling represent the old water of deep wells in the center and southern part of Budapest filtrated during interglacial period.

The ^{14}C transport modeling indicates that the residence time of the old water in the flow system is approximately 30 000 years. This confirms the result of the $\delta^{18}\text{O}$ transport modeling process.

The results of the geochemical analysis of thermal waters ensure the exactness of the 3D flow model. It proved the increasing presence of younger water in the flow system toward the thermal springs (10% to near 50%) in the central zone of Budapest.

In the case of wells of south Budapest, upward flow was proven. Evaluation of $\delta^{18}\text{O}$, ^{14}C and $\delta^{34}\text{S}$ data proved the presence of younger water is the result of the infiltration from the edge of the upper part of the covering sediments, which was supported by zonebudget results as well.

Complex hydrogeological, hydrogeochemical and isotope hydrological studies provide useful results to evaluate and to quantify the 3D steady-state model of the regional groundwater flow system with waters with different temperature, density and geochemical properties.

12 Mellékletek:

I. Melléklet A vízföldtani modellezésben figyelembe vett karsztvíz termelő kutak és források: 2004-2007 év közötti hozam adatainak medián értékei.

Település	Termelő kutak	Vifir kód	Jelszám	EOVY	EOVX	Szűrő felső	Szűrő alsó	Hozamok ezerm ³ /év
Budapest-I.ker.	Rudas.Attila II.kút	k200010004	B-4	649990	238420	22.5	36.8	2
Budapest-XI.ker.	Rudas.Hévízmű GT-II. akna	k200110049	B-49	650045	238173	2.8	3	20
Budapest-XI.ker.	Rudas.Hévízmű GT-VI. akna	k200110051	B-51	649897	238295	1.7	2.8	228.5
Budapest-I.ker.	Rudas.Hungaria II. kút	k200010006	B-6	650000	238380	24	40	2
Budapest-I.ker.	Rudas.Juventus kút	k200010005	B-5	650020	238430	42	43.5	58.5
Budapest-II.ker.	Császár.Antal kút	f200020012	—	649230	241700	15.8	41	23.25
Budapest-II.ker.	Lukács IV. kút	k200020012	B-12/a	649200	241500	37	135	417.8
Budapest-II.ker.	Lukács V. kút	k200020060	B-60	649302	241525	57	119	113.3
Budapest-II.ker.	Lukács VI. kút	k200020066	B-66	649279	241642	71	118	1
Budapest-II.ker.	Lukács.Római-forrás	f200020007	—	649220	241580	2.7	2.7	393.8
Budapest-III.ker.	BUSZESZ Óbudai Gyémánt	k200030047	B-47	649942	245008	460	465	14
Budapest-III.ker.	Csillaghegy.Árpád-forrás	f200030012	—	649579	249106	7	7	3
Budapest-III.ker.	Csillaghegy.Déli(Szivattyús)	k200030005	B-5	649648	249098	500	500	35.25
Budapest-III.ker.	Csillaghegy.Északi(Közkútás)	k200030006	B-6	649651	249012	80	137	12.75
Budapest-III.ker.	Csillaghegy.József kút	k200030003	B-3	649605	249174	104	110	13.75
Budapest-III.ker.	Pütkösd-kút	k200030001	B-1	651571	250427	440	533	55.25
Budapest-III.ker.	Római VII. forrás (14.86 m)	f200030010	—	650400	247800	13.9	13.9	40.5
Budapest-III.ker.	Rómaifürdő 120 m-es kút (új kút)	k200030037	B-37	650408	247996	50	117	3.25
Budapest-IV.ker.	Aquaworld fürdő	k200040121	K-121	654695	250754	763	775	90
Budapest-IV.ker.	Tungsram strand	k200040100	B-100	652296	249289	599	618	77
Budapest-IX.ker.	Budapest Kvassay-1	k200090038	B-38	651724	235484	385	526	59
Budapest-XI.ker.	APENTA II.hévízkút	k200110052	B-52	647381	234582	800	898	70
Budapest-XI.ker.	Gellért.Hévízmű GT-I. kút	k200110053	B-53	650300	237933	11.9	21.5	40
Budapest-XI.ker.	Gellért.Hévízmű GT-III. kút	k200110054	B-54	650258	237992	5	14	346.3
Budapest-XIII.ker.	Dagály strandfürdő. Béke kút	k200130014	B-14/a	651300	244100	117	123	1255
Budapest-XIII.ker.	ELMŰ SE hévízkút	k200130016	B-16	650800	243200	197	204	95
Budapest-XIII.ker.	Magda-kút (Margitsziget D-II.)	k200130020	B-20	649700	241700	311	311	307.5
Budapest-XIII.ker.	Margitsziget IV.	k200130047	B-47	650390	243340	106	108	748
Budapest-XIV.ker.	Pascal termálkút	k200140024	B-24	656300	242000	1396	1400	218
Budapest-XIV.ker.	Városliget II. hévízkút (Széchenyi)	k200140013	B-13	652790	241644	1246	1257	1347
Budapest-XX.ker.	Pesterzsébet termál	k20200137	B-137	653300	232300	648	664	24.25
Budapest-XXI.ker.	Csepeli strand II.hévízkút	k200210019	B-19	653900	229700	1126	1136	187.8
Budaörs	ISC (Bitep) karsztaknája	k120990006	K-6	638300	235700	585	588	63.25
Göd	Szabadidőközpont. hévízkút. LBZ	k120370008	K-8	657801	260883	655	695	56.5
Leányfalu	Strand termálkútja	k120350004	B-4	652500	263800	715	1009	115.8
Pilisborosjenő	Vízmű 1.sz.kút (4.tp. 2.kút)	k120700006	K-6	646169	251093	158	180	40.75
Pilisborosjenő	Vízmű 1/a.sz.kút (3.tp. 1.kút)	k120700007	K-7	646514	251049	72.5	113	62.75
Pilisvörösvár	Állatteny.Kft. karsztkútja	k120620003	K-3	638383	256543	158	200	6
Pilisvörösvár	TERRANOVA Kft. karsztkútja	k120620004	K-4	637655	252955	138	189	8
Pilisszentiván	PEMŰ ipari kútja (karszt)	k120690001	B-1	638943	251651	79.7	110	341
Budakalász	Gyarmati Béla (Dolnai karsztkút)	k120630022	K-22	647541	256509	185	193	2
Solymár	PEMŰ Szelhegyi karsztkút	k120780011	K-11	640500	250725	130	158	42.25
Törökbálint	DEPO kútja	k121040022	K-22	641900	233200	592	632	39
Vác	Strand termálkútja	k120250058	B-58	656117	270151	1100	1177	53.25
Veresegyház	Strand termálkút	k120570015	K-15	667422	256632	1414	1457	99.5

Település	Termelő kutak	Vifir kód	Jelszám	EOVY	EOVX	Szűrő felső	Szűrő alsó	Hozamok ezerm ³ /év
Visegrád	Visegrádi Ásványvíz	k120230007	K-7	643087	268978	1187	1301	279
Dorog	Richter RT	k100190011	K-11	625899	264879	353	521	365
Dorog	Baumit Kft. dorogi gyára	k100190010	K-10	625355	263618	272	297	18.65
Esztergom	Vizmu Kft EV-2 jelu kut	k100010108	K-108	629999	272874	144	147	912.5
Esztergom	Vizmu Kft EV-1 jelu kut	k100010107	K-107	630041	273001	182	185	912.5
Esztergom	GRANTE RT. (antenna)	k100010088	K-88	625246	267798	176	201	0.303
Esztergom	GRANTE RT. (antenna)	k100010087	K-87	626332	267910	245	294	2.89
Keszthely	TEJÚT Kft Kozponti mj	k100200001	K-1	630221	262301	56	140	7.2
Keszthely	Lencsehegy karsztkút	k100200002	K-2	629911	265300	256	271	37.03
Leányvár	ÉDV RT. Vaskapu-pusztai vizmu	k100260002	K-2	628357	261352	196	294	42.56

III. Melléklet Karsztvíz megfigyelő kutak. 2001.01.01 állapota:.

Település	Jelszám	VIFIR	EOV Y	EOV X	Vízszint mBf
Budapest-III.ker.	B-1	k200030001	651571	250427	106
Pilisszentiván	B-1	k120690001	638943	251651	108
Budakeszi	K-1	k120950001	640577	239002	130
Pilisszentkereszt	—	f120430009	640484	260036	131
Solymár	B-1	k120780001	641750	249954	119
Budapest-IV.ker.	B-100	k200040100	652522	249081	106
Budapest-II.ker.	B-10/a	k200020010	649300	241620	104
Solymár	K-11	k120780011	640502	250739	116
Budapest-II.ker.	B-12	k200020012	649330	241510	103
Solymár	K-12	k120780012	645754	249109	108
Solymár	K-13	k120780013	641147	249846	117
Piliscsaba	K-14	k120610014	631898	255882	113
Solymár	K-14	k120780014	641199	249927	116
Budapest-II.ker.	B-14	k200020014	645417	241606	118
Budapest-II.ker.	B-15	k200020015	645331	241809	119
Budapest-XIII.ker.	B-16	k200130016	650764	243344	107
Budapest-XIII.ker.	B-19	k200130019	650350	243396	104
Pomáz	K-19	k120550019	645690	256271	108
Törökbálint	K-19	k121040019	639324	234167	125
Pilisborosjenő	K-2	k120700002	646442	251121	106
Pilisvörösvár	K-2	k120620002	641058	253669	114
Pilisszentiván	B-2	k120690002	638800	251600	112
Budajenő	K-2	k120810002	633928	246787	118
Törökbálint	K-22	k121040022	641945	233256	113
Budakalász	K-22	k120630022	646438	254133	105
Budapest-III.ker.	B-23	k200030023	645880	248928	107
Biatorbágy	B-3	k120980003	627600	239200	129
Páty	K-3	k120940003	635062	240428	122
Budapest-III.ker.	B-3	k200030003	649605	249174	107
Perbál	K-3	k120760003	628217	251699	112
Budapest-III.ker.	B-33	k200030033	648583	245196	106
Budapest-III.ker.	B-33	k200030033	648583	245196	107
Leányfalu	B-4	k120350004	652557	263877	119
Páty	K-4	k120940004	634932	239730	128
Pilisvörösvár	K-4	k120620004	637655	252955	105
Biatorbágy	K-4	k120980004	627802	240103	119
Budapest-II.ker.	B-4	k200020004	645082	241930	119
Budapest-III.ker.	B-47	k200030047	649942	245009	106
Sóskút	K-5	k121150005	633582	231567	112
Pilisborosjenő	K-5	k120700005	643228	251908	110
Budapest-III.ker.	B-5	k200030005	649648	249098	105
Esztergom	B-5	k100010005	626904	272358	104
Tök	K-5	k120800005	631491	243780	122
Budaörs	K-6	k120990006	644118	235597	120
Budapest-III.ker.	B-6	k200030006	649651	249012	107
Pilisborosjenő	K-6	k120700006	646169	251093	106
Budapest-II.ker.	B-60	k200020060	649300	241530	104
Budapest-II.ker.	B-61	k200020061	647529	243297	112
Budapest-II.ker.	B-62	k200020062	645537	243380	116
Budapest-II.ker.	B-63	k200020063	641841	246083	121
Budapest-II.ker.	B-66	k200020066	649279	241642	104

Település	Jelszám	VIFIR	EOV Y	EOV X	Vízszint mBf
Visegrád	K-7	k120230007	643087	268978	115
Pilisborosjenő	K-7	k120700007	646514	251049	106
Vác	K-73	k120250073	657361	271234	104
Budapest-II.ker.	B-8	k200020008	649230	241700	103
Göd	K-8	k120370008	657801	260883	113
Solymár	K-8	k120780008	641095	249969	117
Mány	K-8	k060020008	624023	240196	117
Csolnok	Cs-693		624942	258981	115
Csobánka	Csob-6		642170	253778	110
Dorog	D-120	304	626835	264205	112
Esztergom	E-88		630889	265913	101
Esztergom	E-120		632101	273263	104
Esztergom	E-33	309	629936	265512	93
Esztergom	E-72	317	630702	266964	94
Esztergom	E-66		631605	269199	104
Máriaalom	M-3		623851	254304	116
Piliscsév	Pcs-10		634331	259595	113
Pilisszántó	Pszá-1		636717	258501	113
Tök	T-7		624690	248612	114
Üröm	Ü-1		648299	250386	106
Üröm	Ü-4		648388	250653	106
Üröm	Ü-2		648526	250252	106
Üröm	Ü-3		648661	250484	106
Budaörs	Bö-2		639582	235022	123
Budakeszi	K-2	k120950002	640810	243509	122
Budapest-XI.ker.	B-89	k200110089	650123	236106	100
Budapest-II.ker.	—	f200020006	649135	241570	104
Budapest-II.ker.	—	f200020007	649230	241550	101
Budapest-II.ker.	—	f200020009	649155	241690	104
Esztergom	DM-33/a		626557	272546	105
Piliscsaba	Pa-10		634700	254050	113
Budaörs	Bö-1		638900	236150	125
Szigetmonostor	—	c120440004	650860	251165	105
Esztergom	DM-773		626912	272430	104
Esztergom	DM-774		626954	272461	104
Esztergom	DM-766		626996	272470	104
Pilisszentiván	Pi-21		638871	251656	116
Leányvár	K-2	k100260002	628358	261352	112
Tinnye	B-6	k120600006	631857	253543	114
Budapest-XII.ker.	Vm-1		647489	240491	105

V. Melléklet Talajvízszint megfigyelő kutak, 2001 értékei.

Állomás	Törzsszám	EOV X	EOV Y	Terepmagasság mBf	Talajvízszint mBf
Esztergom	000270	270810	626072	104.84	104.24
Esztergom	000267	270185	626800	108.13	106.37
Esztergom	000271	272075	626982	108.37	103.84
Besnyő	000608	225480	631320	130.98	125.02
Érd	001160	224926	638660	114.92	111.55
Pomáz	001159	255990	648410	127.23	123.8
Budakalász	001158	258237	649957	105.43	101.28
Csepel	001166	233747	653874	104.58	96.53
Rákospalota	001073	245484	656919	117.14	113.57
Göd	004353	259722	656961	114.64	110.47
Vác	003851	271095	657017	116.81	110.52
Vác	001164	268823	657377	113.05	109.56
Alsónémedi	004355	220129	658672	106.23	101.77
Dejtár	001091	299449	659065	167.78	163.91
Érsekudkert	001092	283704	661563	179.98	174.53
Rád	003853	272053	662762	145.26	139.53
Gyál	003409	226859	663170	117.14	111.22
Váchartyán	001077	265620	665107	134.93	133.71
Vecsés	001110	228534	665568	111.33	108.86
Maglód	003410	232950	672610	160.06	155.15
Gödöllő	001066	249547	672928	202.89	196.59
Isaszeg	001074	243998	676441	186.7	179.36
Valkó	001082	252337	686385	155.72	151.77
Zsámbok	001085	250599	692633	133.5	126.6

VI. Melléklet A klaszter-analízishez felhasznált kutak és kapcsolódó vízkémiai adatok medián egyenértéke.

Kút neve	Jele	EOV Y	EOV X	vífir kód	hőm.	Na	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	pH	δ ² H	δ ¹⁸ O
					°C	mgeé/l	mgeé/l	mgeé/l	mgeé/l	mgeé/l	mgeé/l			
Lukács-fürdő Lukács-forrás	Luk-for.	649300	241600	k200020010	23.35	2.1	5.98	3.56	1.179	2.91	7.24	6.8		
Császár-fürdő Török-forrás	Cs_Tör	649150	241710	f200020009	27	1.55	5.77	3.96	1.072	2.79	7.8	6.5	-74	-10.58
Margitsziget I. kút.	Mrg1	649695	241685	k200130019	38.4	2.2	6.1	3.42	1.467	2.08	8.35	6.8	-73.3	-10.79
Lukács-fürdő Malomtó	Malomtó	649110	241570	f200020006	23	0.83	5.84	4.17	0.96	2.5	7.05	7.1	-74.7	-10.57
Lukács-fürdő Római-forrás	Luk_Rom	649220	241580	f200020007	19.75	0.78	5.81	3.81	0.846	2.69	6.85	7.0	-73.7	-10.30
Pestm.-i Műanyagipari Vállalat.	Műany.	640502	250739	k120780011	13	0.35	4.73	3.95	0.31	2.6	6.02	7.2		
Téglagyár-1.	Tgyár-1.	642170	249991	k120780010		2.23	4.71	4.9	0.366	2.73	7	7.1		
Római II. forrás	Róm2	649800	249100	f200030001	22.95	0.52	4.32	2.43	0.423	0.85	7.7	7.1	-73.6	-10.22
Római VI. forrás	Róm6	650420	247920	f200030007	22.95	0.52	4.37	2.56	0.451	1.16	7.5	7.6	-73.2	-10.16
Római V. forrás	Róm5	650400	247800	f200030005	23	0.52	4.14	2.86	0.451	1.23	7.8	7.1	-73.8	-10.18
Római III. forrás	Róm3	650440	247870	f200030002	22.7	0.61	4.49	2.28	0.507	0.49	7.6	7.1	-74.9	-10.22
Római IV. forrás	Róm4	650430	247890	f200030003	23.1	0.57	4.39	2.4	0.521	1.21	7	7.2	-73.6	-10.22
Árpád forrás	Árpád.f	650400	247800	f200030028	20	0.61	4.75	3.01	0.442	1.21	7.38	7.4		
Római I. forrás	Róm1	650450	247860	f200030034	22	0.57	4.89	3.08	0.338	1.39	7.51	7.3	-74.4	-10.16
Óbuda Selyemgyár Árpád-forrás	Selyem.Árp	648610	245170	f200030012	20.25	0.57	5.19	3.33	0.451	0.86	7.46	7.0		
Emőd utca, Római fürdő.	Róm_E	650409	247997	k200030037	22.85	0.74	4.99	3.53	0.394	1.52	7.78	7.1		
Csillaghey, Pusztakúti u. 3.sz.	Csillag.3 5 1	649648	249098	k200030005	22.8	0.77	4.91	3.54	0.386	1.57	7.8	7.2	-72.6	-10.26
Csillaghey, Pusztakúti u. 3.sz.	Csillag.3 1	646438	254133	k200030003	22.6	0.74	4.97	3.61	0.366	1.46	7.64	7.1		
Csillaghegyi Strandfürdő	Csillag.Str.	649656	249083	k200030006	22	0.97	4.89	3.67	0.377	1.6	7.6	7.2	-72.5	-10.22
BUSzESz Rt. Óbudai Szeszgyár.	BUSzESz Rt	649942	245009	k200030047	21.85	0.48	4.68	3.74	0.31	1.67	7.25	7.1	-72.6	-10.40
Inga-98 Kft. ásványvíz kútja.terület hrsz. 08.	Inga-98	631898	255882	k120610014	11.8	0.9	4.42	3.25	0.239	1.69	6.62	3.6		
Óbudai Selyemkikészítőgyár telephelye.	ÓbudaS	648583	245196	k200030033	18	0.39	4.72	3.33	0.352	0.22	8.6	6.4		
Vízmű 1/a.sz.	Vízmű 1/a	646514	251049	k120700007	14	0.5	3.14	2.76	0.507	1.78	6.7	7.2		
Vízműkút, az OKGT Pbj. 1/a	VízműOKGT	646169	251093	k120700006	14	0.37	3.99	4.53	0.535	0.77	6.45	7.2		
Herceghalom főtérén	Heha	627885	239912	k120980004	28.5	1.12	5.27	3.48	0.197	4.17	4.89	7.1		
Óbuda-2.sz. karsztvízszint figyelő kút.	Ó_kf2	645754	249109	k120780012		0.26	3.29	4.61	1.408	4.9	7	7.1		-11.30

Kút neve	Jele	EOV Y	EOV X	vífir kód	hóm.	Na	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	pH	δ ² H	δ ¹⁸ O
					°C	mgeé/l	mgeé/l	mgeé/l	mgeé/l	mgeé/l	mgeé/l			
Lukács-fürdő IV. kút	Luk_4	649330	241510	k200020012	44.05	3.71	6.89	3.36	2.482	3.33	8.23	6.7	-83.2	-11.59
Lukács fürdő, V.sz. kút. Talp 156.0 m?	Luk_5	649300	241530	k200020060	40.2	3.69	6.62	3.4	2.496	3.33	7.9	6.8	-85.2	-11.87
Árpádfejedelem u. 7.sz. Lukács-fürdő III. Kút	Árp-Luk3	649300	241620	k200020011	43.65	3.96	7.04	3.38	2.595	3.41	8.56	6.7	-78.8	-10.96
Lukács-fürdő Király-forrás	Luk_Kir	649200	241500	f200020008	40.05	4.2	7.52	3.44	2.615	3.6	8.86	6.9	-79.6	-11.24
Császár-fürdő. Imre-f.	Cs_Imre	649230	241670	f200020010	33.5	3.79	7.38	3.44	2.829	3.03	8.27	7.1		
Árpádfejedelem u. 6.sz. Lukács fürdő 4.sz.	Árp-Luk4	649330	241510	k200020012	48.1	4.43	6.87	3.37	3.441	3.71	8.36	6.6		
Császár-fürdő. Antal-f. és kút	Cs_Antal	649220	241690	f200020012	45.65	4.68	7.09	3.36	3.053	3.53	8.58	6.8		
Lukács-fürdő Antal-kút	Luk-Antal	649230	241700	k200020008	50.25	4.98	6.91	3.35	3.653	3.56	8.8	6.7	-81.6	-11.25
Árpádfejedelem u. Antal kút	Árp-antal3	649230	241700	k200020008	48.4	4.2	6.72	3.89	3.083	3.36	8.49	6.7		
Paskál-malom (Zugló XIV.ker.) Pm.1.	Paskál	656284	241850	k200140024	69.95	4.55	6.47	3.43	2.905	3.16	9	6.7	-89.6	-11.75
Lukács-fürdő Király-forrás 9.1	Luk_Kir9 1	649190	241460	k200020009	39	4.5	7.16	3.38	2.493	4.32	8.98	6.8		
Margitsziget III. kút	Mrg3	650350	243396	k200130018	38.5	3.39	6.69	3.41	2.324	2.62	9.01	6.8	-81.6	-11.00
Margitsziget IV. Hévízkút	Mrg4	650355	243412	k200130047	37.6	3.32	6.71	3.44	2.426	2.79	9.06	6.8	-79	-11.21
Béke (szabadság) strand. Közkút.	Béke	650986	243944	k200130014	37.65	3.48	6.46	3.5	2.478	2.52	9.03	6.8		
Népfürdő u. 36.sz. Szabadság Strand, Dagály, Párizsi sz.	Dagály	650986	243944		49	3.507	6.03	3.62	2.2001	2.5	9.05	6.82	-79.6	-11.1
Elektromos Művek hévízkút	Elektromos	650764	243344	k200130016	37.5	2.95	6.49	3.87	2.031	2.55	8.91	6.5	-79.6	-11.07
Lukács-fürdő VI. hévízkút	Luk-6	649279	241642	k200020066	34.85	2.87	6.74	3.86	2.089	3.21	7.87	6.7	-82.1	-11.35
Rudas-fürdő. Árpád I. forrás	R_Árp1	650020	238310	f200010017	33.8	4.5	6.04	4.62	3.943	4.28	7.9	7.0		
Gyermeküdülő, Pandy L. u.	Gy_ü	652557	263877	k120350004	54.5	2.92	6.87	3.95	1.408	2.97	10.8	6.2	-83.2	-11.41
Árpád u. sarok Vízmű 2 sz. kút	Depo2	641945	233256	k121040022	34.7	1.04	7.53	5.63	0.338	7.68	6.39	3.3		
Árpád u. sarok Vízmű 2 sz. kút	Vízmű 2	640062	232939	k121040023	24.45	0.99	7.49	5.86	0.366	7.56	6.7	6.8		
Kutatófúrás hrsz.: 0134/14.	Göd_kut	657801	260883	k120370008	50.4	4.13	8.33	4.84	2.479	2.4	12.66	6.2	-90.4	-11.87
Vác strandfürdő 1/a.sz. kút.	Vác_str1/a	656117	270151	k120250058	29	4.87	9.48	6.43	2.366	2.6	15.4	6.5	-83.3	-11.60
Császár-fürdő János-forrás	Cs_János	649220	241630	f200020011	57.5	5.91	7.42	3.53	3.639	3.87	9.2	6.6		
Császár-fürdő Mária-forrás	Cs_Mária	649240	241660	f200020013	52.7	6.11	7.52	3.46	3.895	3.73	9.68	6.6		
Széchenyi-fürdő II. kút Városliget	Sz_2	652755	241625	k200140013	72.6	7.62	7.47	3.02	5.811	4.25	9.2	6.6	-93.7	-12.46
Széchenyi-fürdő I. kút Városliget	Sz_1	652300	241236	k200140021	72	8.07	7.6	3.15	5.531	4.4	9.17	6.6	-95.7	-12.50

Kút neve	Jele	EOV Y	EOV X	vífir kód	hóm.	Na	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	pH	δ ² H	δ ¹⁸ O
					°C	mgeé/l	mgeé/l	mgeé/l	mgeé/l	mgeé/l	mgeé/l			
Margitsziget II. Kút	Mrg2	650407	243439	k200130020	68	6.92	7.7	3.07	5.077	4.06	9.14	6.5	-90	-12.20
Császár-fürdő István-forrás	Cs_Istv	649160	241750	f200020014	61.8	7.91	8	3.58	4.428	4.08	9.89	6.6		
Tétényi Erzsébet sósfürdő.	Tétényi	649120	236128	k200110015	48	8.27	9.86	5.07	5.754	7.91	9.83	6.6	-87.5	-11.71
Csepeli strand II. kút .	Csepel2	654035	229250	k200210019	45	8.59	8.99	5.6	5.669	7.13	11	6.7	-88.9	-12.01
VITUKI Rt. Kvassay-Zsilip	VITUKI	651644	235493	k200090038	45.2	7.18	9.16	5.93	4.485	7.08	10	6.7	-86.8	-11.53
Pesterzsébet, Strandfürdő.	Peste	653241	232230	k200200137	42.3	7.4	8.63	5.07	4.851	7.14	10.19	6.9	-88.2	-11.60
Rác(Imre)-fürdő. Nagy-f.	Rác_N	649710	238490	f200010007	40.5	6.95	8.78	4.67	4.118	7.37	9	6.8	-81.3	-11.70
Rudas fürdő. Gülbaba-f.	R_Gülb	649970	238330	f200010010	37	7.07	8.76	4.72	4.187	7.29	8.97	7.2	-82.3	-11.58
Rudas fürdő. Rákóczi- és Török-f.	R_rák	649950	238350	f200010009	37.25	7.18	8.88	4.81	4.256	7.46	9.11	7.0		
Rudas fürdő. Mátyás-f.	R.Máty	650000	238310	f200010012	36.1	7.08	8.79	4.88	4.231	7.31	9.12	7.0		
Rudas fürdő. Kinizsi-f.	R_Kin	649980	238330	f200010014	38.8	7.4	8.7	4.76	4.127	7.34	9.03	6.8	-82.7	-11.27
Rudas fürdő. Diana-Hygieinea-f.	R_Di_Hy	650030	238310	f200010022	32.4	6.98	8.64	4.95	4.231	7.35	8.92	6.9		
Rudasfürdő parkja, Juventus-kút.	R_Juv	649971	238406	k200010005	41.95	7.05	8.58	4.7	4.386	7.05	9.25	6.7	-84.3	-11.65
Gellért-fürdő. I.forr.csop.	Gellértf.	650300	237800	f200110007	39.9	6.98	8.82	4.91	4.606	7.52	8.97	6.9		
Rudas fürdő. Hungária-f.	R_Hung	649910	238410	f200010016	39.1	6.63	9.1	4.69	4.176	7.33	9.03	7.0	-83.6	-11.46
Gellérthegyi Hévízmű, I.sz. Kút	Gellért1	650300	237934	k200110048	44.2	6.59	9.05	4.84	4.287	7.45	9.2	6.7	-84.1	-11.47
Rác(Imre)-fürdő. Mátyás-f.	Rác_Máty	649700	238500	f200010008	39	6.79	8.96	4.68	4.062	7.02	9.2	6.7		
Gellérthegyi Hévízmű, III.sz. kút.	Gellért3	650258	237992	k200110050	43.3	6.35	8.68	4.57	4.175	7.18	9.01	6.7	-84	-11.53
Döbrentei-tér 9.sz. Hungária II.sz. kút.	Hu_II	649944	238394	k200010006	40.7	6.79	8.32	4.4	4.175	7.13	9.2	6.7		
Rudas-fürdő Musztafa-Török kevert víz	R_M_Tör	649960	238340	f200010009	37.65	6.64	8.92	4.79	3.723	7.69	9.2	7.0		
Gellérthegyi Hévízmű, II.sz. Kút	Gellért2	650046	238174	k200110049	42	5.9	8.48	4.42	4.141	6.74	9.01	6.8	-82.5	-11.38
Gellérthegyi Hévízmű, VI.sz. Kút	Gellért6	649898	238295	k200110051	43	6.18	8.26	4.63	4.175	6.78	9.1	6.8	-83.1	-11.40
Közraktár u. Termálkút	Közrak.	651217	237526	k200090039	43.05	5.74	8.77	4.62	4.118	6.6	9.16	6.8	-85	-11.80
Rudas-fürdő Árpád III. kút. Közkút..	R_Arp3	649961	238326	k200010009	39.4	6.01	8.31	5.12	3.771	7.45	8.77	6.8		
Rudas-fürdő. Árpád II. forrás	R_Arp2	650020	238310	f200010018	40.2	8.15	7.48	5.13	3.819	7.66	8.39	6.9		
Apenta Keserűvíz-telep.	Apenta	647408	234618	k200110046	56.1	11.44	10.28	3.2	7.052	10.2	9.6	6.3		-12.00

VII. Melléklet A vízben mért $\delta^{18}\text{O}$ - δD illetve $\delta^{14}\text{C}$ átlag értékei:

Kút neve	kat szám	$\delta^{2}\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{14}\text{C}$
Apenta 2 (VIKUV)	k200110052		-12.00	2.1
Buszesz kút ("Óbudai gyémánt")	k200030047	-72.6	-10.40	37.9
Csepel-f 2	k200210019	-88.9	-12.01	1.2
Csillaghegy Árpád II. -forrás	k200030004	-72.3	-10.26	31.1
Csillaghegy D. (szivattyús)	k200030005	-72.6	-10.26	24.8
Csillaghegy É. (közutas)	k200030006	-72.5	-10.22	30.9
Csillaghegy József-kút	k200030002	-72.5	-10.26	31.5
Dagály-f., Béke kút	k200130014	-79.6	-11.09	12.4
Elektromos SE	k200130043	-79.6	-11.07	
Filmlabor 1.	k200020004	-74.6	-10.18	24.9
Filmlabor 2	K200020014	-71.8	-10.09	
Gellért-f., Nagy-forrás	f200110007	-84.1	-11.66	6.1
Gellértfürdő GT-I I.	k200110049	-82.5	-11.38	7.7
Gellértfürdő GT-I.	k200110048	-84.1	-11.47	6.6
Gellértfürdő GT-III.	k200110050	-84.0	-11.53	6.1
Gellértfürdő GT-VI.	k200110051	-83.1	-11.40	7.0
Közraktár kút	k200090039	-85.0	-11.80	10.5
Lukács-f Boltívf.	f200020006	-74.7	-10.57	45.1
Lukács-f Rómaif	f200020007	-73.7	-10.30	42.7
Lukács-f Cs-Törökf.	f200020010	-74.0	-10.58	40.9
Lukács-f. Antalkút	k200020008	-81.6	-11.25	8.3
Lukács-f. Királykút	k200020009	-79.6	-11.24	10.9
Lukács-f.III.	k200020011	-78.8	-10.96	
Lukács-f.IV.	k200020012	-83.2	-11.59	14.9
Lukács-f.V.	k200020060	-85.2	-11.87	12.0
Lukács-f.VI.	k200020066	-82.1	-11.35	18.0
Lukács-f.VII.	k200020051	-86.3	-11.21	6.2
Margitsziget I. kút	k200130019	-73.3	-10.79	
Margitsziget II., Magda-kút	k200130020	-90.0	-12.20	2.0
Margitsziget III. kút	k200130018	-81.6	-11.00	11.7
Óbuda, Árpád forrás	k200030012	-75.9	-10.40	23.6
Óbuda, Bründl forrás	f200030001	-73.2	-10.63	24.9
Paskál malom	k200140024	-89.6	-11.75	3.1
Pesterzsébet, fürdő	k200210137	-88.2	-11.60	3.3
Pünkösdfürdő	k200030001	-74.1	-10.36	21.7
Rác-f. Imre forrás	f200010008	-81.3	-11.70	6.8
Rác-f., Nagy-forrás	f200010007	-81.3	-11.70	6.8
Rómaifürdő, 1. forrás	f200030030	-74.4	-10.16	
Rómaifürdő, 2. forrás	f200030031	-73.6	-10.22	27.2
Rómaifürdő, 3. forrás	f200030032	-74.9	-10.22	
Rómaifürdő, 4. forrás	f200030033	-73.6	-10.22	
Rómaifürdő, 5. forrás	f200030034	-73.8	-10.18	
Rómaifürdő, 6. forrás	f200030036	-73.2	-10.16	
Rómaifürdő, 7. forrás	f200030038	-73.0	-10.21	32.4
Rudas-f Attila2	k200010004	-84.3	-11.61	8.3
Rudas-f Hungária	k200010006	-83.6	-11.46	
Rudas-f Juventus	k200010005	-84.3	-11.65	8.0
Rudas-f. Diana-forrás	f200010022	-82.7	-11.27	
Rudas-f. Gülbaba forrás	f200010010	-82.3	-11.58	
Rudas-f. Musztafa forrás	f200010021	-79.8	-11.49	
Széchenyi-f 1.	k200140021	-95.7	-12.50	2.2
Széchenyi-f 2.	k200140013	-93.7	-12.46	1.9
Tétényi úti Szent Imre Kórház	k200110015	-87.5	-11.71	2.3
VITUKI, Kvassay kút IX/38	k200090038	-86.8	-11.53	3.7

VIII. Melléklet A szulfátok $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{34}\text{S}$ értékei:

Kút, forrás neve	Vifirkód	$\delta^{34}\text{S}_{\text{SO4}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SO4}}$
Lukács-fürdő IV. kút	k200020012	11.63	4.22
Lukács fürdő, V.sz. Kút	k200020060	10.28	5.18
Lukács-fürdő Malomtó	f200020006	-4.91	2.64
Lukács-fürdő Római-forrás	f200020007	-5.66	2.87
Császár -Török forrás	f200020009	-3.6	
VITUKI Rt. Kvassay-Zsilip	k200090038	11.65	5.27
Margitsziget III.sz. kút. Közkút.	k200130020	10.19	4.47
Margitsziget II.sz. Kút	k200130018	16.12	5.36
Margitsziget IV. Kút	k200130047	9.68	
Széchenyi-fürdő II. kút	k200140013	17.18	4.91
Hősök-tere, emlékmű mellett. Közkút.	k200140021	17.72	5.05
Paskál-malom	k200140024	13.35	6.39
Pesterzsébet, Strandfürdő.	k200200137	11.32	5.21
Csepeli strand II. kút .	k200210019	15.61	5.45
Göd kutatófúrás	k120370008	14.01	4.94

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom családomnak, férjemnek, fiamnak és lányomnak akik a munkámat támogatták, mindig mellettem álltak és folyamatosan biztattak.

Köszönettel tartozom témavezetőmnek, Dr. Szanyi Jánosnak, aki tanácsaival, észrevételeivel jelentősen hozzájárult a munkám befejezéséhez.

Köszönettel tartozom továbbá Tóth Györgynek, aki szakmai háttérrel biztosította, és a legfőbb szakmai irányítóm volt.

Köszönettel tartozom dr. Varsányi Zoltánnak, aki tanácsaival jelentősen hozzájárult a dolgozatban felvetett vízgeokémiai kérdések szakszerű megválaszolásához és segített az értekezés jobbításához.

Külön köszönetet szeretnék mondani a dr. Gál Nórának, aki az egész dolgozat szakmai fogalmazását nagy türelemmel ellenőrizte.

Köszönettel tartozom dr. Fórizs Istvánnak, aki utat mutatott a környezeti izotópok értelmezésében.

Köszönettel tartozom néhai Horváth Istvánnak együttműködéséért.

Továbbá, köszönettel tartozom a Magyar Állami Földtani Intézetnek, mely szakmai és anyagi háttérrel biztosított munkámhoz.