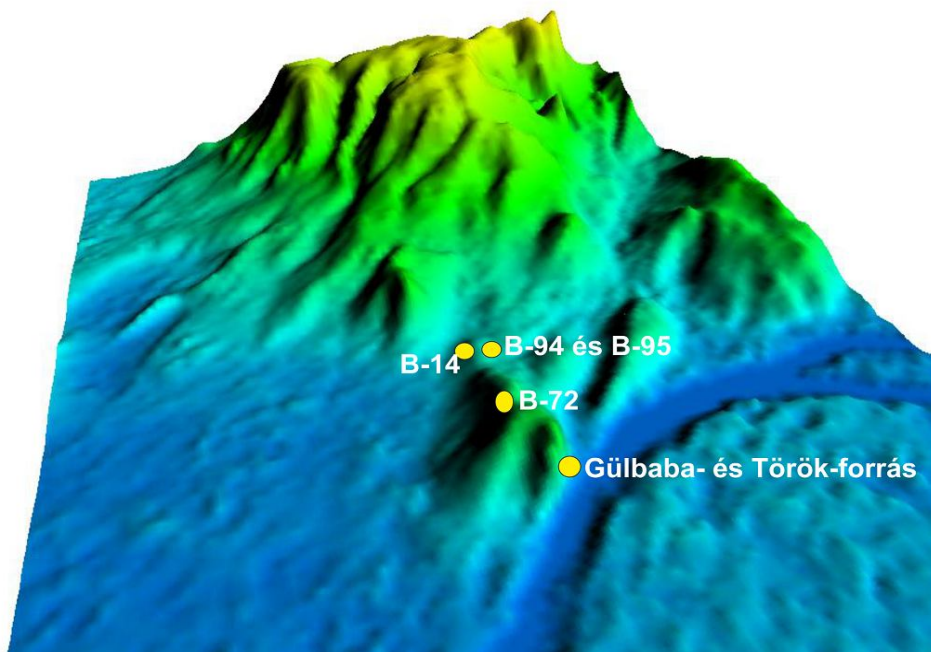


Meteorikus fluidum hozzájárulás vizsgálata a Gellért-hegy környezetében megcsapolódó vizekben

TDK dolgozat

Erhardt Ildikó

Ötvös Viktória



Témavezetők:

Dr. Erőss Anita, tudományos munkatárs

Dr. Horváth Ákos, egyetemi docens

Mádlné Dr. Szőnyi Judit, egyetemi docens



Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

Földrajz- és Földtudományi Intézet

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Budapest, 2011

Tartalom

1. Bevezetés, célkitűzés.....	3
2. A vizsgált terület geológiai és hidrogeológiai háttere	4
2.1 Földtani felépítés	4
2.1.1 A Gellért- hegy földtana.....	6
2.2 Hidrogeológiai viszonyok	9
2.3 A Duna hatása a felszín alatti vizekre.....	14
2.4 A vizek radontartalmára vonatkozó vizsgálati előzmények	16
3. A vizsgált helyszínek bemutatása	19
3.1 A Gellért- hegy hidegvizes kútjai	19
3.1.1 Kis- Gellért- hegyi kút.....	20
3.2 Gülbaba és Török-forrás	24
3.2.1 A helyszínen végzett vizsgálatok.....	25
4. A használt módszerek	27
4.1 Terepi mérések	27
4.2 Laboranalitika.....	28
4.2.1 Főelemek	28
4.2.2 Radon	33
5. Eredmények bemutatása.....	34
5.1 A Gellért-hegy környéki hidegvizes kutak.....	34
5.1.1 A Kis-Gellért- hegyi kút.....	34
5.1.1.3 Kémiai összetétel archív adatok alapján.....	41
5.1.2 A Bara Hotel kútjai.....	44
5.2 Gülbaba-forrás	46
5.2.1 Folyamatos észlelési adatok összevetése a Duna vízállásával és a napi csapadékadatokkal	46
5.3 Török-forrás	53
5.3.1 Fiziko-kémiai paraméterek mérésének eredményei.....	53
5.3.2 Radonmérések eredménye.....	59
6. Diskusszió	63
6.1 Vízkémiai facies elemzés, hidegvizes kutak – melegvizes kút/források összevetése	63
6.2 A Gellért-hegy környéki források/kutak trícium tartalma.....	67
7. Következtetések.....	70
7.1 A Gellért-hegy környéki hidegvizes kutak vizsgálata	70
7.1.1 A Kis-Gellért-hegyi kút.....	70
7.1.2 A vízkémiai elemzésekből levonható következtetések.....	71

7.2	<i>Gülbaba forrás folyamatos észlelése alapján levonható következtetések</i>	73
7.3	<i>Török-forrás</i>	74
7.3.1	<i>Fiziko-kémiai paraméterek alapján levonható következtetések</i>	74
7.3.2	<i>Radonmérésekből levonható következtetések</i>	75
7.4	<i>A trícium tartalom alapján levonható következtetések</i>	76
8.	Javaslatok a jövőre nézve	77
9.	Összefoglalás, konklúziók	78
10.	Köszönetnyilvánítás	80
11.	Irodalomjegyzék	81
12.	Ábra- és táblázatjegyzék	87
	Mellékletek	89

1. Bevezetés, célkitűzés

A Gellért-hegy előterénél megcsapolódó vizek átfogó vizsgálata különösen fontos, mivel kiemelkedő jelentőségűek a budapesti fürdőkultúra és turizmus szempontjából. Emellett olyan potenciális hőenergiát hordoznak, amelyet jelenleg nem használunk ki, de fenntartható használatához kellően megalapozott információk szükségesek a rendszer hidrogeológiai működését illetően.

Az itt megcsapolódó forrásvizek retrospektív kutatása (*Frész, 2008*) és a vizükben található radionuklidok vizsgálata alapján a területre új megcsapolódási modell került kidolgozásra (*Erőss et al., 2010, Erőss, 2010*). A radionuklidok segítségével keveredési szélső tagok nem voltak kimutathatók, mely alapján kijelenthető, hogy a feláramló hidrotermális vizek uralják a Gellért-hegy környéki megcsapolódási területet. Azonban még számos kérdés maradt, melyek megválaszolására további vizsgálatokra van szükség. Dolgozatunkban arra a kérdésre próbálunk választ adni, hogy az előzőekben vázolt eredmények ellenére kimutatható-e a meteorikus komponens, és ha igen, milyen arányban vesz részt a Gellért-hegynél megcsapolódó vizekben. A kérdés megfogalmazását az indokolta, hogy a Gellért-hegy fedetlen felszíne lehetőséget nyújt a csapadék közvetlen beszivárgására, amely a meteorikus komponens valamilyen mértékű jelenlétére enged következtetni.

Annak érdekében, hogy a felmerült kérdésre választ adjunk egyrészt a Gellért-hegy két természetes forrását vizsgáltuk. A Gülbaba-forrás adathordozón folyamatosan rögzített hőmérséklet-, vezetőképesség- és vízszintadatait, valamint a Török-forrás vizének háromnaponta általunk mért fiziko-kémiai paramétereit, HCO_3^- - és radontartalmát a Duna vízállásváltozásaival és a napi csapadékadatokkal párhuzamosítottuk. Másrészt felkutattuk a környék dolomitba mélyült hidegvizes kútjait, melyek csapadékkal összevetett vízszintváltozása, valamint vizük kémiai összetétele a meteorikus komponensről nyújt információt.

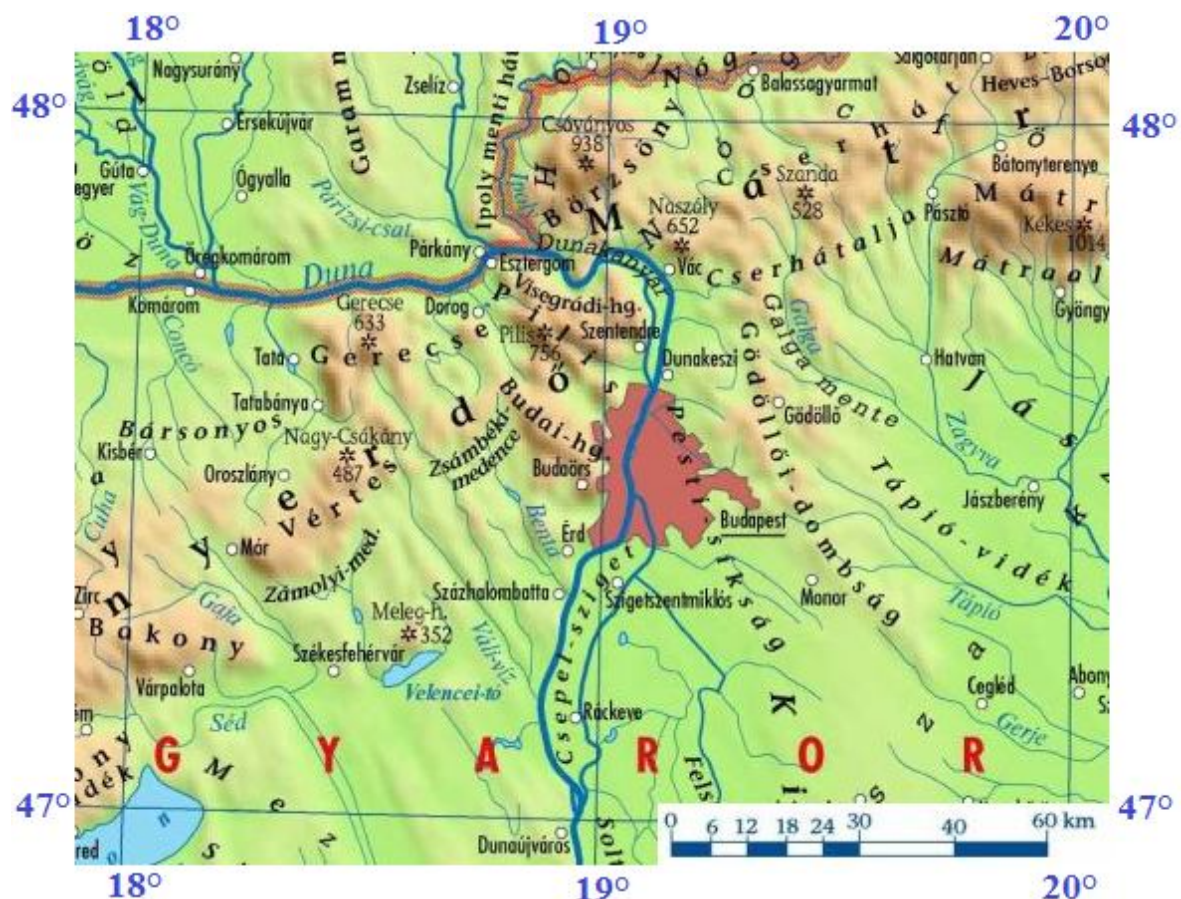
Dolgozatunk hozzájárulhat a Gellért-hegy környezetére megállapított megcsapolódási modell finomítására irányuló további kutatásokhoz.

2. A vizsgált terület geológiai és hidrogeológiai háttere

Ebben a fejezetben a terület kutatása szempontjából fontos földtani és hidrogeológiai információkat ismertetjük.

2.1 Földtani felépítés

A Gellért-hegy a Budai-hegység részét képezi, mely a Dunántúli-középhegység (DKH) északkeleti szegélyén helyezkedik el. A vizsgált terület geológiájának megértése érdekében először érdemes annak tágabb környezetét megismerni, így a következőkben a Budai-hegység földtani fejlődéstörténetét tárgyaljuk.



2.1.1. ábra: A Budai-hegység földrajzi helyzete

(http://www.map.hu/galeria/orig/1263_a_karpat-terseg-hegy-es-vizrajza.jpg)

A Budai-hegység mintegy 365 km² kiterjedésű, 400-500 méter magas vonulatait északon a Pilis, nyugaton a Zsámbéki-medence, keleten a Duna, délen pedig a Budaörsi-medence határolja (2.1.1. ábra).

A Budai-hegység területén a triász idején sekélytengeri karbonátos üledékek képződése folyt (Haas *et al.*, 1995). Az ekkor keletkezett karbonátos kőzetek a hegység máig feltárt legidősebb képződményeit képviselik, ugyanis az eddig mélyült fúrások az alaphegységet felépítő mezozóos karbonátos rétegsort nem fúrták át. Azonban a mezozóos rétegsor alatt nagy valószínűséggel középhegységi kifejlődésű idősebb triász és perm rétegsorra lehet számítani (Wein, 1977).

A Budai-hegységben a triász karbonátok közül a legidősebb képződmény a sekélytengeri környezetben képződött ladin – kora-karni diploporás Budaörsi Dolomit Formáció. A karnitól a kora-rhaetiig a kialakult intraplatform medencékben a Mátyáshegyi Formáció képződött (Haas *et al.*, 2000), ezzel részben összefogazódik a sekély self, ciklikus vízszint-ingadozással jellemezhető környezetében képződött késő-karni – kora-nori Fődolomit Formáció, amely nagy vastagságokat (1000-1500 métert) is elérhet. A hegység egyes területein megjelenik a dolomitra települő vastagpados, lofer-ciklusos nori – rhaeti Dachsteini Mészke Formáció is (Wein, 1977).

A jura és kréta üledékek teljes mértékben hiányoznak a Budai-hegység területéről. Ezt az üledékhézagot a felső-kréta – középső-eocén szárazulati esemény magyarázza, melyet szárazföldi mállási termékek és bauxitindikációk bizonyítanak (Wein, 1977).

A szárazulati időszakot követően a DKH területén több ciklusú tengerelőntés következett be. A Budai-hegység ÉNy-i peremét csak a második transzgressziós hullám érte el a felső-lutéciai – bartoni során (Báldi és Báldiné Beke, 1986). Ekkor a felső triász képződmények karsztos térszínére jelentős üledékhézaggal, agyaggal, dolomitbreccsával, valamint tarka agyaggal induló bázisképződmények rakódtak, a hegység DK-i része ekkor még nagy valószínűséggel szárazulat volt (Wein, 1977). Jelentősebb üledékképződés csak a késő-eocénben, priabonai korszakban kezdődő, DNy-i irányból érkező harmadik transzgressziós hullám hatására indult meg (Wein, 1977; Báldi és Báldiné Beke, 1986), ami már a Budai-hegység teljes területét érintette. Ez a transzgressziós rétegsor DK-en abráziós báziskonglomerátummal, breccsával indul. Erre a felső-eocén legjellegzetesebb képződménye a sekélytengeri, platform, szublitorális fáciesű Szépvölgyi Mészke települ. Ezt követően a gyors kimélyülés eredményeként képződött a Szépvölgyi Mészkeből fokozatos átmenettel kifejlődő, felső-priabonai – alsó-kiscelli Budai Márga.

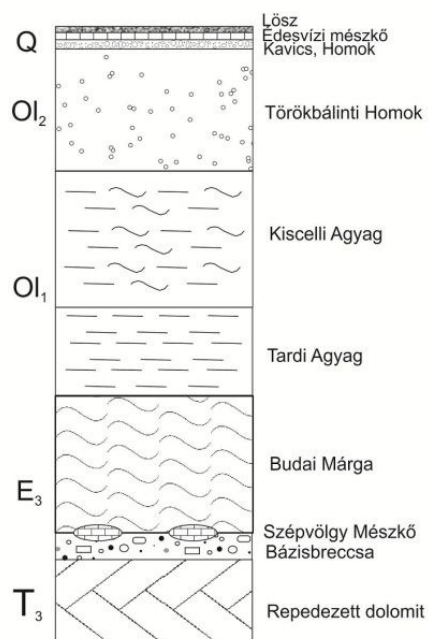
Az oligocén elejétől kezdve a Budai-hegység fejlődéstörténetében az ÉÉK-DDNy-i irányban húzódó ún. Budai-vonal meghatározó szerepet töltött be (*Fodor et al., 1994*). Ettől nyugatra a teljes Dunántúl kiemelkedett, itt a kora-oligocénben szárazföldi lepusztulás (infraoligocén denudáció) zajlott, tőle keletre pedig anoxikus környezetben a Tardi Agyag képződött, ami folyamatosan fejlődött ki az eocén-oligocén határt átfedő Budai Márgából. A késő-kiscelli transzgresszió már átcsapott a Budai-vonalon (*Tari et al., 1993*), amitől nyugatra a sekélytengeri Hárshgyi Homokkő, míg keletre a mélyvízi Kiscelli Agyag rakódott le (*Nagymarosy és Báldiné Beke, 1988*).

A Budai-hegység kiemelkedése következtében a késő-oligocéntól a Tardi Agyag és a Hárshgyi Homokkő nagy része, míg a miocéntől kezdődően a Kiscelli Agyag fő tömege lepusztult. A késő-miocénben a Budai-hegység bizonyos részein édesvízi mészkő halmozódott fel az erodált triász és eocén felszíneken (*Müller és Magyar 2008*). A miocén legkésőbbi szakaszától kezdődően egészen a pliocénig tartó kompressziós tektonika jellemezte a Budai-hegység területét, melynek következtében kiemelkedési és eróziós folyamatok zajlottak (*Scheuer és Schweitzer, 1988*).

A pleisztocénben a Duna egykori erózióbázisán fakadó források kilépési pontjain megindult az édesvízi mészkövek képződése (*Scheuer és Schweitzer, 1988*). A Duna hordalékát képző kavics és homok megjelenése különböző teraszszintekhez kapcsolódik. A hegység többi területén, az édesvízi mészkövön kívül periglaciális körülmények közt képződött lösz, áthalmazott lösz, valamint kőgörgötes, agyagos hegységi lejtőtörmelék jellemző.

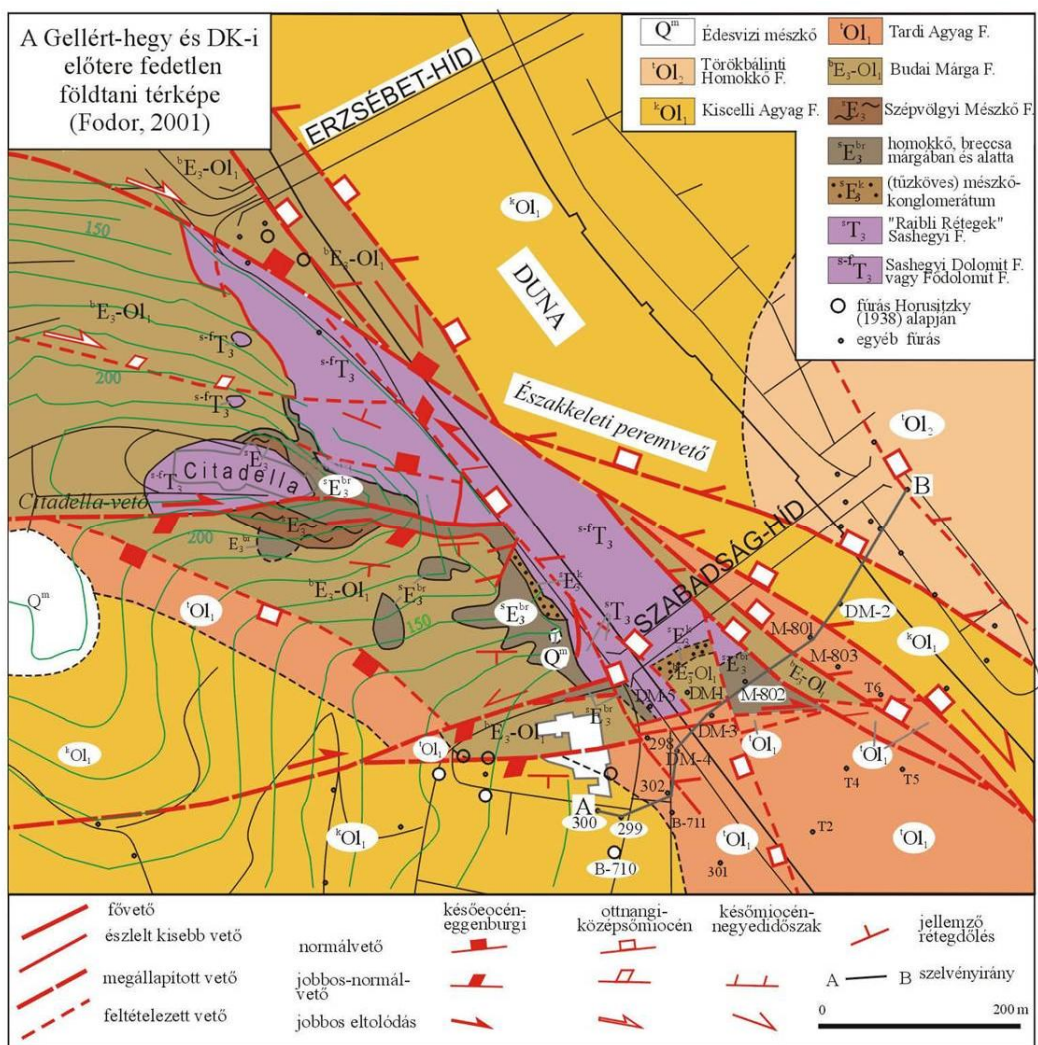
2.1.1 A Gellért-hegy földtana

A Gellért-hegy fő tömegét triász dolomit képviseli (Földolomit Formáció), amelybe helyenként szervesanyag-dús agyagmárga, márga, illetve tűzköves dolomit és mészkő rétegek települnek. A felső eocén rétegsort konglomerátum, és breccsa, illetve homokkő képviseli. Felfelé a márgás mátrix fokozatosan nő, majd típusos Budai Márgába megy át. A tűzkőklasztos homokkő és nummuliteszes mészkő (Szépvölgyi Mészkő Formáció) lencsék is megjelennek a területen. A Budai Márgára mind a felszínen, mind a hegy előterében oligocén Tardi Agyag, majd Kiscelli Agyag rakódott le. A negyedidőszakot édesvízi mészkő, lösz, lejtőtörmelék és folyóvízi kavics valamint homok képviseli (*2.1.2.ábra*) (*Korpás et al., 2002*).



2.1.2 ábra: A Gellért-hegy és környezetének rétegsora (Korpás et al., 2002)

A Gellért-hegyen 3 fő terciér feszültségtér hatása mutatható ki, és valószínűsíthető egy késő-triász deformáció is. A Gellért-hegy két legfontosabb tektonikai eleme a terciér feszültségterek hatására jött létre. Egy késő-eocén – kora-oligocén korú ÉÉK-DDNy-i extenzió hatására alakult ki a K-Ny-i csapású, jobbos normál elvetésű Citadella-vető, ami a hegy központi részének legnagyobb törését adja. Az ottnangi – középső-miocén fázis alatt ÉK-DNy-i húzás hatására mozdult el a Gellért-hegy keleti határát adó peremtörés. A normálvető ÉNy-on több ágra szakadva áthalad a Rudas-fürdő területén, majd a Duna alatt haladva a Szabadság-hídtól délre a folyó bal partjára ér (2.1.3. ábra) (Korpás et al., 2002). A fővető a Duna medre alatt halad, míg a Gellért-hegy sziklafalát alkotó vető kisebb vetési magasságú (Korpás et al., 2002). A Gellért-hegyi hévforrások ehhez a vetőzónához kapcsolódnak.



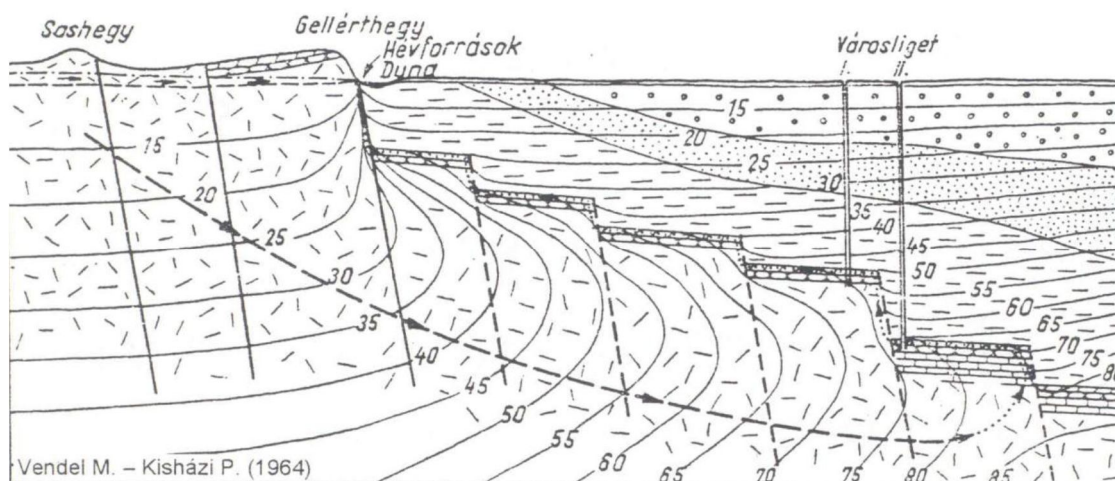
2.1.3 ábra: A Gellért-hegy és délkeleti előterének fedetlen földtani térképe
(Korpás et al., 2002)

2.2 Hidrogeológiai viszonyok

A Budai Termálkarszt a Dunántúli-középhegység víztartó rendszerének regionális megcsapolódási zónájában, kiemelt karbonátos egység és üledékes medence határán kifejlődött hipogén karsztrendszer (Erőss, 2010). A Budai Termálkarszt beszivárgási területe földrajzilag pontosan nem határolható le (Alföldi et al., 2007). A langyos források feltehetőleg a Budai-hegység és a Pilis karsztos felszínén keresztül beszivárgott csapadékvízből táplálkoznak, míg a termálvizek beszivárgási területe a Dunántúli-középhegységben található, de ez ma még nem bizonyított (Alföldi et al., 1968). Lorberer (1986) szerint a karsztos beszivárgási terület a Dunántúli-középhegységnek mintegy 15%-a. Emellett a Dunától keletre is találhatóak mezozoos karbonátos kibúvások, melyek szintén részét képezhetik a Budai Termálkarszt beszivárgási területének. A termálkarszt rendszertől keletre pedig topográfiailag magasabb helyzetben nem karsztos kőzetek találhatóak, melyeknek a beszivárgáshoz való hozzájárulását még senki nem vizsgálta.

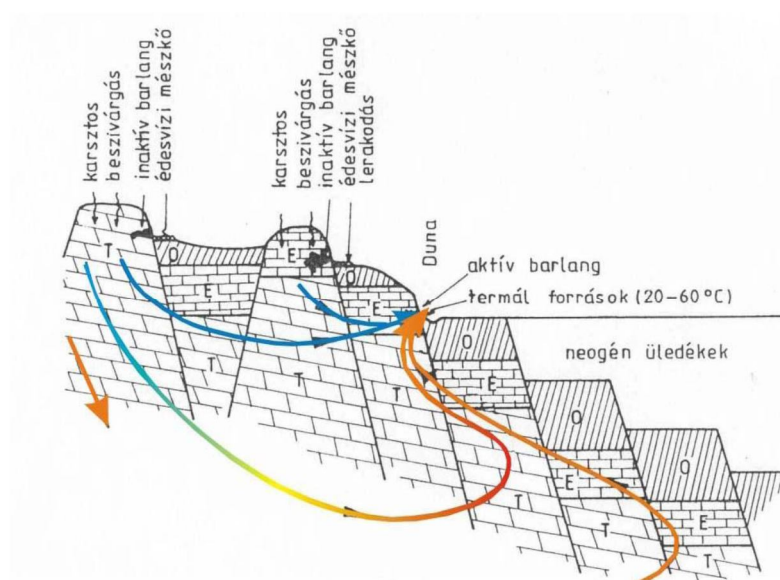
A főkarsztvíztároló megcsapolódási területe a szökevényforrásoktól eltekintve egyértelműen kijelölhető. A karsztrendszer regionális erózióbázisa a Duna. A megcsapolódás jellegzetessége, hogy erősen koncentrált, mivel tektonikai vonalakhoz kapcsolódik, és nagy hőáram kíséri (Lorberer, 2002). A források eloszlásában egyértelmű tendencia figyelhető meg: északon csak langyos források, a Rózsadomb területén egymás mellett langyos, meleg és hévforrások, míg délen, a Gellért-hegy környezetében főként hévforrások találhatóak (Alföldi et al., 1968). A források egy-egy területen általában ún. forráscsoportokban jelennek meg. A területi elterjedésnek, valamint a kifolyó víz hőmérsékletbeli eltéréseinek az oka a források utánpótlódási területének eltérő kifejlődése, valamint a felszín alatti áramlás pályák különbözősége (Lorberer, 2002). Ma már számos üzemelő kút van, amelyek erősen befolyásolják a karsztrendszer természetes megcsapolódását (Takács, 2009).

Zsigmondy (1878) volt az első, aki megállapította, hogy a Dunántúli-középhegység karbonátos kőzetein keresztül beszivárgó vizek nagy mélységbe áramolva felmelegednek, majd termálvíz formájában jutnak újra a felszínre. A hévizes áramlási rendszer első modelljét Schafarzik (1928) alkotta meg, továbbá felismerte az emeletes áramlási rendszer lehetőségét is. A Schafarzik-féle modellt Vendel és Kisházi (1964) víz- és hőháztartás számítások alapján fejlesztette tovább. Megállapították, hogy a termálvíz feláramlása és megcsapolódása törési zónákhoz kapcsolódik (2.2.1 ábra).



2.2.1 ábra: A termálkarszt áramlási rendszerének modellje (Vendel és Kisházi, 1964)

Kovács és Müller (1980) a korábbi elméletekre alapozva, a Budai Termálkarszt áramlási rendszerére készített koncepciós modellt (2.2.2 ábra). A modellen ábrázolt inaktív és aktív barlangokat a különböző hőmérsékletű vizek keveredése következtében, keveredési korróziós eredetűnek vélték (Takácsné Bolner és Kraus, 1989; Leél-Őssy, 1995).

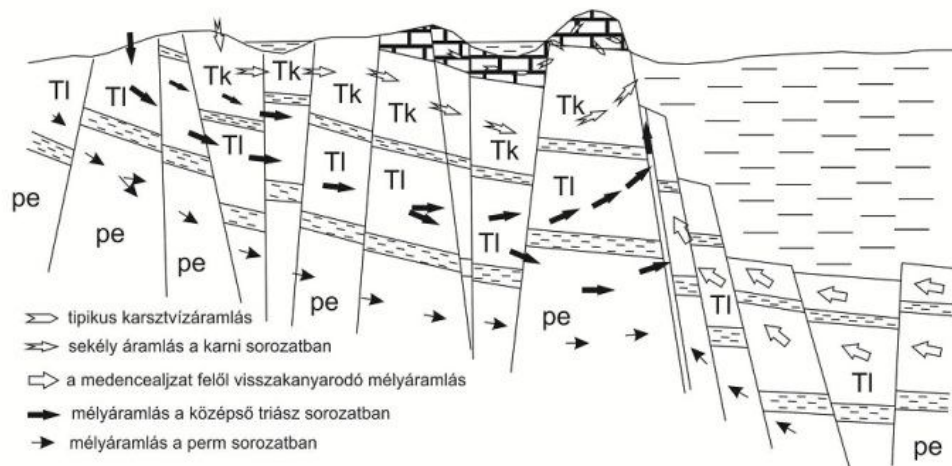


2.2.2 ábra: A Budai-hegység karsztvíz áramlási rendszere

(Kovács és Müller, 1980 után módosítva)

Alföldi (1981) szerint a Budai Termálkarszt jó vízvezető képességű karbonátos képződményei impermeabilis tűzköves, valamint márgás rétegekkel tagolva, egy rendkívül

összetett, több ezer méter mélységbe lehatoló kényszerpálya rendszert hoznak létre (2.2.3 ábra). Az áramlási pályák elősegítik a csapadékvíz nagyobb mélységbe történő lejutását, valamint a vizet zárt pályára kényszerítik. A vízmozgási kényszerpályákat a szerkezeti-földtani tulajdonságok határozzák meg (Lorberer, 2002). A hegységörögöket köpenyszerűen körülvevő vízrekesztő képződmények miatt a beszivárgó vizek nagy része mélybe kényszerül. A leszivárgott víz felfelé áramlását az impermeabilis kőzetek akadályozzák meg, a vizet továbbhaladásra készítetik, egészen addig, amíg egy meghatározott szerkezeti öv mentén a felszínre nem jut. Alföldi (1981) vezette be a hazai szakirodalomba a karéjos áramlás fogalmát, mely szerint az utánpótlódási területeken beszivárgó csapadékvíz a forrásvonalakat megkerülve karéjosan mélybe áramolva, a földi hőáram hatásának következtében felmelegedve jut vissza a felszínre.

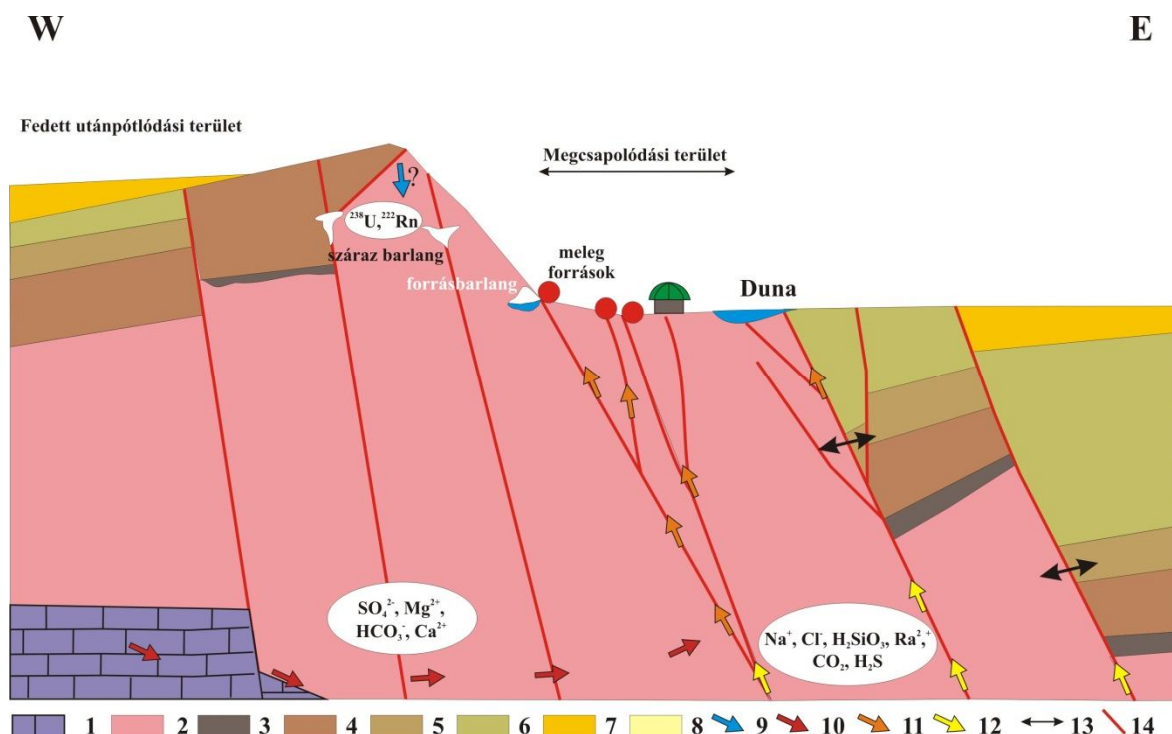


2.2.3 ábra A budapesti emeletes hévízrendszer elvi vázlata (Alföldi, 1981)

A karsztvizek áramlását az utánpótlódási és megcsapolódási területek közti gravitációs szintkülönbségére, valamint a két terület vizei közti sűrűség különbségre vezeti vissza (Alföldi, 1981).

A leszivárgó vizek kb. 5-16000 éves tartózkodásuk (Deák, 1978) alatt a mélyben elvonják a hőt a környezetükből, majd felmelegedve, oldott anyagban gazdagodva jutnak a felszínre. A felfelé irányuló mozgásuk során a hő egy kis részét leadják, a hőmennyiség nagyobb része azonban a források vizével lép ki a rendszerből. Ezt az áramlási rendszertípust Alföldi (1981) hidrodinamikus vezérlésű geotermikus áramlásnak nevezte el.

Erőss és munkatársai (2010) és Erőss (2010) átfogó hidrogeológiai vizsgálatok alapján a Budai Termálkarszt területére érvényes korábbi áramlási modellt két alrendszerre osztotta és külön-külön modellt állított fel a rózsadombi és gellért-hegyi megcsapolódási zónára. A radionuklidok mellett, a terület retrospektív feldolgozása, valamint archív és recens vízkémiai mérések eredményei is különbséget mutattak a Budai Termálkarszt északi és déli része között, mind az áramlási rendszer, mind pedig a megcsapolódó vizek tekintetében. A déli rendszer, vagyis a Gellért-hegy környezetében megcsapolódó vizek esetében radionuklidok segítségével nem sikerült keveredési komponenseket kimutatni, tehát itt a feláramló hidrotermális vizek megcsapolódásáról beszélhetünk (2.2.4 ábra).



2.2.4 ábra: Új áramlási modellt a Gellért-hegy lábánál megcsapolódó vizekre
(Erőss, 2010)

1: perm – alsó-triász evaporitos karbonát rétegek 2: triász karbonátok 3: Szépvölgyi Mészkö 4: Budai Márga 5: Tardi Aggyag 6: Kiscelli Aggyag 7: miocén képződmények 8: kvarter üledékek 9: lokális - intermedier áramlási rendszerek 10: regionális áramlási rendszer 11: regionális medence eredetű fluidumok 12: medence eredetű fluidumok 13: komplex víz – kőzet kölcsönhatás 14: szerkezeti elemek

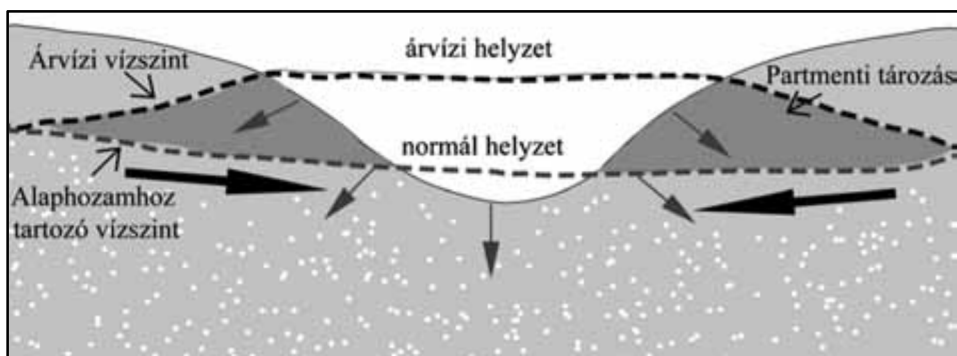
A Gellért-hegy viszonylag kis méretű fedetlen felszíne korlátozott lehetőséget nyújt a csapadék eredetű víz beszivárgására, amelyet a források természetes hozama is reprezentál: a Gellért-hegy lábánál megcsapolódó vizek esetében 3200 m³/nap, míg a Rózsadombon 18000 m³/nap volt jellemző (Erőss *et al.*, 2008).

Az újabb hidrogeokémiai vizsgálatok (Erőss *et al.*, 2010; Erőss, 2010) a Gellért-hegy lábánál megcsapolódó vizekben medence eredetű komponenseket is kimutattak, amelyre a Na⁺, Cl⁻ és a CO₂ jelentős mennyisége, valamint nyomelemek utalnak. A feláramló medence eredetű vizek hajtóereje feltételezhetően a tektonikai kompresszióból adódó túlnyomás kialakulása (Tóth és Almási, 2001; Bada *et al.*, 2007). A Na⁺ és Cl⁻ mellett nagy mennyiségben van jelen még SO₄²⁻ a déli rendszer vizeiben (Erőss *et al.*, 2010; Erőss, 2010), mely gyakori termálvizek esetében (Worthington és Ford, 1995; Gunn *et al.*, 2006). A szulfát Alföldi, (1979) és Szabó és társai (2009) alapján a késő perm – kora triász sekélytengeri karbonátos-evaporitos rétegekből származtatható. A déli rendszert jellemző magas (>300 mg/L) szulfáttartalom ezen rétegek kiemeltebb helyzetével, valamint a gipsz, dolomit és kalcit között lezajló reakcióval magyarázható (Erőss *et al.*, 2010; Erőss, 2010).

2.3 A Duna hatása a felszín alatti vizekre

A Duna felszín alatti vizekre gyakorolt hatását *Somogyi (2009)* és *Striczki (2010)* alapján dolgoztuk fel.

Az első, általános modell lényege, hogy a Duna az év túlnyomó részében megcsapolja a felszín alatti vizeket. A megcsapolódás mértéke a vízszint gradienstől és a meder hidraulikus vezetőképességétől függ. Áradás során – ha a folyó vízszintje meghaladja a környező talajvízszintet, akkor – a folyó vize parti tározásba kerül. A rátáplálást ekkor a folyó és a környező felszín alatti vizek vízszintkülönbsége, és az alluvium áteresztőképessége határozza meg. A folyó és a felszín alatti vizek „keveredése” ez esetben törvényszerű (2.3.1 ábra).

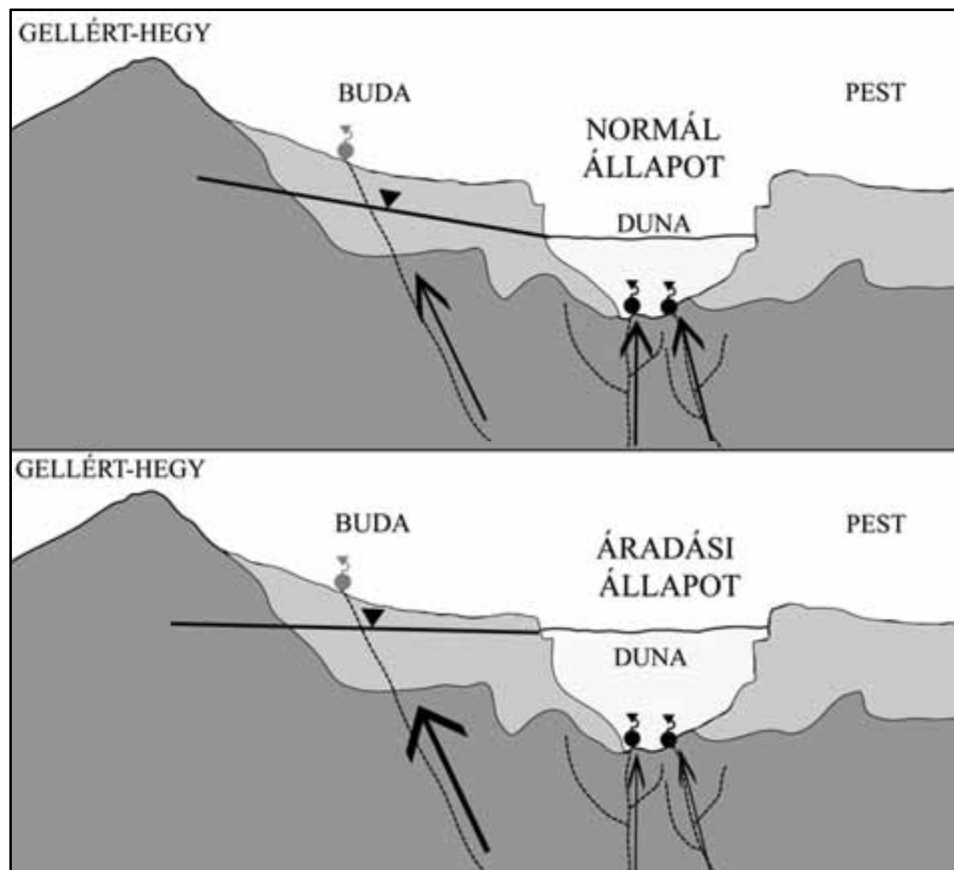


2.3.1 ábra: Általános modell (*Somogyi, 2010 Fetter 1994 alapján*)

A második modell *Schafarzik (1920)*, *Papp (1942)*, *Kunszt (1947)* és *Kessler (1963, 1965)* megfigyelései alapján felállított speciális modell volt, mely szerint a Duna vízszintjében bekövetkező változások a hidrosztatikus nyomás változása révén a folyó medrében, a triász dolomitból fakadó szökevényforrásokon keresztül hatnak a felszín alatti vízrendszerre. E modell alapján, normál állapotban a szökevényforrások a Duna medrében csapolódnak meg, áradási állapotban ez részben a parti régióra tevődik át. Ennek következtében a területen lévő kutak vízszintje, hőmérséklete, valamint a források hozama is növekszik, de a folyó és felszín alatti vizek közötti keveredés nélkül (2.3.2 ábra), (*Somogyi, 2010*).

Striczki (2010) a budai főgyűjtő monitoring rendszerébe tartozó kutak és források vizsgálata alapján értékelte a megcsapolódás jellegzetességeit a Duna jobb partján. Megállapította, hogy a Rózsadomb és Gellért-hegy előterében, ahol a termálkarsztrendszer intenzív megcsapolódását tapasztaljuk, a Duna vízszintjében bekövetkező változások a

folyó medrében, a triász dolomitból fakadó szökevényforrásokon keresztül hatnak a felszín alatti vízrendszerre. E modell alapján normál állapotban a szökevényforrások a Duna medrében csapolódnak meg, áradási állapotban fő megcsapolódásuk azonban a partmenti régióba helyeződik át. Ennek következtében a területen található kutak vízszintje, hőmérséklete, valamint a források hozama is növekszik. A folyó és felszín alatti vizek közt nincs keveredés, mivel akkor hőmérséklet-csökkenést kellene tapasztalni. A Rózsadomb és a Gellért-hegy közötti, valamint a Gellért-hegytől délre eső területen, a folyó és a felszín alatti vizek kapcsolata az általános modell alapján jellemezhető, azaz normál állapotban a felszín alatti vizek táplálják a folyót, áradás során pedig a folyó vize parti tározásba kerül. A folyó és a felszín alatti vizek keveredése ekkor törvénytörő.



2.3.2 ábra: Speciális modell (Somogyi, 2010)

A Duna és a hévizek közti tényleges kapcsolat a területen lévő észlelő objektumok szisztematikus, több árhullámra kiterjedő vizsgálatával tárható csak fel, ugyanis így válnak értelmezhetővé a Duna és a felszín alatti vizek közti tranziens folyamatok.

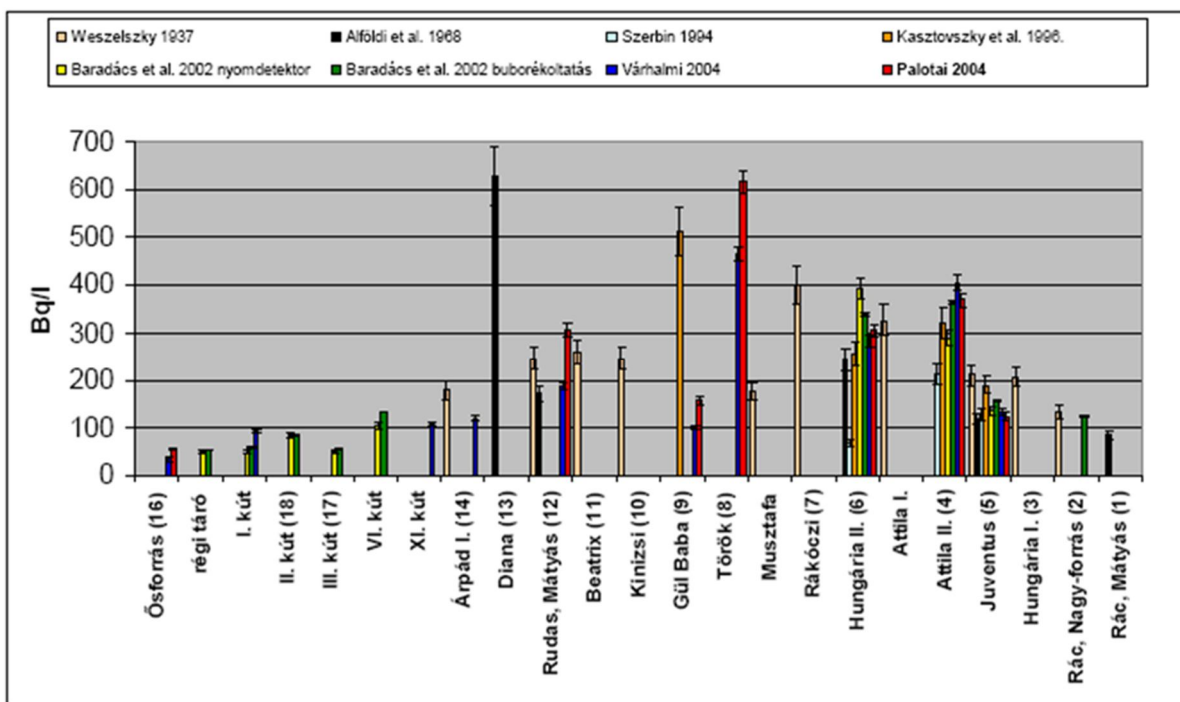
2.4 A vizek radontartalmára vonatkozó vizsgálati előzmények

A radon radioaktív nemesgáz, a ^{238}U izotóp bomlási sorának egyik terméke. Nemesgáz szerkezettel rendelkezik, azaz zárt elektronhéja van, emiatt igen kis mértékben létesít kémiai kötésekkel más atomokkal. A radon közvetlenül a rádiumból (^{226}Ra) keletkezik alfa-bomlással. Három izotópja ismert, a radon (^{222}Rn), a toron (^{220}Rn), és az aktínion (^{219}Rn). Az utóbbi két izotóp felezési ideje annyira rövid, általában elhanyagolható. A radon (^{222}Rn) felezési ideje 3,82 nap, ez elég hosszú idő ahhoz, hogy a talaj mélyebb rétegeiből, illetve a talajszemcsékből a levegőbe és a vizekbe jusson.

A felszín alatti vizek radioaktivitása legnagyobb részben a kőzetben előforduló urán és tórium eredménye. A termálvizek megcsapolódásuk előtt hosszú időt töltenek a felszín alatt, ahol különböző összetételű rétegeken áthaladva azokkal kapcsolatba lépnek, elemeket oldanak magukba, köztük radioaktív izotópokat is. Tehát a felszín alatti vizek radioaktivitását elsősorban a kőzetek, melyeken keresztül áthalad, illetve a hidrogeológiai viszonyok határozzák meg.

A Gellért-hegy forrásairól, azok radioaktivitásáról már a régmúltból is találhatunk feljegyzéseket. 1912-ben *Weszelszky* mutatott rá elsőként a Gellért-hegy forrásainak kiemelkedő rádiumemanációjára. Azóta több szakember is foglalkozott a témával (*Weszelszky 1928, 1933, 1937; Baradács et al. 1999, 2002; Kasztovszky et al. 1996; Várhalmi 2004*).

Palotai (2004) és *Palotai et al. (2005)* a Gellért-hegy forrásainak átfogó vizsgálata során megállapították, hogy a Rudas-fürdő környezetében van a radon aktivitás koncentráció maximuma. (2.4.1 ábra). A Gellért-fürdő forrásaiban 30-100 Bq/L közötti aktivitás koncentrációk jellemzőek, a legkisebb értéket a déli Ősforrásban mérték. A Rudas-fürdő felé haladva a koncentrációk nőnek, 120 Bq/L-ről akár 600 Bq/L-ig is nőhet a radontartalom. Az anomália tehát a Gellért-hegy északi részén található, központja a Rudas-fürdő.



2.4.1 ábra: A Gellért-hegy forrásainak publikált, mért radontartalma

(Palotai, 2004 és Palotai et al., 2005)

Később az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén tovább folyó kutatások során *Fekete (2006)* és *Vojnits (2008)* több lehetséges hipotézist állított fel. A korábbi adatok időben és térben nem voltak összeegyeztethetőek, valamint az alkalmazott mérési módszerek sem voltak egységesek. 2010-ben a Shell kutatási munka során született az első átfogó vizsgálatokon alapuló magyarázat (*Erőss et al., 2010; Erőss, 2010*).

Svájcban *Gainon és társai (2007)* a St. Placidus forrás magas radontartalmára keresték a választ. A radont, a rádiumot és az uránt, mint a felszín alatti vizek természetes nyomjelzőit használták fel és vizsgálták a meteorikus és a mélységi vizek keveredését. Hipotézisük szerint a különböző eredetű és oldott anyag tartalmú vizek keveredési zónájában kiváló vas-mangán-oxihidroxidok rádiumrezervoárként működnek, és a forráskilépési hely mögött biztosítják a radon állandó magas koncentrációját a forrásokban.

Már *Weszelszky (1933)* is a Gellért-hegy körül fakadó források rádiumemanációját arra vezette vissza, hogy „a források vize a maguk szállította és a forrásjáratokban évezredek alatt felhalmozódott rádiumnak köszönhetik rádiumemanációjukat”. *Palotai és társai (Palotai et al., 2005)* is ezt a hipotézist tartották legvalószínűbbnek. *Palotai (2004)* munkájában a Gellért-hegy összes forrásának radioaktivitására kereste az okokat. „A radon lokálisan, kiemelkedően nagy koncentrációban történő megjelenése feltételezi a kiáramlási

zónában egy hatásos, koncentrált radonutánpótlást biztosító radioaktív anyagforrás meglétét. A radonanómália Rudas-fürdői csúcsa miatt ezt az anyagforrást a fürdő környezetében, tehát az áramló víz forrásokba, illetve kutakba érése előtti kiáramlási szakasz zónájában feltételezhetjük. Az anomális terület maximuma a források radontartalma alapján a Török-, Rákóczi-, Gülbaba-források zónájában van (*Palotai, 2004*)”.

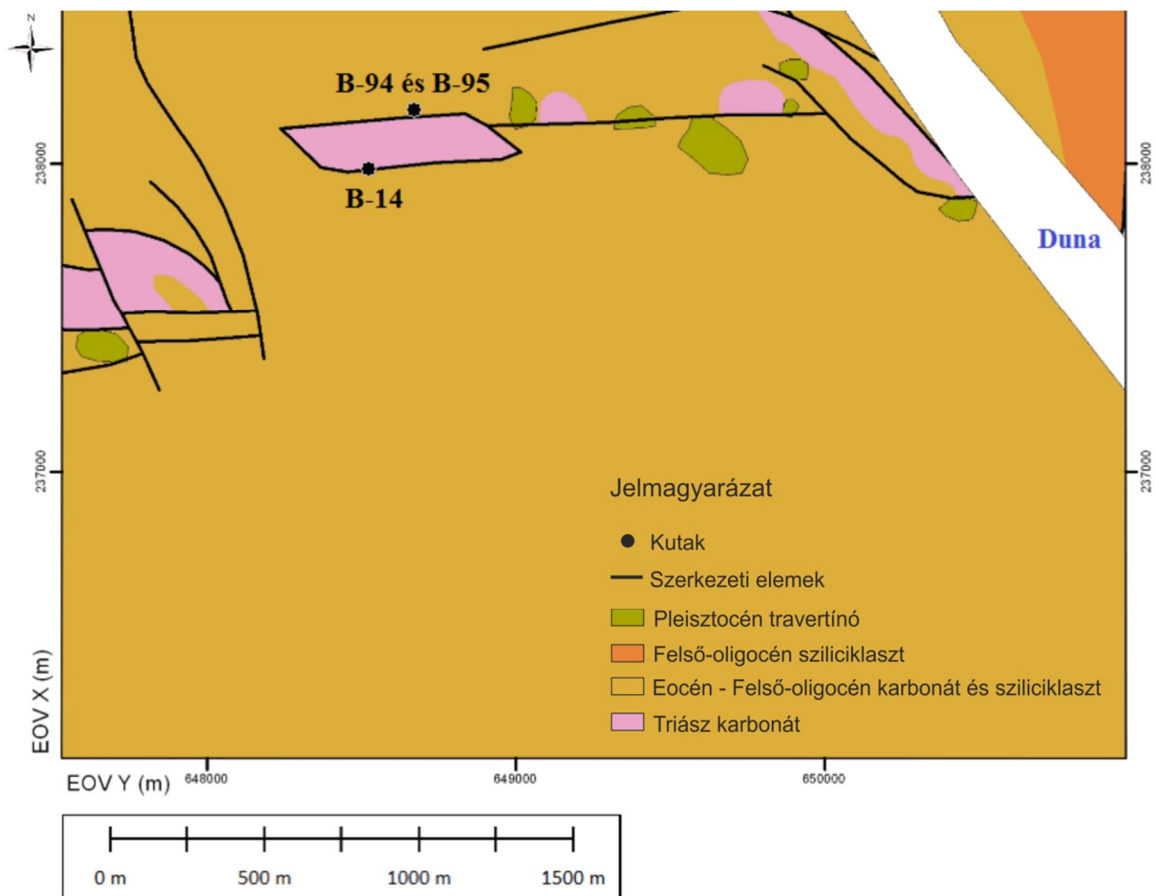
Fekete (2006) a forráskilépéseknél észlelhető mészszip és vas-oxihidroxid kiválás rádiumtartalmát vizsgálva jutott hasonló eredményre.

Erőss és társai (2010) és *Erőss (2010)* átfogó vizsgálatai során a forrásmedencékben fellelhető vas-oxihidroxid kiválásokat azonosította rádiumrezervoárként, melynek képződésében a baktériumok szerepét mutatták ki.

3. A vizsgált helyszínek bemutatása

3.1 A Gellért-hegy hidegvizes kútjai

A Gellért-hegy környezetében eddig összesen három olyan kutat (B-14, B-94 és B-95 kataszteri számmal) (3.1.1 ábra) sikerült felkutatni, melyek felső-triász dolomitot harántolnak és hideg vizet szolgáltatnak. A dolgozat szempontjából, így kiemelkedő jelentőségűek, hiszen a meteorikus komponensről nyújthatnak információt, illetve annak jelenlétére akár bizonyítékkul is szolgálhatnak. E három kútra vonatkozó alapadatokat a 3.1.1 táblázatba gyűjtöttük össze.



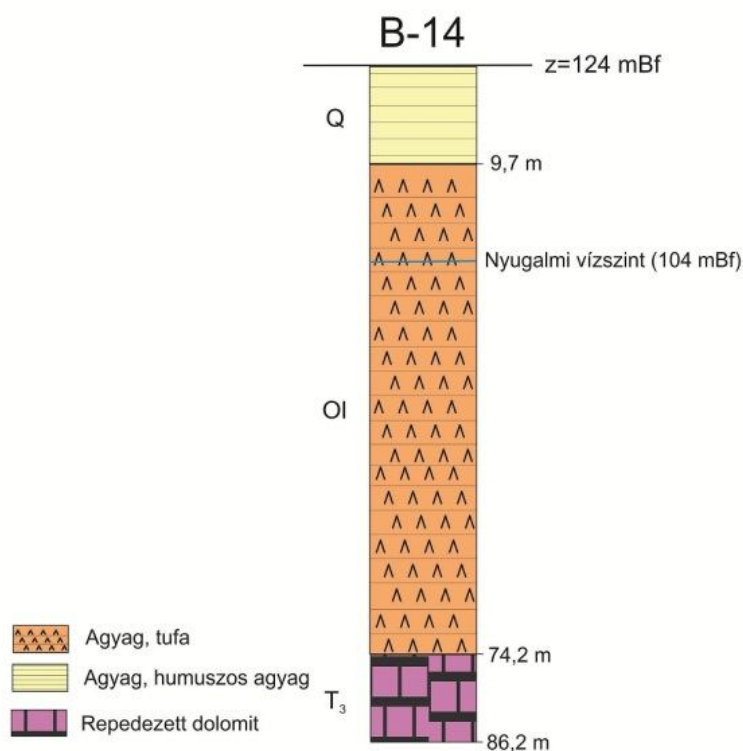
3.1.1 ábra: A hidegvizes kutak elhelyezkedése (Fodor in Mindszenty et al. 2000 után módosítva)

3.1.1 táblázat: A hidegvizes kutak alapadatai (CSKM: csővezetett kút mélysége)

Kútkataszteri sorszám	EOV X	EOV Y	Terepszint (mBf)	Csőperem (mBf)	CSKM (m)	Mérési pont (mBf)	Nyugalmi vízszint (mBf)	Talpfőmérséklet (°C)
B-14	237990	648520	133,455	117,552	86,2	117,552	104	14
B-94	238177,4	648667,1	147,843	148,002	89	147,843	103,813	13,7
B-95	238181	648678,4	147,507	147,669	90	147,507	104,007	13,7

3.1.1 Kis- Gellért- hegyi kút

A Kis- Gellért- hegyi kút (B-14) a XI. kerületi Schweidel utca 8-as szám alatti épület pincéjében található (3.1.1 ábra). Az épület a Katonai Biztonsági Hivatal részét képezi. A kutat 1949- ben építették ki és eredetileg aknakútként működött, melynek létesítési célja az akkoriban katonai légierőbázisként üzemelő épület bunkerének vízellátása volt háború esetén.



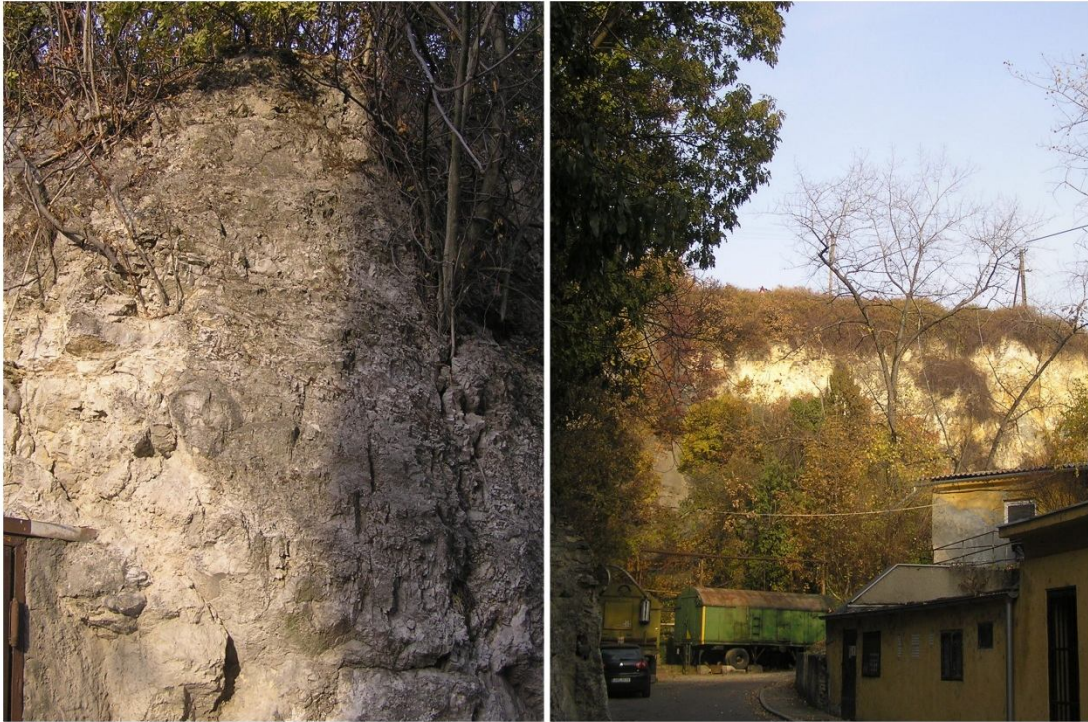
3.1.2 ábra: A Kis-Gellért- hegyi kút fúrási szelvénye
(Magyarország mélyfúrásai alapadatai, 1986)

A kút talpmélysége 86,2 méter, mely elérte a felső-triász repedezett dolomitot (3.1.2 ábra). Vízadója is ez a képződmény adja. Nyugalmi vízszintje 104 mBf körüli értékeket mutat. Az Aquifer Kft. 2002- ben végzett felmérése alapján talphőmérséklete 14°C. 2003 februárjában végzett geodéziai bemérés alapján a kútfej jelenleg 117,552 mBf magasságon helyezkedik el. A kút mintavételi csappal is rendelkezik (3.1.3 ábra). A vízszint csak egy szűk nyíláson keresztül mérhető, az ehhez tartozó cső több helyen szűkületeket is tartalmaz, ezért a kút folyamatos észlelésbe vonása nem volt megoldható.



3.1.3 ábra: A Kis-Gellért- hegyi kútfej

Terepbejárásunk során megfigyeltük, hogy közvetlenül az épület mellett a dolomit felszíni kibúvásként (3.1.4 ábra) jelenik meg. Ennek a karsztrendszer illetve a csapadék közvetlen beszivárgása tekintetében jelentős szerepe lehet, valamint földtani szerkezet jelenlétére is utal.



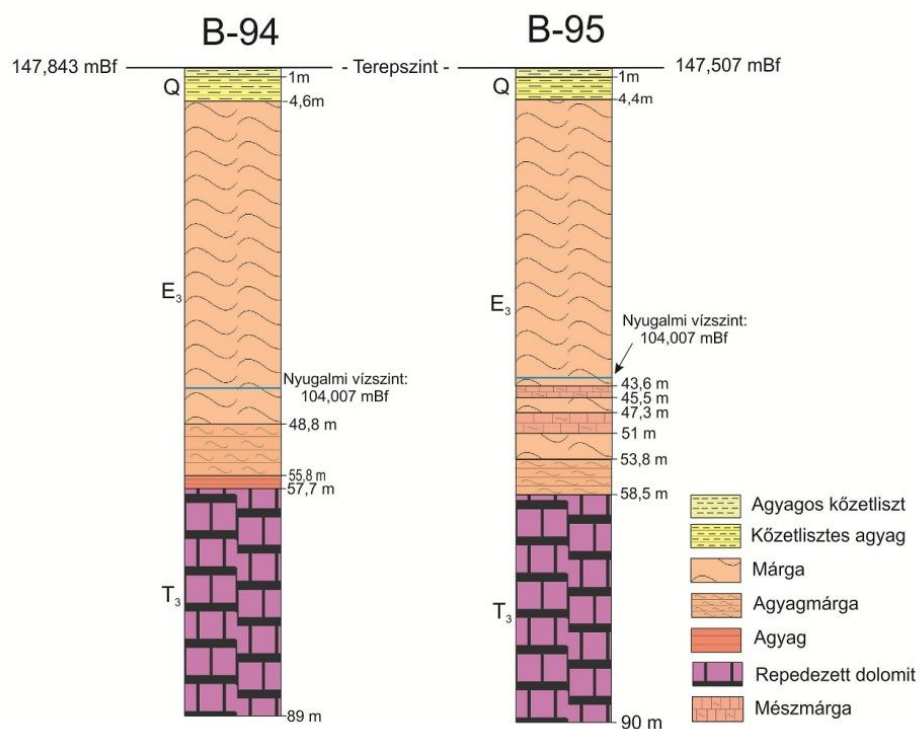
3.1.4 ábra: A Kis- Gellért- hegyi kút közelében észlelhető dolomit kibúvás

3.1.1.1 A helyszínen végzett mérések

A Kis- Gellért-hegyi kút esetén a helyszínen vízszintmérést, valamint a kút vizének fiziko-kémiai paramétereinek meghatározását végeztük el. Továbbá vízmintát is vettünk későbbi laborvizsgálatok céljából. Ezekkel a mérésekkel további információkat próbáltunk szerezni a meteorikus komponens jelenlétére vonatkozóan.

3.1.2 A Bara Hotel kútjai (B-94 és B-95)

A XI. kerület Hegyalja út 34-36. szám alatt található Bara Hotel két kút (B-94: nyelőkút és B-95: termelőkút) (3.1.1 ábra) létesítését kezdeményezte geotermikus energia hasznosítása céljából. A fúrások 2009- ben létesültek és elérték a felső-triász repedezett dolomitot (3.1.5 ábra). Különlegességük szintén hőmérsékletükben rejlik, mivel 13,7 °C-os talphőmérsékletükkel a környék hidegvizes kútjainak számát gyarapítják. A két kút Vízföldtani Naplójában szereplő adatokat használtuk vizsgálataink során, mivel nem volt módunk személyesen is megtekinteni a kutakat.



3.1.5 ábra: A Bara Hotel kútjainak fúrési szelvénye (*Vízföldtani Napló alapján*)

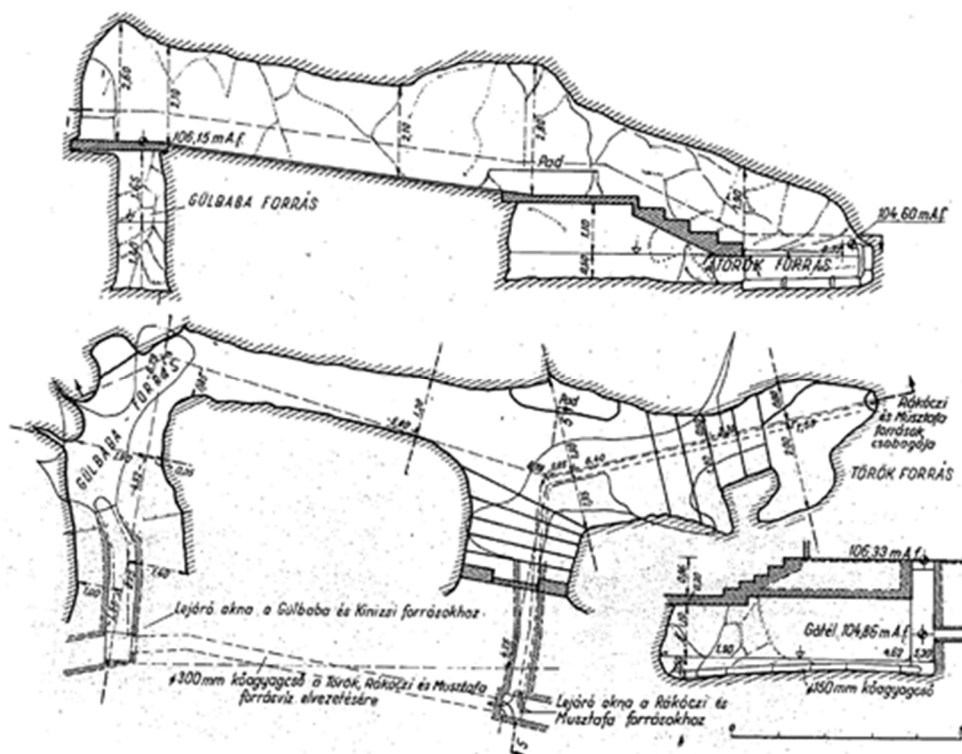
3.2 Gülbaba és Török-forrás

A Gülbaba és a Török-forrás (3.2.1a;b ábra) a Gellért-hegy ÉK-i lábánál található természetes források. A Rudas-fürdő építése, útépitések, ill. az Erzsébet-híd építkezése alkalmával több, egymással többé-kevésbé összefüggő forrást tártak fel (Alföldi et al., 1968). A források vizét állandó hőmérséklet (33,5 – 43,5°C) és kémiai összetétel (1450 – 1700 mg/L TDS) jellemzi, amely koncentráltan, triász időszerű dolomit tektonikus eredetű hasadékok mentén jut a felszínre (Papp, 1942; Frész, 2008, Erőss et al., 2008).



3.2.1a; b ábrák: Gülbaba-forrás (a), és a Török-forrás medencéje (b)

A Gülbaba-forrástól egy 16 m hosszú, enyhén ívelt alagút vezet a Török-forrás medencéjéhez. Az itt megcsapolódó hévizek magas hőmérsékletének köszönhetően 60% körüli a levegő páratartalma a forrásbarlangban. A forrásmedence 1,5 m széles vízfelszínén az esetek többségében kalcit bevonat figyelhető meg. A kb. fél méter mély medence alján egy cső vezeti a forrás vizét egy gyűjtőrendszeren keresztül a Dunába (3.2.2 ábra).



3.2.2 ábra: A Gülbaba és Török-forrás a Rákóczi- Musztafa-forrás csobogójával (keresztmetszeti és felülnézeti kép)

(Alföldi et al., 1968)

3.2.1 A helyszínen végzett vizsgálatok

Vizsgálataink színhelyéül azért választottuk ezeket a forrásokat, mert a Gülbaba-forrásban a főgyűjtő-monitoringhoz kapcsolódó adathordozó segítségével folyamatos észlelés zajlik, a Török-forrás pedig számos korábbi vizsgálat (Palotai, 2004; Fekete, 2006; Vojnits, 2008; Freiler, 2010; Erőss et al., 2010; Erőss, 2010) helyszíne volt. Továbbá mindkét forrás könnyen megközelíthető és egymás mellett található.

A Gülbaba-forrásban folyamatos hőmérséklet, elektromos vezetőképesség és vízszint észlelés zajlik a budai főgyűjtő-monitoring rendszeréhez kapcsolódóan egy Dataqua nevű műszer segítségével, melynek köszönhetően négy órás időközönként állnak rendelkezésünkre információk a fenti paraméterekről. A 2010.07.01. - 2011.11.14. között rögzített adatokat a Duna vízállás változásaival és a napi csapadékadatokkal párhuzamosítottuk, annak érdekében, hogy fényt derítsünk a köztük lévő esetleges kapcsolatra.

A Török-forrás medencéjében saját magunk háromnaponta méréseket végeztünk a 2011.10.14. – 2011.11.16-ig tartó időszakban hőmérséklet, elektromos vezetőképesség, pH és redox-potenciál paraméterek tekintetében, illetve még a helyszínen megállapítottuk a forrás vizének HCO_3^- tartalmát titrimetriás módszerrel.

Háromnaponta végeztünk radon mintavételt is a forrás vizéből. Mérésünk célja, hogy a Török-forrás radon aktivitás koncentrációjának időbeli változását megfigyeljük, hogy megtudjuk állandó-e a radontartalom a forrás vizében. Kiinduló feltételezésünk értelmében, a vas-oxihidroxidok által megkötött rádiumból felszabaduló radontartalomhoz, a felszínről a csapadékvízzel a talajból bejutó radon is hozzájárulhat, tehát e paraméter mérésével is a meteorikus komponensről szerezhethetünk információt.

4. A használt módszerek

A dolgozat fő kérdéseinek megválaszolása érdekében számos vizsgálati módszert alkalmaztunk munkánk során. Az eredmények értelmezésének könnyebb érthetősége érdekében röviden tárgyaljuk az egyes módszereket.

4.1 Terepi mérések

A Török-forrásban háromnaponként fiziko-kémiai paramétereket (pH, hőmérséklet, fajlagos elektromos vezetőképesség és redoxpotenciál) mértünk WTW MultiLine P4 Multi 340i univerzális kézi-mérőműszer megfelelő elektródáinak segítségével. A pH elektróda pontossága $\pm 0,01$ pH, a redoxpotenciálé ± 1 mV, a vezetőképességet mérő elektróda pontossága pedig a mért érték $\pm 1\%$ -a.

Továbbá a helyszínen (4.1.1 ábra) titrimetriás eljárással a víz HCO_3^- tartalmát határoztuk meg. Ennek elvét a 4.2- es alfejezetben ismertetjük.



4.1.1 ábra: Terepi laboratórium

A víz radon tartalmának meghatározása érdekében minden alkalommal 10 ml vízmintát vettünk, amelyet óvatosan egy küvetta fecskendeztünk, ami már tartalmazta a 10 ml opti-fluor-O koktélt. Majd a küvetta száját gondosan bevontuk parafilmmel.

Ezen kívül a Gülbaba- forrásban található műszer - a Dataqua Elektronikai Kft DA-SMDMv31 típusú műszere - adott időközönként rögzített adatait (hőmérséklet, aktuális vízszint, vezetőképesség) számítógép segítségével letöltöttük, mely adatokat a későbbiekben a Duna vízállásával és a csapadék mennyiségével hasonlítottuk össze. A műszer mérési hibahatára $\pm 0,1 \%$.

4.2 Laboranalitika

A vízkémiai vizsgálatokat a hidrogeológia számos területén alkalmazzák: a hidraulikai rezsímmel, áramlási irányok, áramlási rendszerek hierarchiájának, a víz felszín alatti tartózkodási idejének, eredetének, víztípusok csoportosításának meghatározására. A fő ionkomponens analízisek tudományos szempontból segítséget nyújtanak – mint természetes nyomjelzők – a vizek eredetének meghatározásában, a felszín alatti áramlási viszonyok pontosításában, a vízáadó rendszer hidrodinamikai viszonyainak jellemzésében. A vízkémiai fázisok (Back, 1966) megállapítására Piper diagramot alkalmaztunk. Emellett az egyes vízminták összetételének vizuális összehasonlítása érdekében Stiff diagramokat készítettünk.

4.2.1 Főelemek

Az alábbiakban sorra vesszük a laboratóriumban mért fő ionkomponensek mérési elvét.

Ca²⁺

A vizsgálat menete:

Bemérünk 100 ml vizsgálandó vízmintát, majd hozzáadunk 5 ml 1 n NaOH pufferoldatot, majd kb. 0.4 g murexidet, majd 0.1 n EDTA oldattal megtitráljuk. A színváltozást egy titrálatlan, és egy túltitrált oldat színével hasonlítjuk össze. Ha több EDTA fogy, mint 10 ml, akkor a vizsgálatot kevesebb mintával megismételjük. Ha a puffer hozzáadása után fehér zavarosodás történik, akkor a titrálást megismételjük, mégpedig úgy, hogy a

mintához először hozzáadjuk az előzőleg fogyott EDTA mennyiséget, majd a puffert, majd a titrálást folytatjuk. Magnézium esetében is ugyanaz a teendő.

Számítás:

100 ml víz titrálásakor 1 ml EDTA oldat megfelel 2,004 mg Ca^{2+} ionnak.

$c = f \cdot V \cdot 20.04$; ahol c - az oldat kalciumion tartalma mg/l-ben, f - az EDTA oldat faktora = 0,9091, V - a 0.1 n EDTA oldat fogyása ml-ben.

Mg^{2+}

Vizsgálat menete:

Bemérünk 100 ml vizsgálandó vízmintát, majd hozzáadunk 10 ml pufferoldatot, majd kb. 0.4 g Eriokrómfekete T indikátort, majd 0.1 n EDTA oldattal megtitráljuk. A színváltozást egy titrátlan, és egy túltitrált oldat színével hasonlítjuk össze.

Számítás:

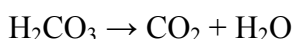
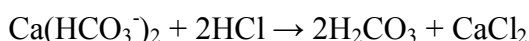
Összes keménység (ÖK): 1 ml EDTA oldat megfelel 1 meq/l-nek.

$\text{Mg}^{2+} \text{ mg/l} = f (\text{VÖK} - \text{VCa}) \cdot 12.16$; ahol VÖK - az összes keménységnél fogyott 0.1 n EDTA oldat ml, VCa - a kalcium meghatározásnál fogyott 0.1 n EDTA oldat ml, f - az EDTA oldat faktora = 0,9091

HCO_3^-

Vizsgálat menete:

Bemérünk 100 ml vizsgálandó vízmintát, majd hozzáadunk 2 csepp metilnarancsot, majd 0.1 n HCl oldattal megtitráljuk.



Számítás:

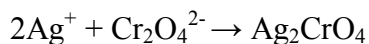
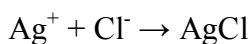
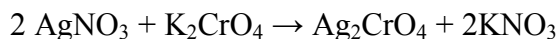
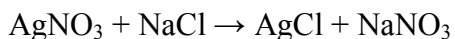
$c = f \cdot V \cdot 61$; ahol c - a vizsgált vízminta hidrokarbonát koncentrációja mg/l-ben; f - a 0.1 n sósavoldat faktora = 1,0417; V - a 0.1 n sósavoldat fogyása ml-ben.

Cl^-

Vizsgálat menete:

a) 2 titrálólombikba bemérünk 100-100 ml desztillált vizet, hozzáadunk 10-10 ml klorid-hozzátét oldatot. Az egyik lombikot félretesszük, ennek színe lesz az összehasonlító alap a titrálásoknál. A másik mintát ezüst-nitrát mérőoldattal megtitráljuk, kezdődő vörösbarna színig. Ez a vakpróba.

b) Bemérünk 100 ml semleges kémhatású (6-8 pH-jú) vízmintát, hozzáadunk 10 ml klorid-hozzátét oldatot, majd ezüst-nitrát mérőoldattal megcitráljuk, kezdődő vörösbarna színig. Ha a minta 10 mg/l- nél több kloridot tartalmaz, akkor a vizsgálatot desztillált vízzel hígított mintából végezzük.



Számítás:

$C = 2 \cdot (b-a)$; ahol C - a vizsgált vízminta kloridion koncentrációja mg/l; a - a vakpróba (klorid hozzátét oldat) fogyása ml- ben ; b - a vizsgált vízminta fogyása ml- ben

Na⁺, K⁺

Vizsgálat menete:

A kvantitatív meghatározásuk legalkalmasabb módszere a lángfotometria. Gyors, érzékeny, pontosabb a tömeg szerinti módszernél. A vizsgálat során magas hőmérsékletű gázlángot alkalmaznak az emisszióhoz, amelyen az alkáli és földalkáli atomok gerjesztett állapotba kerülnek, majd egy bizonyos tartózkodási idő elteltével eredeti helyzetükbe térnek vissza, miközben adott hullámhosszúságú fényt emittálnak, és a lángot színezik. A fényintenzitás arányos a koncentrációval. A fényt megfelelő színszűrőn átjutva egy fotocellára kerül, amely felerősített fényelektromos áramát galvanométerrel detektáljuk megfelelő kalibrációs oldatok által felvett mérőgörbe segítségével. A vizsgálandó vizet sűrített levegővel működő porlasztóval permetezzük a lángba.

Főzőpohárba alkálimentes desztillált vizet töltünk, majd a porlasztó műanyag hajszálcsovét beletesszük. Ezután a ZERO helipot segítségével beállítjuk a +0.000 értéket. Bizonyos időközönként ellenőrizzük, és ha idővel elmozdít, utána állítjuk. Különösen ügyeljünk arra, hogy a nullpont ne tolódjon el a -0.000 tartományba, mert itt a készülék már nem tudja jelezni az eltolódás mértékét, ami a mérésnél nagyon jelentős hibát okozhat. Ha jó a desztillált vizünk, akkor semmi különbséget nem szabad látnunk akkor sem, ha a porlasztó szívócsövét kivesszük, és a készülék levegőt szív be.

Ezután a standard oldatot porlasztjuk be a lángba. **Nátrium** esetén a COARSE kapcsolót II. Állásba kapcsoljuk, majd a FINE helipottal beállítunk egy kerek értéket, pl. 500-at. **Kálium** esetén a COARSE kapcsolót I. Állásba kapcsoljuk, majd itt is a FINE gombbal beállítunk egy értéket, pl. 300-at. Mivel a láng vibrációja, és a gázok nyomásingadozása miatt a kijelzett érték a nagy integrálási időállandó ellenére folyvást változhat, ne

törekedjünk arra, hogy teljesen pontos értéket állítsunk be, (ez úgy sem sikerülne) ez legyen a névleges érték átlaga.

Az ingadozások különben nem haladják meg az 1 %-ot sem. Viszont minden esetben meg kell várni, hogy az adott érték átlaga beálljon, azaz a változások mind pozitív, és mind negatív irányba történjenek.

Mérésnél a mintákat porlasztjuk be a készülékbe, majd a leolvasott értéket a standarddal összevetve aránypárral számoljuk ki a minta koncentrációját. Minden ötödik minta után ellenőrizzük a beállítás stabilitását: a nullát desztillált vízzel, majd a standardot is. Ha szükséges, utána állítjuk a propán-bután gáz, vagy a levegő áramlását, ha ez nem elég, akkor a FINE helipotot is, majd csak ezután folytatjuk a mérést.

Ha a minta koncentrációja a standardot meghaladja, a megfelelő hígítást próbálgatással kell beállítani. A hígítás akkor van jól eltalálva, ha a mért érték kb. a standard koncentráció tartományába esik.

Mérés:

$c(K^+) = \text{hígítás} * \text{mért } K^+ * 4 / \text{st. mért érték}$

$c(Na^+) = \text{hígítás} * \text{mért } Na^+ / \text{st. mért érték}$

SO₄²⁻

Vizsgálat menete:

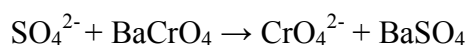
a; *Vakpróba.* 40 ml desztillált vízzel elvégezzük a c) pont alatti műveleteket.

b; *Standard oldat 100 mg/l.* 40ml szulfát törzsoldattal elvégezzük a c; pont alatti műveleteket.

c; 40 ml vizsgálandó vízhez 2 ml NaCl oldatot adunk, elegyítjük, majd 5 ml bárium-kromát oldatot adunk hozzá, elegyítjük, majd ultrahangfürdőbe téve 10 percig rázatjuk. Ezzel tehető teljessé a keletkező BaSO₄ csapadék leválása. Ezután 2 ml ammónia oldatot adunk hozzá, elegyítjük, majd egy 10 ml-es centrifugacsőbe töltünk belőle. Ezután az oldatnak ezt a részletét lecentrifugáljuk, (5000/min fordulatszámon, 2 percig) majd az oldat tisztáját óvatosan leszívva 436 nm-es hullámhosszon fotometrálnuk.

A fotometria *Spektromom 195D fotométerrel* történik. A mérés előtt legalább fél órával bekapcsoljuk a készüléket, és a mérés előtt bekapcsoljuk a lámpát is. A WAVELENGTH kezelőszervvel beállítjuk a kívánt hullámhosszat, és a DETEKTORS váltógombbal az ehhez tartozó fotocellaállást. Felnyitjuk a küvettafedelét, a mérésmód kapcsolót T% állásba kapcsoljuk, majd a DARK CURRENT piezométerrel 0-ra állítjuk a sötétáramot.

Betöltjük a küvettába a vakpróbát, lecsukjuk a küvettatér tetejét, majd a SLIT résállító gomb segítségével közelítőleg, majd ezután a 100% T FINE piezométerrel pontosan beállítjuk a 100 % T értéket. Ezután a mérésmód kapcsolót C állásba fordítjuk ekkor a kijelző nullát kell hogy mutasson. Betöltjük a küvettába az adott standard oldatot, majd a FACTOR piezométerrel beállítjuk a standardnak megfelelő koncentrációértéket. Ezután a műszer mérésre kész. Betöltjük a küvettába a mérendő oldatot, majd az eredményt leolvassuk. Ha a mért eredmény jelentősen meghaladja a standardét, a mérést hígításból meg kell ismételni.



Mérés:

$$\text{SO}_4^{2-} = \text{hígítás} * \text{mérés} (\text{SO}_4^{2-})$$

4.1.1.1 Vízkémiai fácies meghatározása

Az egyes kutak és források vízkémiai adataiból *Back (1966) (4.2.1 táblázat)* alapján meghatároztuk az adott vízre vonatkozó vízkémiai fácieseket. Ehhez először a mg/l- ben megadott értékeket átszámoltuk meq/l- es értékekre, majd ezeket az eredményeket normalizáltuk külön a kationokra és külön az anionokra. Majd a megfelelő ionok összeadásával *Back (1966)* táblázatából kiolvastuk a megfelelő fácieseket.

4.2.1 táblázat: A vízkémiai fáciesek (*Back, 1966*)

	Összetevők %-ban			
	Ca+Mg	Na+K	HCO ₃ +CO ₃	Cl+SO ₄
Kationfácies				
	90-100	0<10		
	50-90	10<50		
	10-50	50<90		
	0-10	90-100		
Anionfácies				
			90-100	0<10
			50-90	10<50
			10-50	50<90
			0-10	90-100

4.2.2 Radon

Laborban történt a Török-forrás radontartalmának megmérése is. Ehhez a folyadékszintillációs spektroszkópiát hívtuk segítségül. A folyadékszintillációs technika lényege, hogy olyan szcintilláló anyagot (esetünkben opti-fluor-O) használunk, amelynek részecskéi ionizáló sugárzás hatására gerjesztődnek, így magasabb energiaszintre lépnek, majd energiájukat egy fényfelvillanás közben, fotonok kibocsátásával vesztik el. A kibocsátott alfa- és béta-részecskék energiájukat ütközés során az oldószerrel ütközve adják át.

A mérésekhez TriCarb 1000 típusú folyadékszintillációs spektrométert használtunk. A mintában keletkezett felvillanásokat két fotoelektron-sokszorozó detektálja. A beérkező impulzusok egy analóg-digital konverter (ADC) bemenetére jutnak, ami megméri az amplitúdókat, szétválasztja magasság szerint, és az ennek megfelelő csatorna számát megnöveli eggyel.

A műszer statisztikát készít a kapott elektromos impulzusok magasság adataiból, tehát amplitúdó gyakoriság eloszlást mér. A mérés végén (60 perces méréseket végeztünk) a kapott adatokat kinyomtattuk és excel táblázat segítségével dolgoztuk fel, illetve értékeltük ezeket. Ehhez a

$$c = \frac{CPM - 12,6}{1,98} \frac{Bq}{l}$$

kalibrációs egyenletet használtuk, amit ismert ^{226}Ra tartalmú vízminták segítségével határoztak meg, ahol CPM a percenként detektált elektromos jel, c a mérés kori koncentráció.

A víz radontartalmának meghatározása esetén az exponenciális bomlástörvény alapján kiszámoltuk a mintavétel kori aktivitáskoncentrációt a

$$C_{\text{méréskor}} = C_{\text{min tavételkor}} \cdot e^{-\lambda \cdot t}$$

összefüggéssel.

5. Eredmények bemutatása

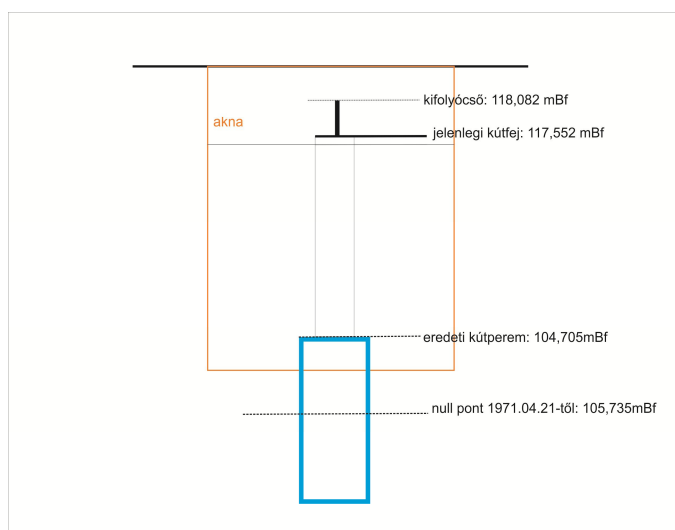
5.1 A Gellért-hegy környéki hidegvizes kutak

5.1.1 A Kis-Gellért- hegyi kút

5.1.1.1 Archiv napi vízszintadatok összevetése a napi csapadékadatokkal

A csapadék- és vízszint idősorok összevetése választ adhat arra, hogy a Kis-Gellért-hegyi kút vízszintjének alakulását a csapadékesemények milyen mértékben befolyásolják, így fontosnak tartottuk ennek megvizsgálását. A kérdés releváns, mivel a Gellért-hegyen összesen három olyan kútról van tudomásunk, melyek triász dolomitba mélyültek és hideg vizet szolgáltatnak, tehát a meteorikus komponensről nyújthatnak információt. Ezt a ténytet erősíti az is, hogy a kút közelében lévő dolomit kibúvás a közvetlen beszivárgásnak ad lehetőséget.

A Kis-Gellért- hegyi kút (B-14) 1965-től 2011-ig tartó vízszint idősorát a Közép-Duna- Völgyi Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság Vízirajzi Osztálya bocsátotta rendelkezésünkre, mely adott dátumhoz tartozó adott viszonyítási szinttől mért vízszint mélységeket tartalmazott. Az mBf-ben kifejezett vízszint adatok kiszámításánál figyelembe kellett venni, hogy az évek folyamán változott a kút kialakítása, így a vízmélység regisztráció is különböző viszonyítási szintekről történt. A következő ábra (5.1.1 ábra) szemlélteti, hogy melyik időintervallumban milyen viszonyítási szinttel kellett számolnunk.



5.1.1 ábra: A viszonyítási szintek alakulása a Kis-Gellért- hegyi kút esetén

A kút vízszintjének észlelési gyakorisága az évek folyamán változott. 1965 és 1985 között napi vízszint észlelések állnak rendelkezésünkre, majd 2004-ig már csak heti vízmélységadatokat rögzítettek. 2005-től pedig csak havonta történtek mérések. Adathiánnyal azonban minden időintervallumban számolni kell.

Az 1972-73; 1976-77; 1981 és 1983- as évekre vonatkozó mm-ben mért archív napi csapadékat a VITUKI Vízhajzó Osztályának adattárából kaptuk meg, melyeket Budapest- Lőrinc meteorológiai állomáson rögzítettek.

Összesen hat év (1972; 1973; 1976; 1977; 1981; 1983) vízszint adatsorát (*CD melléklet*) vetettük össze az archív csapadékatokkal (*CD melléklet*). Az adott évek kiválasztásában elsődleges szempont volt, hogy ne legyen adathiány és napi vízmélység regisztrációval rendelkezzenek, mert a csapadékesemények hatása így követhető jól.

A fenti évekre vonatkozó archív napi vízszintadatok napi csapadékatokkal való összehasonlítása Excel-ben elkészített diagramok (*5.1.3a;b;c;d;e;f ábrák*) segítségével történt. Az egyes évek csapadék - és vízszintadataira vonatkoztatott alapstatisztika az *5.1.1 és 5.1.2 táblázatokban* láthatók. Ezen évekre vonatkoztatott vízszintek átlagértékei (*5.1.1 táblázat*) kis intervallumon mozognak (102,96 mBf – 103,10 mBf). A vízszintek relatív szórása – mely legjobban leírja az adatsor valós változékonyságát – gyakorlatilag nulla (az *5.1.1 táblázatban* %-os értékek szerepelnek e paraméterre vonatkozóan), ami azt jelenti, hogy nincs éves változékonyság a vízszint tekintetében. Ezt a tartomány (minimum és maximum közötti különbség) is jól alátámasztja, mely alacsony értékeket (0,06 m – 0,47 m) mutat (*5.1.1 táblázat*).

5.1.1 táblázat: A vízszintadatokra vonatkozó alapstatisztikák

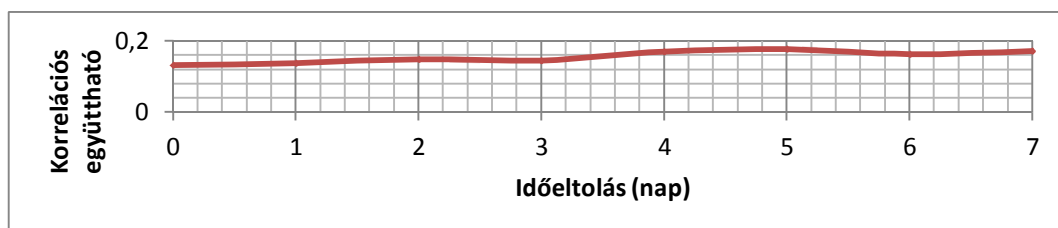
	Vízszint (mBf) (1972)	Vízszint (mBf) (1973)	Vízszint (mBf) (1976)	Vízszint (mBf) (1977)	Vízszint (mBf) (1981)	Vízszint (mBf) (1983)
Átlag	102,98	103,10	103,04	103,03	102,96	102,99
Standard hiba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Medián	103,02	103,11	103,05	103,04	102,97	103,00
Módusz	103,06	103,12	103,06	103,04	102,96	102,99
Szórás	0,12	0,08	0,02	0,02	0,01	0,01
Relatív szórás (%)	0,12	0,08	0,02	0,02	0,01	0,01
Tartomány	0,47	0,28	0,13	0,12	0,06	0,09
Minimum	102,69	102,96	102,96	102,96	102,93	102,95
Maximum	103,16	103,24	103,09	103,08	102,99	103,04
Összeg	37483,18	37631,21	37713,44	37607,33	37581,52	37592,71
Darabszám	364,00	365,00	366,00	365,00	365,00	365,00

5.1.2 táblázat: A csapadékadatokra vonatkozó alapstatisztikák

	Csapadék (mm) (egész évre) (1972)	Csapadék (mm) (csap.-os napokra) (1972)	Csapadék (mm) (egész évre) (1973)	Csapadék (mm) (csap.-os napokra) (1973)	Csapadék (mm) (egész évre) (1976)	Csapadék (mm) (csap.-os napokra) (1976)	Csapadék (mm) (egész évre) (1977)	Csapadék (mm) (csap.-os napokra) (1977)	Csapadék (mm) (egész évre) (1981)	Csapadék (mm) (csap.-os napokra) (1981)	Csapadék (mm) (egész évre) (1983)	Csapadék (mm) (csap.-os napokra) (1983)
Átlag	1,61	5,65	1,07	3,84	1,58	4,55	1,30	3,58	1,22	3,65	1,00	4,05
Standard hiba	0,23	0,66	0,18	0,57	0,22	0,54	0,17	0,41	0,17	0,44	0,19	0,70
Medián	0,00	3,00	0,00	1,20	0,00	1,60	0,00	1,80	0,00	2,00	0,00	2,00
Módusz	0,00	3,00	0,00	0,10	0,00	0,10	0,00	0,10	0,00	1,00	0,00	2,00
Szórás	4,41	6,74	3,48	5,75	4,19	6,09	3,32	4,73	3,28	4,84	3,72	6,64
Relatív szórás	2,73	1,19	3,25	1,50	2,65	1,34	2,56	1,32	2,69	1,33	3,72	1,64
Tartomány	37,30	37,20	27,80	27,70	28,10	28,00	28,00	27,90	22,00	21,90	45,00	44,90
Minimum	0,00	0,10	0,00	0,10	0,00	0,10	0,00	0,10	0,00	0,10	0,00	0,10
Maximum	37,30	37,30	27,80	27,80	28,10	28,10	28,00	28,00	22,00	22,00	45,00	45,00
Összeg	587,80	587,80	391,80	391,80	578,10	578,10	472,90	472,90	445,70	445,70	364,60	364,60
Darabszám	364,00	104,00	365,00	102,00	366,00	127,00	364,00	132,00	365,00	122,00	365,00	90,00

Az egyes évekre vonatkoztatott csapadékadatok alapstatisztikáit az egész évre- valamint csak a csapadékos napok számára vonatkozóan is kiszámoltuk. Az eredményt az 5.1.2 táblázat tartalmazza, melyből értelemszerűen látszik, hogy az egész évre vonatkozó relatív szórás értékek nagyobb változékonyságot (2,56 – 3,72) mutatnak, mint a csapadékos napokra (1,19 – 1,64) vonatkozók. Ezzel épp ellenkezőleg viselkednek az átlagok (5.1.2 táblázat), melyek a csapadékos napokra vonatkozóan 3,65 m és 5,65 m közé esnek, míg az egész évre vonatkozó adatsorra 1,07 m és 1,61 m közötti értékeket kaptunk.

A kút vízszint adatsora és a csapadék mennyisége között keresztkorreláció függvényt becsültünk, hogy az esetleges késleltetett hatások kimutathatók legyenek. Arra voltunk kíváncsiak, hogy egy csapadékeseményre a kút vízszintje milyen mértékű reakcióidővel válaszol. A vizsgálatot az 1972-es év első felére alkalmaztuk, melynek eredménye az 5.1.2 ábrán látható. A többi vizsgált év (1973, 1976, 1977, 1981 és 1983) esetén is alkalmaztunk keresztkorrelációt, de minden esetben hasonló eredményt kaptunk, ezért csak az 1972-es évre vonatkozó diagramot (5.1.2 ábra) mutatjuk be.

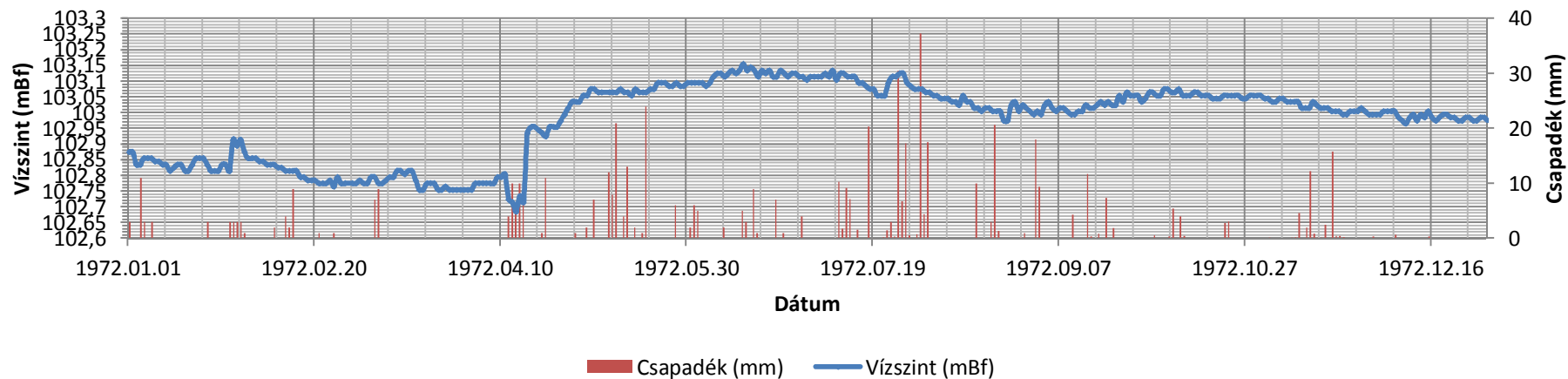


5.1.2 ábra: A kút vízszintjének és a csapadék mennyiségének keresztkorrelációja

A korrelációs együtthatók értékei 0,13 és 0,18 közé estek. Mivel a korrelációs együttható lineáris kapcsolatot mutat, valószínűsíthető, hogy a két folyamat nem lineáris.

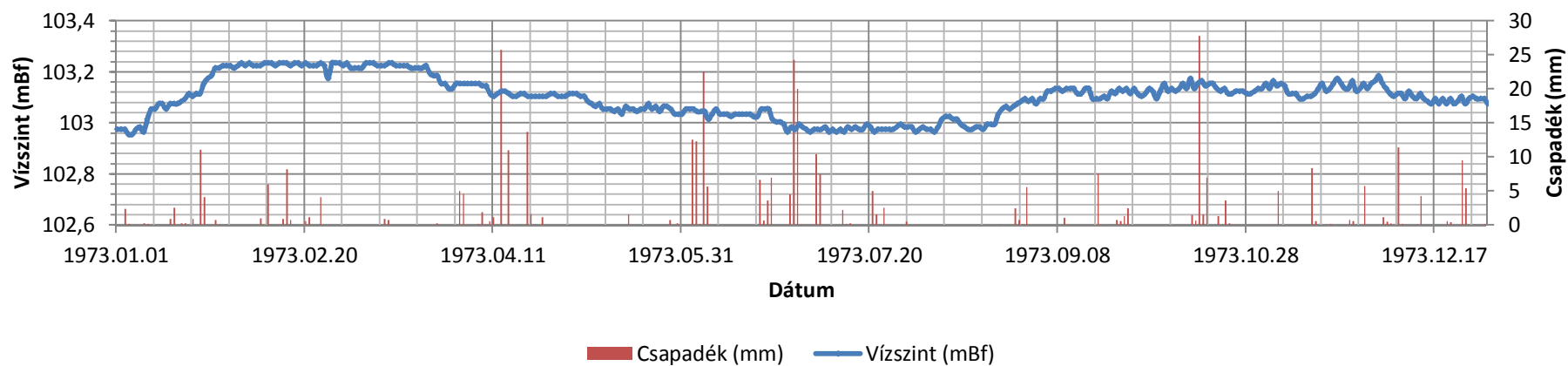
a,

A B-14-es kút vízszint időszora és a csapadék alakulása (1972)



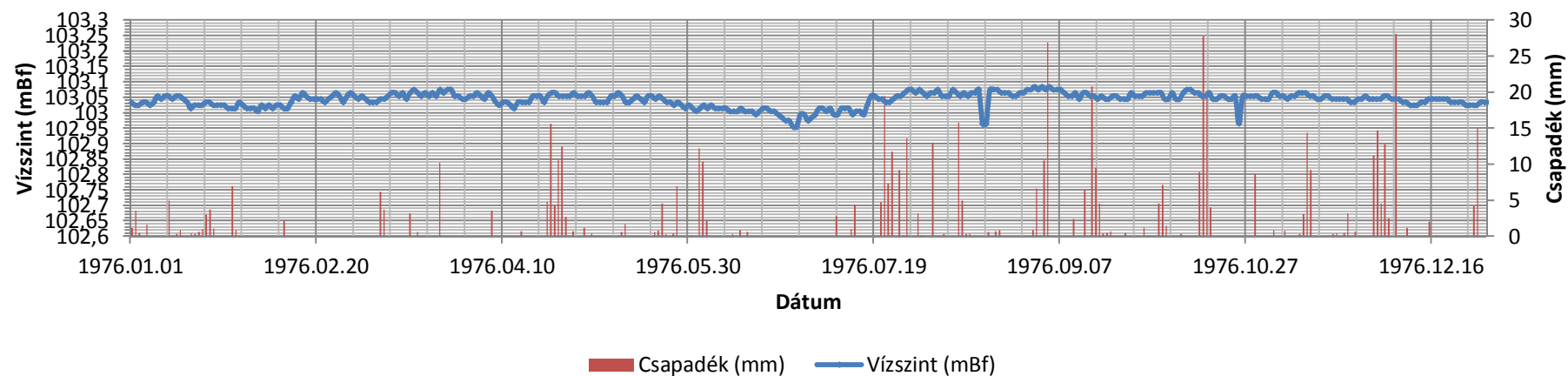
b,

A B-14-es kút vízszint időszora és a csapadék alakulása (1973)



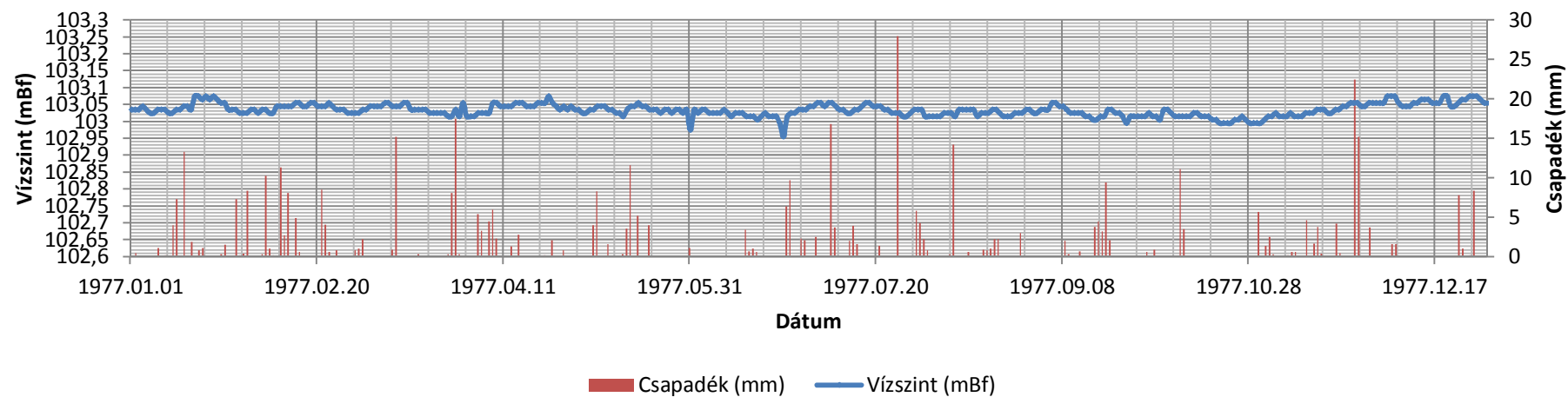
c,

A B-14-es kút vízszint idősora és a csapadék alakulása (1976)



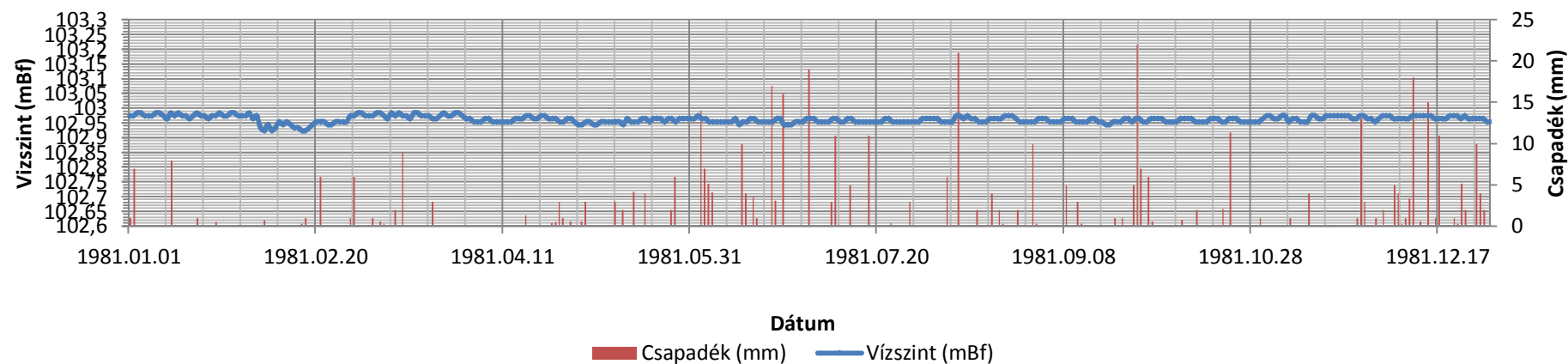
d,

A B-14-es kút vízszint idősora és a csapadék alakulása (1977)



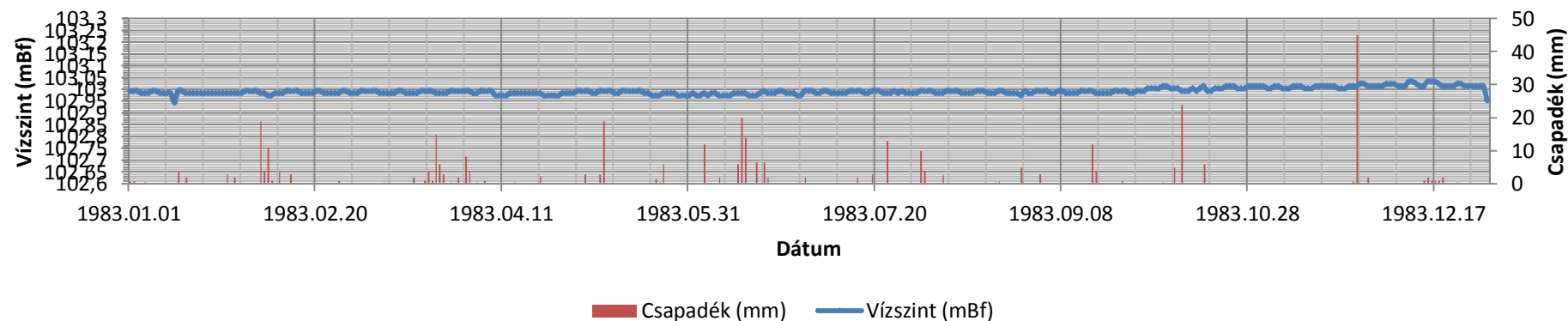
e,

A B-14-es kút vízszint idősora és a csapadék alakulása (1981)



f,

A B-14-es kút vízszint idősora és a csapadék alakulása (1983)



5.1.3a,b,c,d,e,f ábrák: Archiv napi vízszintadatokat és a napi csapadékatokat ábrázoló diagramok

Az 1972- es idősor esetében jól látható (5.1.3a ábra), hogy a januártól ápriliséig tartó időszakban ritkán volt csapadék, ha volt is nem jelentős mennyiségű, az egész évre vonatkozóan összesen 71 mm és átlagosan 0,7 mm (5.1.2 táblázat). Ekkor a kútban mért vízszint is alacsony, átlagosan 102,8 mBf körüli értékeket mutatott (5.1.1 táblázat). Majd áprilistól októberig elég csapadékos időszak volt, ekkor az egész évre vonatkozóan összesen 459 mm és átlagosan 1,61 mm csapadékkal számolhatunk (5.1.2 táblázat). Ebben az időszakban a vízszint is megemelkedett, ami átlagosan 103 mBf körüli értékeket mutatott (5.1.1 táblázat). Majd az év végére mind a csapadék mennyiségében (összesen 57,5 mm és átlagosan 0,6 mm – az egész évre vonatkoztatva) mind a vízállásban (102,9 mBf körüli értékek) némi csökkenést figyelhetünk meg (5.1.1 és 5.1.2 táblázatok). Az egyes csapadékeseményekkel nem párhuzamosítható azonnali, kiugró vízszint reakció.

1973-ban (5.1.3b ábra) nyáron alacsonyabb (átlagosan 103 mBf) (5.1.1 táblázat) télen és tavasszal magasabb (átlagosan 103,14 mBf) (5.1.1 táblázat) vízszint jellemző. Tehát ebben az esetben némi szezonális megfigyelhető, viszont az egyes csapadékeseményekre itt sem figyelhető meg azonnali vízszint reakció.

1976- ban, 1977- ben, 1981- ben és 1983- ban a vízszint egész évben nagyjából ugyanazon érték (103 mBf) körül mozogott és évszakos ingadozás sem figyelhető meg (5.1.1 táblázat és 5.1.3c,d,e,f ábra). Az alapstatisztikákból (5.1.1 táblázat) is látszik, hogy ezen évek tartománya, vagyis a vízszint maximuma és minimuma közötti különbség igen alacsony, 0,06 m és 0,13 m közé esik.

5.1.1.2 Saját mérési adatok

Saját méréseket is végeztünk a Kis- Gellért- hegyi kútnál. Összesen négy alkalommal volt lehetőségünk a helyszínre látogatni. Ekkor megmértük a kút vizének fiziko-kémiai paramétereit (hőmérséklet - T, elektromos vezetőképesség - EC, redoxpotenciál - RP, pH) és a vízszintet. Az erre vonatkozó eredményeket az 5.1.3 táblázat tartalmazza.

5.1.3 táblázat: A Kis-Gellért kútnál mért paraméterek saját mérések alapján
(*T* - hőmérséklet, *EC* - elektromos vezetőképesség, *RP* - redoxpotenciál)

Mintavételi dátum	pH	T (°C) {pH}	EC (μS/cm) (25°C-ra)	T (°C) {EC}	RP (mV)	Vízmélység	Vízszint (mBf)
2011.10.27	7,03	16,8	779	16,6	-64	13,38	104,173
2011.11.07	6,54	17,3	785	16,8	-138	13,41	104,143
2011.11.10			890	18,9	-39	13,4	104,153
2011.11.14	7,34	16,3	898	16,4	-112	13,45	104,103

A 2011.11.10-én tapasztalható adathiánynak a pH elektróda meghibásodása az oka. A kút mintázása mintavételi csapon keresztül történt, de sajnos nem volt lehetőség a kút háromszoros térfogatának megfelelő víz kivételére, így a fiziko-kémiai paraméterek valószínűleg hibával terheltek. A pH érték a semleges illetve enyhén savas tartományba estek. A víz elektromos vezetőképessége 779-890 μS/cm közötti értékeket mutatott, míg a redoxpotenciál esetébe -39 és -138 közötti értékeket mértünk. A víz hőmérséklete átlagosan 17°C körüli értéknek adódott.

A mérések rövid időintervalluma, valamint az, hogy a vizsgált időszakban gyakorlatilag nem hullott csapadék a vízszintek összevetése a csapadékkal nem indokolt. Mint az az 5.1.3 táblázatban is látható a vízmélység a négy mérés alkalmával nem változott jelentősen. A legkisebb és legnagyobb vízszint esetében 0,07 méter az eltérés.

5.1.1.3 Kémiai összetétel archív adatok alapján

A kútból egyszer, 2002 januárjában történt hivatalos vízkémiai vizsgálat, melyet az Aquifer Kft. végzett el. Ezeket az adatokat Révi Géza, az Aquifer Kft. ügyvezető igazgatója bocsátotta rendelkezésünkre. A vizsgálati eredményeket az 5.1.4 táblázat tartalmazza.

A főelem tartalom alapján RockWorks program segítségével elkészítettük a Kis-Gellért- hegyi kút vizére vonatkoztatott Stiff diagramot (5.1.4 ábra). Majd a megfelelő ionok összegének normalizált koncentrációjából (meq/l) megállapítottuk a vízkémiai fáciest is, melyet az 5.1.5 táblázat tartalmaz. A kationfácies kalcium - nátrium, míg az anionfácies hidrogénkarbonát – klorid - szulfát dominanciát mutatott.

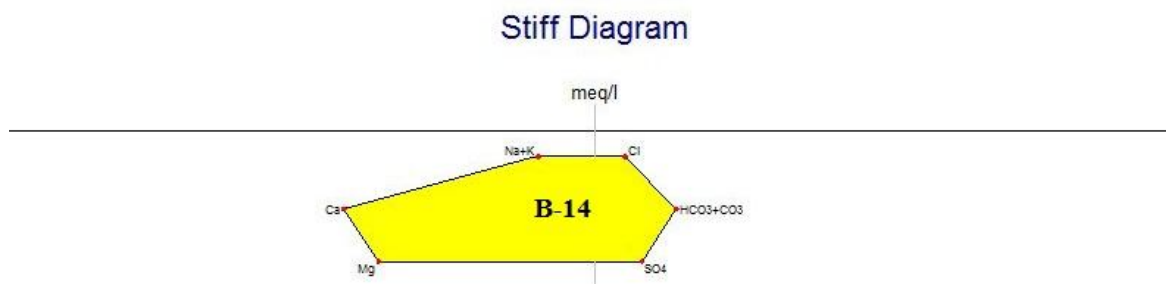
5.1.4 táblázat: A Kis- Gellért- hegyi kút vízkémiai adatai

Kis-Gellért kút (B-14)	
pH	7,70
Vezetőképesség ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	640,00
HCO_3 (mg/l)	244,00
Összes keménység mg/l CaO	155,00
Összes lúgosság mmol/l	4,00
Na (mg/l)	21,50
K (mg/l)	6,50
Ca (mg/l)	80,30
Mg (mg/l)	25,50
Cl (mg/l)	31,00
SO_4 (mg/l)	88,00
KOI_{ps} (mg/l)	0,49
Fluorid (mg/l)	<0,01
Összes foszfor (mg/l)	<0,01
Cianid (mg/l)	<0,01
Szulfid (mg/l)	<0,02
nitrit (mg/l)	0,01
foszfát (mg/l)	<0,03
ammónia (mg/l)	0,01
Fe (mg/l)	0,14
Mn (mg/l)	0,02

2011.11.10- én a kút fél órán át tartó csapon keresztüli folyatása után mi is vettünk vízmintát főelem meghatározás céljából. A vizsgálatot 2011.11.16- án végeztük az ELTE-TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének laborjában. A kapott eredményeket a 5.1.6 táblázat tartalmazza. A méréseket kétszer is megismételtük, azonban egyik mérőssorozat során sem kaptunk megfelelő ionegyensúlyt. A kationok és az anionok aránya 0,772 (5.1.6 táblázat), amely hibahatáron (0,9 és 1,1 közötti arányt fogadunk el) kívülre esik. Így az eredmények kiértékelése nem vezetne helyes következtetésekre. Ezért is szükségesnek találtuk, hogy összehasonlítsuk saját mérési eredményeinket a 2002- es vízkémiai adatokkal (5.1.7 táblázat). Mint, ahogy az 5.1.7 táblázatban is látszik a legtöbb elem esetén jelentős eltérést kaptunk (13 és 72 mg/l közötti) ez alól kivételt képez a magnézium (1,14 mg/l) és a kálium (0,26 mg/l).

Véleményünk szerint e jelentős eltérés egyik oka, hogy – a körülmények miatt - a szivattyúzás időtartama nem bizonyult elegendőnek a kút kitisztításához, és mivel a kutat

régóta nem használják, pangó vizet elemeztünk, mely így nem nyújt mértékadó információt a vízáadó vízeről sem.



5.1.4 ábra: A Kis-Gellért- hegyi kút vizének Stiff diagramja (Aquifer Kft. 2002 évi mintázása alapján)

5.1.5 táblázat: A Kis-Gellért- hegyi kút vizének vízkémiai fáciese (Aquifer Kft. 2002évi mintázása alapján)

	Ca+Mg (%)	Na+K (%)	HCO ₃ +CO ₃ (%)	Cl+SO ₄ (%)
B-14	84,733	15,267	59,643	40,357
Fácies:	Kalcium-nátrium		Hidrogénkarbonát-klorid-szulfát	

5.1.6 táblázat: A Kis-Gellért- hegyi kút vízmintájának saját mérési eredményei

Minta neve	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l			
B-14	30,83	26,64	34,70	6,24	171,57	70,00	129,00			
	Ca ²⁺ meq/l	Mg ²⁺ meq/l	Na ⁺ meq/l	K ⁺ meq/l	HCO ₃ ⁻ meq/l	Cl ⁻ meq/l	SO ₄ ²⁻ meq/l	Kation	Anion	Arány
	1,54	2,19	1,51	0,16	2,81	1,97	2,69	5,400	7,475	0,722

5.1.7 táblázat: Az Aquifer Kft. és saját mérési eredményeink összehasonlítása

B-14	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	Összes sótartalom (mg/l)	Vezetőképeség (μS/cm)	Vezkép.-ből becsült TDS (mg/l)
Hivatalos adat	21,5	6,5	80,3	25,5	31	244	88	496,8	640	480
Saját mérés	34,70	6,24	30,83	26,64	70,00	171,57	129,00	468,98		
Különbség	13,20	0,26	49,47	1,14	39,00	72,43	41,00	27,82		

5.1.2 A Bara Hotel kútjai

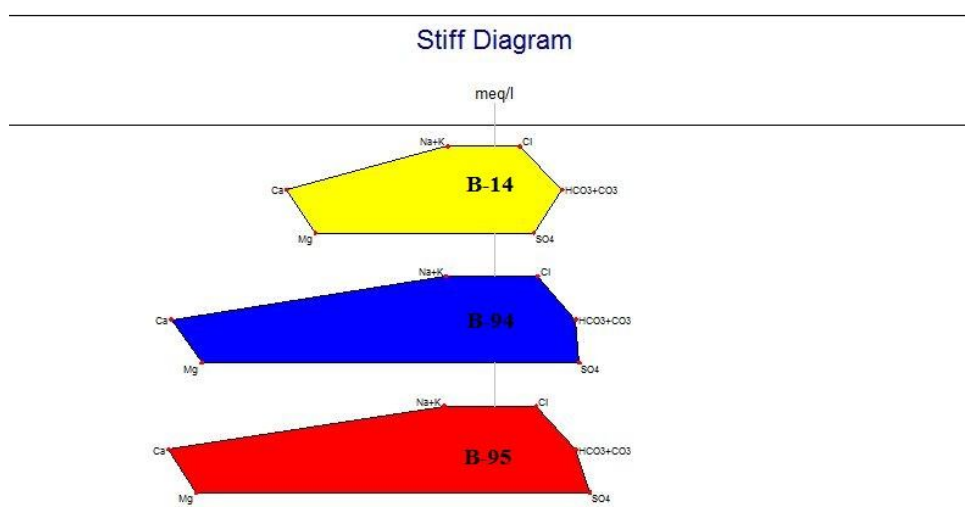
A Kis-Gellért- hegyi kúton kívül további két hidegvizes kutat sikerült felkutatnunk, melyek triász dolomitot harántolnak. E két kút (Bara Hotel kútjai, B-94 és B-95 kataszteri számú) Vízföldtani Naplóját a VITUKI bocsátotta rendelkezésünkre. A naplóban szereplő vízkémiai adatokat összevetettük a Kis-Gellért- hegyi kút Aquifer Kft. által mért vízkémiai eredményeivel (5.1.8 táblázat).

5.1.8 táblázat: A három hidegvizes kút főelem összetétele és összes sótartalma

	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	Összes sótartalom (mg/l)	Vezetőképesség (μS/cm)	Vezkép.-ből becsült TDS (mg/l)
B-14	21,5	6,5	80,3	25,5	31	244	88	496,8	640	480
B-94	23	4	125	41,7	53	293	189	728,7	1000	750
B-95	24	4,5	126	42,5	51	293	213	754	1000	750

Célunk ezzel az volt, hogy megállapítsuk mennyire hasonló a vízkémiai fáciesük, hisz térben a három kút egymáshoz közel helyezkedik el (3.1.1 ábra). Továbbá a kutak hasonló vízhőmérsékleténél fogva hasonló kémiai összetételt várnánk.

Elkészítettük a kutak Stiff diagramjait (5.1.5 ábra), majd a megfelelő ionok összegének normalizált koncentrációjából (meq/l) itt is megállapítottuk a vízkémiai fácieseket (5.1.9 táblázat). Az 5.1.5 ábra és az 5.1.9 táblázat a Kis-Gellért- hegyi kút diagramját és fáciesét is tartalmazza a könnyebb összehasonlíthatóság kedvéért.



5.1.5 ábra: A három hidegvizes kút Stiff- diagramjai

5.1.9 táblázat: A három hidegvizes kút fáciesei

	Ca+Mg (%)	Na+K (%)	HCO ₃ +CO ₃ (%)	Cl+SO ₄ (%)
B-14	84,733	15,267	59,643	40,357
Fácies:	Kalcium-nátrium		Hidrogénkarbonát-klorid-szulfát	
B-94	89,775	10,225	46,936	53,064
Fácies:	Kalcium-nátrium		Klorid-szulfát-hidrogénkarbonát	
B-95	89,422	10,578	44,985	55,015
Fácies:	Kalcium-nátrium		Klorid-szulfát-hidrogénkarbonát	

A Bara Hotel kútjai (B-94 és B-95) mind az anionok, mind pedig a kationok esetében azonos kémiai fáciessel rendelkeznek: kalcium - nátrium – klorid – szulfát – hidrogénkarbonát típusúak. Ezt támasztja alá Stiff- diagramjuk is, melyek teljesen hasonló alakot vettek fel (5.1.5 ábra). A Kis-Gellért- hegyi kút a B-94 és B-95- ös kúttól csak az anionfácies tekintetében mutat eltérést. Ahogy annak Stiff- diagramján (5.1.5 ábra) is látszik a HCO₃⁻ tartalma dominánsabb a kloriddal és a szulfáttal szemben.

A vezetőképességből számított TDS a Kis-Gellért- hegyi kút esetében alacsonyabb (480 mg/l) értéket mutat a Bara Hotel két kútjával szemben, ahol a vezetőképességből számított összes sótartalom 750 mg/l (5.1.8 táblázat). Ezt a tényt jól szemlélteti a három kút Stiff diagramja (5.1.5 ábra) is.

A Bara Hotel kútjaiban ennek megfelelően a legtöbb fő ion (Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻, HCO₃⁻, Cl⁻) nagyobb mennyiségben van jelen, mint a Kis-Gellért-hegyi kút esetében (5.1.8 táblázat). A legnagyobb eltérést a SO₄²⁻ (125 mg/l), a HCO₃⁻ (49 mg/l) és a Ca²⁺ (45 mg/l) esetében tapasztalhatunk.

A fentiek alól kivételt képez a K⁺, mivel ez a komponens nagyobb arányban mérhető a Kis-Gellért-hegyi kút esetében, mint a Bara Hotel kútjaiban, de itt csak 2 – 2,5 mg/l az eltérés (5.1.8 táblázat).

5.2 Gülbaba-forrás

5.2.1 Folyamatos észlelési adatok összevetése a Duna vízállásával és a napi csapadékadatokkal

A Gülbaba-forrásban folyamatos hőmérséklet, elektromos vezetőképesség és vízszint észlelés zajlik a budai főgyűjtő-monitoring rendszeréhez kapcsolódóan egy Dataqua nevű műszer segítségével, melynek köszönhetően 2010.07.01-től 2011.10.14-ig négy órás időközönként állnak rendelkezésünkre információk e paramétereikről. Az itt észlelt paramétereket a Duna vízállás változásaival és a napi csapadékadatokkal párhuzamosítottuk.

A vizsgálati terület mellett elhelyezkedő Duna hatását a regisztrált vízszint adatok segítségével vizsgáltuk. A korrelációk vizsgálatához szükséges ekvidisztáns négy óránkénti Duna vízszint adatokhoz 2010.08.31. 16:00-ig a VITUKI honlapján, ingyenesen elérhető aktuális és archív éves vízállástáblázatok alapján, míg ezt követően, 2011.10.14. 8:00-ig a VITUKI munkatársa, Balta Péter segítségével jutottunk hozzá. A mm-ben mért napi csapadék adatokat Pávó Kristóf XI. kerületi meteorológiai észlelő idokep.hu internetes oldalra feltöltött adatbázisán keresztül szereztük meg (<http://metnet.hu/?m=napi-adatok>).

A Gülbaba-forrás vízszint, hőmérséklet és vezetőképesség adatait a terepen txt kiterjesztésű fájlban mentettük el, majd a lementett adatokat Excel-be importálva, adatrendezés és szűrés után dolgoztuk fel. A vízszint értékek a csőperemtől mért mélység szerint, m-ben voltak megadva, amelyeket a kúthoz tartozó csőperem Balti szinthez viszonyított magassága (106,4 mBf) segítségével átszámoltunk mBf-ben megadott vízszintre (Striczki, 2010, Diplomamunka, 109.o. II. melléklet). A vezetőképesség mS/cm dimenziójú volt, amit az ezerszeresére, $\mu\text{S/cm}$ -re váltottunk át. Voltak olyan időszakok, amikor a műszer nem rögzített vízszint adatot, ez a 2011.10.14. 16:00-tól 2011.11.16. 8:00-ig tartó intervallumot érinti. E rövid periódus nem vesz részt az analízisben. A Duna vízszint adatai a Vigadó-téren található, 94,97 mBf magasságú vízmérce szerint voltak megadva, cm-ben. Mivel a vizsgált forrás ettől délre helyezkedik el, a Duna medrének esését mindenképpen figyelembe kellett venni, hogy a megközelítőleg aktuális vízállást lehessen ábrázolni. Az esés kiszámításához a következő képletet használtuk (Less Eszter szóbeli közlés in Striczki, 2010):

$$\frac{[H(\text{Vigadó tér}) + 0_{\text{pont}}(\text{Vigadó tér})] - [H(\text{Kvassay-zsilip}) + 0_{\text{pont}}(\text{Kvassay-zsilip})]}{[fkm(\text{Vigadó tér}) - fkm(\text{Kvassay-zsilip})]}$$

A nullpont a Balti feletti magasságokat, az fkm a folyamkilométereket jelenti, a H pedig a Duna átlagos vízállása egy kisvízi és egy nagyvízi időszakra számolva. Ebben az esetben a 2003-as és a 2006-os adatok figyelembe vételével a mederesésre 9,3 cm/km jött ki, amelyet már korábban Striczki szakdolgozatában meghatározott (Striczki, 2010). A mérce és a kutak közti távolságot az EOYV koordinátáik közötti különbségből számoltuk, majd a Vigadó-téri vízmércén mért, Balti szinthez viszonyított Duna vízszint adatokból a mederesés figyelembe vételével kiszámoltuk az adott kútnál az aktuális, mBf-ben megadott folyó vízállás értéket. Fontos megjegyezni, hogy az eredeti adatokon csupán minimálisat változtatott e korrekció.

Elkészítettük a rendelkezésre álló adatokra (CD melléklet) vonatkozó alapstatisztikákat (1. melléklet), illetve adatelemző módszerek segítségével vizsgáltuk az adathalmazt. A korrelációvizsgálatot Excel-ben végeztük, melynek az Analysis ToolPack nevű bővítménye korrelációanalízis menüpontot is tartalmaz. A korrelációvizsgálathoz azonos időközönként mért értékekre van szükség, ami teljesült.

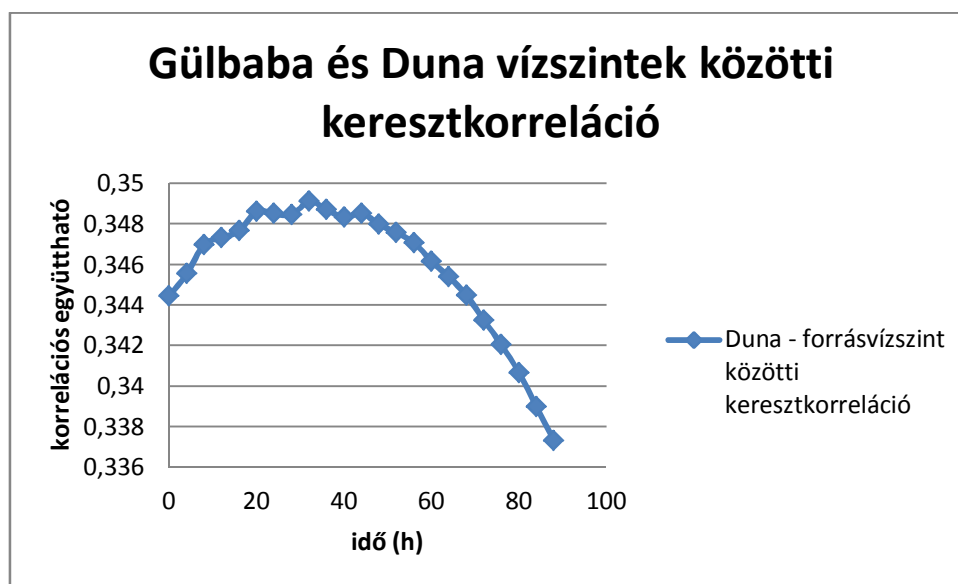
Készítettünk korrelációs mátrixot, amely jól mutatja az egyes paraméterek közti lineáris kapcsolatot (5.2.1 táblázat).

5.2.1 táblázat: Korrelációs mátrix a teljes vizsgált időszakra

	Hőmérséklet (°C)	Vízszint (mBf)	Elektromos vezetőképesség (μS/cm)	Duna (mBf)	Csapadék (mm)
Hőmérséklet (°C)	1				
Vízszint (mBf)	0,04	1			
Elektromos vezetőképesség (μS/cm)	-0,66	-0,10	1		
Duna (mBf)	0,29	0,34	-0,14	1	
Csapadék (mm)	0,21	0,12	-0,24	0,07	1

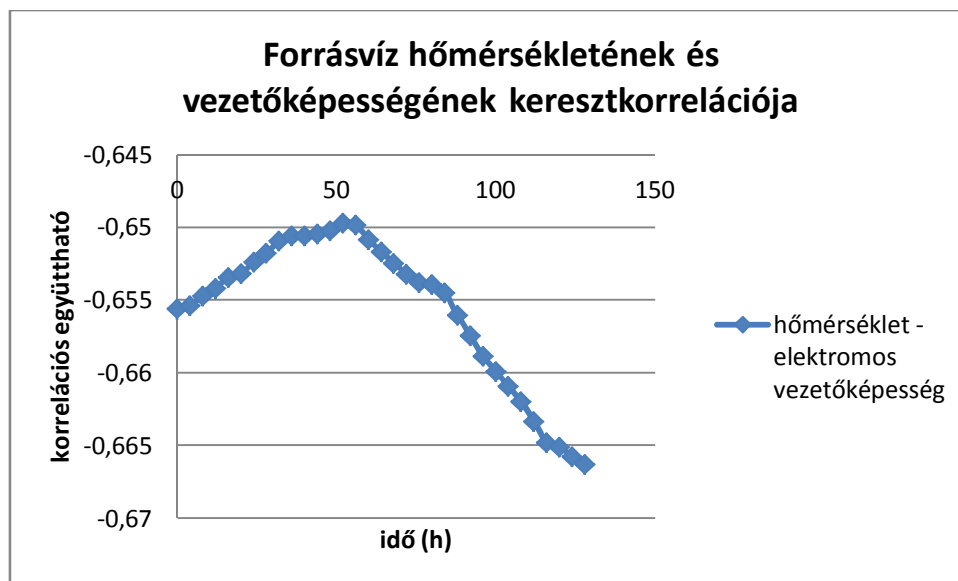
Csupán egyetlen esetben, a forrás vizének hőmérséklet és elektromos vezetőképesség adatai között van erősebb, ellentétes irányú kapcsolat (-0,66). Továbbá a Duna és a forrás vízszint idősorain keresztkorrelációs vizsgálatot is végeztünk, mely lehetővé teszi az egyik adatsor eltolása révén az esetleges késleltetett hatások feltárását.

Az 5.2.1 ábrán átható, hogy elég kicsi a forrás vízszintváltozása és a folyó szintje közötti korrelációs együttható értéke (0,34) a teljes időszakban. Azt mondhatjuk, hogy nagyjából 1 nap múlva (25-30 óra) jelentkezik a Duna legnagyobb mértékű hatása a kút vízszintjében, ami az idő múlásával folyamatosan lecseng.



5.2.1 ábra: Duna vízállás – forrásvízszint keresztkorrelációja

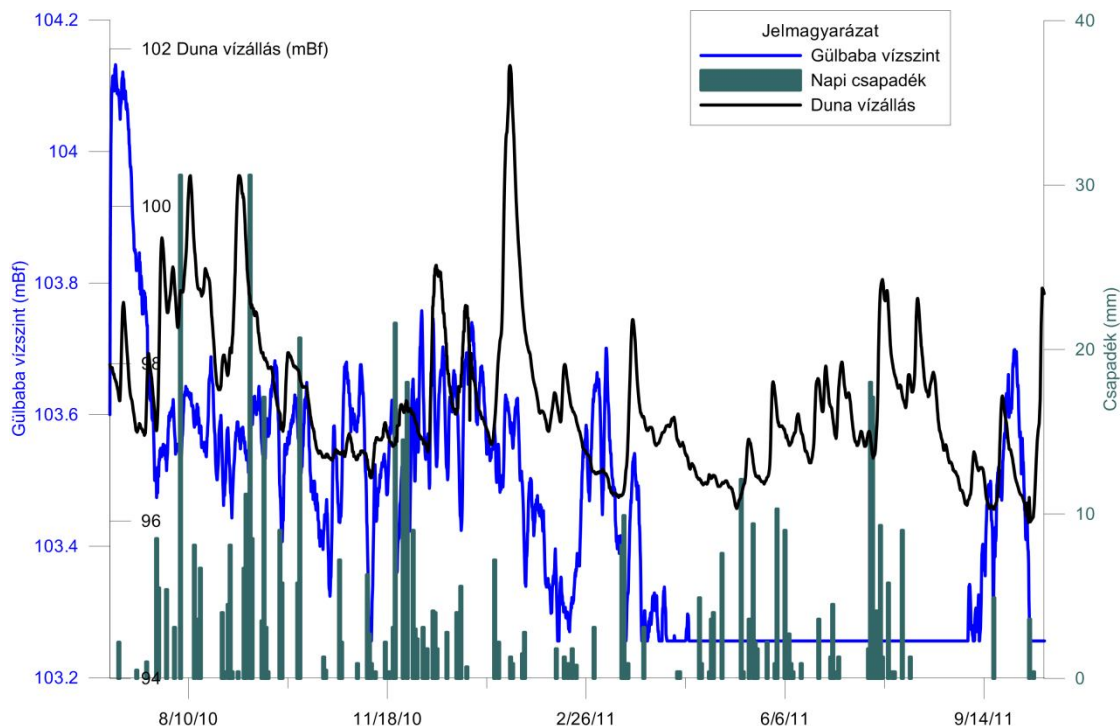
Szorosabb kapcsolat mutatható ki a forrás vizének elektromos vezetőképessége és hőmérséklete között, ahol a korrelációs együttható értéke -0,66, tehát egy erősebb ellentétes kapcsolat jellemzi e két fizikai paramétert (5.2.1 táblázat). A keresztkorrelációs vizsgálat azt mutatja, hogy a forrásvíz hőmérséklete kb. 50 óra elteltével érzékelteti legjobban hatását a forrásvíz elektromos vezetőképességében (5.2.2 ábra).



5.2.2 ábra: Forrásvíz hőmérsékletének és elektromos vezetőképességének keresztkorrelációja

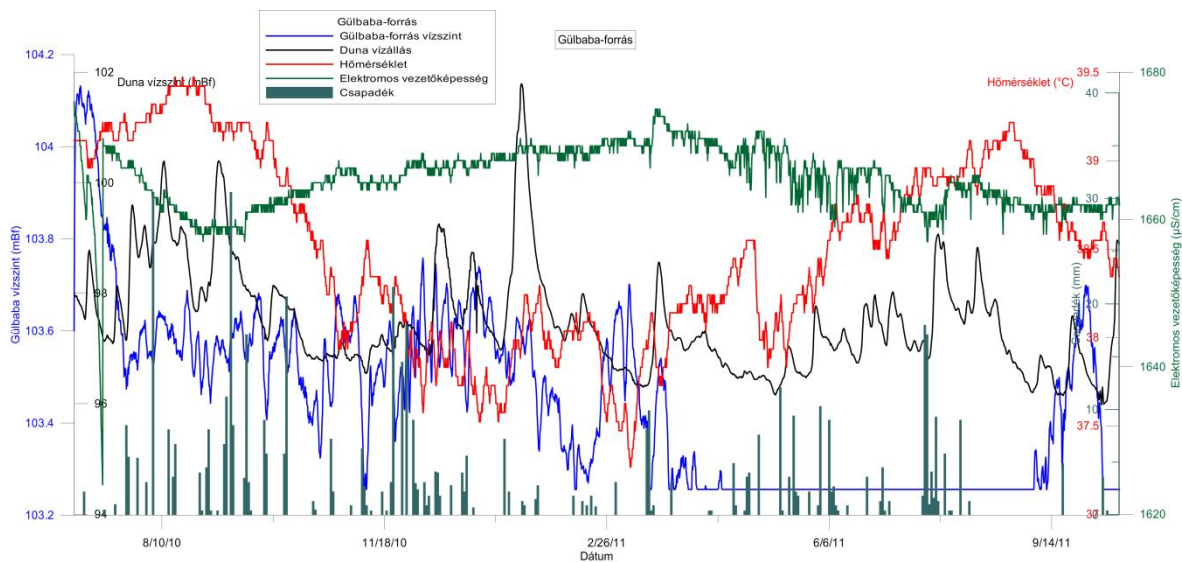
A Gülbaba-forrásnál mért paramétereket célszerűnek tartottuk egy diagramon ábrázolni a napi csapadékkal és a Duna vízszint 4 óránkénti értékeivel, az egyes paraméterek közötti kapcsolat grafikus megjelenítése érdekében (5.2.4 ábra). Az adatok 2010.07.01. 12:00-tól 2011.10.14. 12:00-ig tartó intervallumra vonatkoznak, ugyanis ezen időszak alatt történt folyamatos, négy óránkénti adatrögzítés. 2011.04.18.-2011.09.03. között a műszer meghibásodásának következtében a forrás vízszintje ugyanazon értéket mutatja, azonban mivel a korrelációanalízis során nem mutattunk ki szoros kapcsolatot vízszint tekintetében egyik paraméterrel sem, nem tudtunk többváltozós regresszióval adatpótlást végezni.

A forrásvízszint változása nem mutat jelentős lineáris kapcsolatot a Duna vízállás változásával. Értékeiben kismértékű, de sűrű ingadozások láthatók, minimuma és maximuma közötti különbség 1 méteren belül van (0,876 m). A Duna vízszintjétől pedig átlagosan 6 méterrel magasabb vízszint jellemzi (5.2.3 ábra).



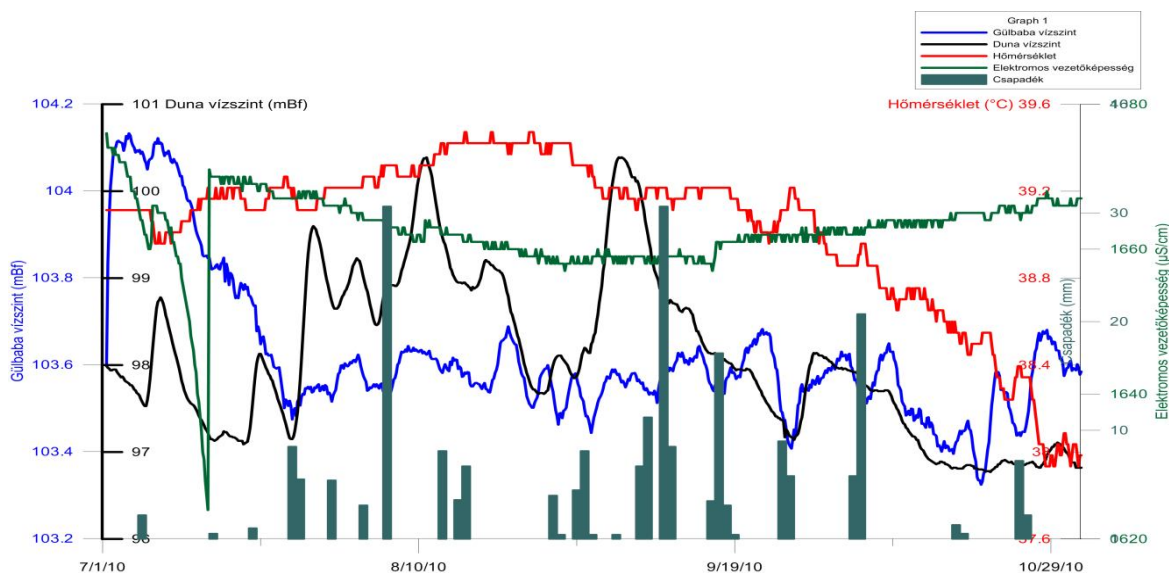
5.2.3 ábra: Gülbaba-forrás vízszint értékei, napi csapadék és Duna vízállás a vizsgált időszakban

A hőmérsékletben évszakos ingadozás mutatható ki, melynek minimuma 2010 februárjában van, vagyis az általános évszakos hőmérsékletingadozásokkal ellentétben itt nem téli maximum, hanem téli minimum látható. Ezt követően a hőmérséklet emelkedő tendenciát mutat, 37-39 °C között mozogva. Az elektromos vezetőképesség értékei rendkívül szűk tartományon belül változnak, a legnagyobb és legkisebb érték közötti különbség mindössze 52 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Az elektromos vezetőképesség görbe alakulásában a hőmérséklettel ellentétes tendenciát lehet észrevenni (5.2.4 ábra). Egyértelmű kapcsolatot nem lehet felfedezni a csapadék és a kút vízszintje között sem (5.2.3 ábra).



5.2.4 ábra: Gülbaba-forrás hőmérséklet, vízszint és elektromos vezetőképesség adatai valamint a Duna vízszint és napi csapadék ábrázolása az idő függvényében (3. melléklet)

Érdekesnek tartottunk kiemelni egy részt a csapadékosabb időszakok közül, annak érdekében, hogy a rendszer könnyebben tanulmányozhatóvá váljon. Az előzetes vizsgálatok alapján a 2010.07.01.-2010.11.01-ig tartó intervallumra esett a választás, amikor pontosabb összefüggések figyelhetők meg az egyes paraméterek között (5.2.5 ábra).



5.2.5 ábra: Forrásvízszint, hőmérséklet, vezetőképesség, napi csapadék és Duna vízszint értékek a 2010.07.01.-2010.11.01-ig tartó időszakban

A Gülbaba-forrás vízszintje és a Duna vízállás között e részletesebb, rövidebb periódusra vonatkozó diagramon sem figyelhetünk meg összefüggést, tehát korrelálatlanok (5.2.5 ábra). E kiemelt időszakon végzett korrelációanalízis eredménye is ezt mutatja, a két paraméter között a korrelációs együttható értéke 0,029 (5.2.2 táblázat).

5.2.2 táblázat: Korrelációs mátrix a 2010.07.01.-2010.11.01-ig tartó időszakra vonatkozóan a Gülbaba-forrás esetében

	Hőmérséklet (°C)	Vízszint (mBf)	Elektromos vezetőképesség ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Duna (mBf)	Csapadék (mm)
Hőmérséklet (°C)	1				
Vízszint (mBf)	0,13	1			
Elektromos vezetőképesség ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	-0,28	0,03	1		
Duna (mBf)	0,63	0,03	-0,19	1	
Csapadék (mm)	0,14	-0,11	-0,15	0,23	1

Ezzel ellentétben a Duna vízállás és a forrás vizének hőmérséklete között egy erősebb (0,63), valamint a Duna vízállás és csapadék paraméterek között egy gyengébb (0,23) kapcsolat figyelhető meg (5.2.2 táblázat). Nagyobb csapadékesemények esetén kissé megnő a Duna vízszintje, illetve a forrás vizének hőmérsékletében is emelkedést tapasztalhatunk. A forrás vizének elektromos vezetőképesség értékei szűk skálán mozognak, azonban némi tendencia megfigyelhető a görbe lefutásában, ugyanis csapadékosabb időszak és magas Duna vízállás esetén alacsonyabb értékek mutatkoznak (5.2.5 ábra). Ezt támasztja alá a korrelációvizsgálat eredménye is, amely egy gyenge, ám ellentétes irányú kapcsolatot mutatott ki a paraméterek között (5.2.2 táblázat).

5.3 Török-forrás

5.3.1 Fiziko-kémiai paraméterek mérésének eredményei

A Török-forrás medencéjében háromnaponta végeztünk méréseket hőmérséklet, pH, redox-potenciál és elektromos vezetőképesség paraméterek tekintetében (5.3.1 táblázat). A fiziko-kémiai paraméterek mérése a WTW MultiLine P4 Multi 340i univerzális kézi-mérőműszer megfelelő elektródáival történt. Továbbá a helyszínen titrimetriás módszerrel meghatároztuk a forrás vizének HCO_3^- tartalmát. Ebben a fejezetben a mérések eredményét mutatjuk be.

5.3.1 táblázat: A Török-forrásban mért paraméterek összesítő táblázata

(EC: elektromos vezetőképesség, T: hőmérséklet, RP: redox-potenciál)

Mintavételi dátum	pH	T (°C) {pH}	EC (μS/cm)	T (°C) {EC}	RP (mV)	HCO_3^- fogyás	HCO_3^- (mg/l)	radon koncentráció (Bq/l)	minta jele	Csapadék (mm)
2011.10.14	6,6	38,2	1725	38,4	140	9	571,89			
2011.10.17	6,49	38,3	1718	38,4	111	8,9	565,54	556,81	TF1	
2011.10.20	6,82	37,6	1719	38,2	131	8,8	559,18	500,56	TF2	11,2
2011.10.21	6,5	37,8	1721	38,2	135	9,1	578,25	571,46	TF3	
2011.10.23	6,42	37,8	1694	37,9	175	8,8	559,18	553,69	TF4	3,1
2011.10.26	6,34	37,9	1690	38,1	130	8,7	552,83	655,52	TF5	
2011.10.29	6,3	37,4	1686	38	148	8,8	559,18	559,34	TF6	
2011.11.01	6,46	37	1691	38	157	8,9	565,54	588,35	TF7	
2011.11.04	6,18	36,9	1691	37,9	185	9	571,89	542,36	TF8	
2011.11.07	6,71	37,1	1695	37,7	147	9	571,89	568,86	TF9	
2011.11.10		37,7	1698	37,7	170	8,8	559,18	569,31	TF10	
2011.11.13	6,6	37,5	1690	37,5	211	8,7	552,83	611,01	TF11	
2011.11.16	6,51	37,1	1661	37	179	8,8	559,18	556,33	TF12	

A Gülbaba-forráshoz hasonlóan a mért eredményeket itt is a matematikai statisztika módszereivel vizsgáltuk. Készítettünk alapstatisztikát (2. melléklet), illetve korrelációanalízis alá vetettük a forrásban mért paramétereket, a Duna vízállás értékeit valamint a csapadékot (5.3.2 táblázat). Végeztünk keresztkorrelációs vizsgálatot is, annak érdekében, hogy kiderítsük van-e hatása a Dunának a közeli forrás paramétereire.

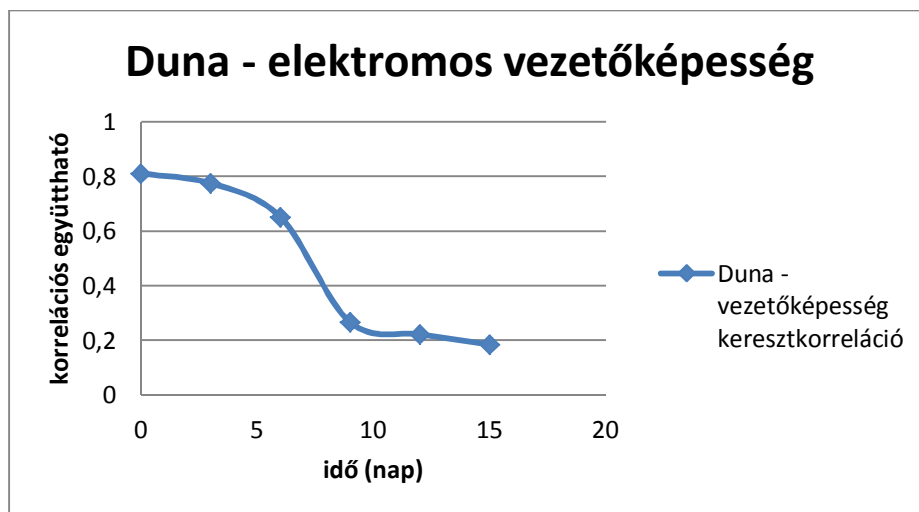
5.3.2 táblázat: A Török-forrásban mért fiziko-kémiai paraméterek, Duna vízállás és csapadék adatok korrelációs mátrixa

(EC: elektromos vezetőképesség, T: hőmérséklet, RP: redox-potenciál)

	pH	EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$) {EC}	RP (mV)	HCO_3^- (mg/l)	radonkoncentráció	csapadék	Duna vízállás
pH	1							
EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	0,38	1						
T ($^{\circ}\text{C}$) {EC}	-0,01	0,85	1					
RP (mV)	-0,19	-0,60	-0,73	1				
HCO_3^- (mg/l)	0,02	0,48	0,36	-0,29	1			
radon koncentráció	-0,29	-0,28	-0,08	0,09	-0,33	1		
csapadék	0,53	0,32	0,21	-0,20	-0,21	-0,60	1	
Duna vízállás	0,22	0,78	0,78	-0,64	0,32	-0,26	0,15	1

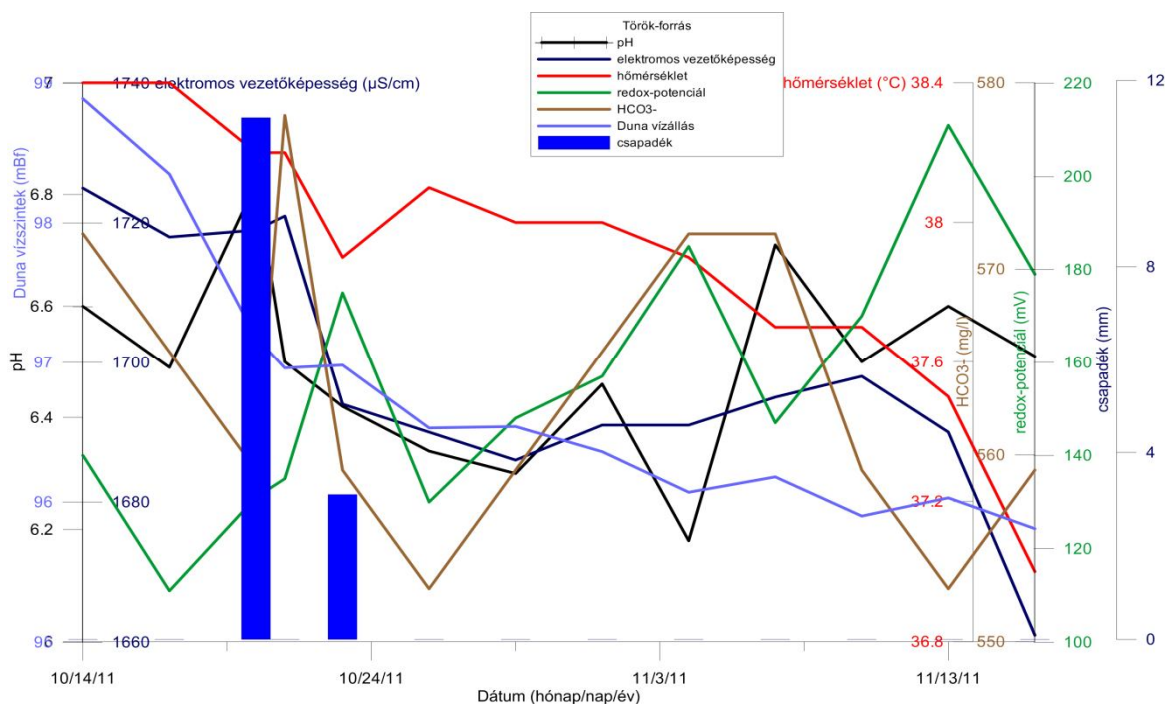
A Duna vízszintje három paraméterrel mutat releváns kapcsolatot ($>0,6$): az elektromos vezetőképességgel (0,78), a forrás hőmérsékletével (0,78), illetve a redox-potenciállal, ahol a korrelációs együttható előjele negatív (-0,64) (5.3.2 táblázat). Csapadék tekintetében két helyen, a pH és a radon aktivitás koncentráció esetében figyelhetünk meg nagyobb korrelációs együtthatót, amely az első esetben 0,53-nak, a második esetben -0,6-nak adódott (5.3.2 táblázat).

A keresztkorrelációs vizsgálatához ekvidisztáns adatsor szükséges, így a 2011.10.21-hez tartozó mérési eredményeket e vizsgálat során nem vettük figyelembe. A keresztkorrelációs vizsgálat eredményét mutatja az 5.3.1 ábra, amelyen megfigyelhetjük, hogy a forrás vizének elektromos vezetőképességében azonnal jelentkezik a Duna hatása.



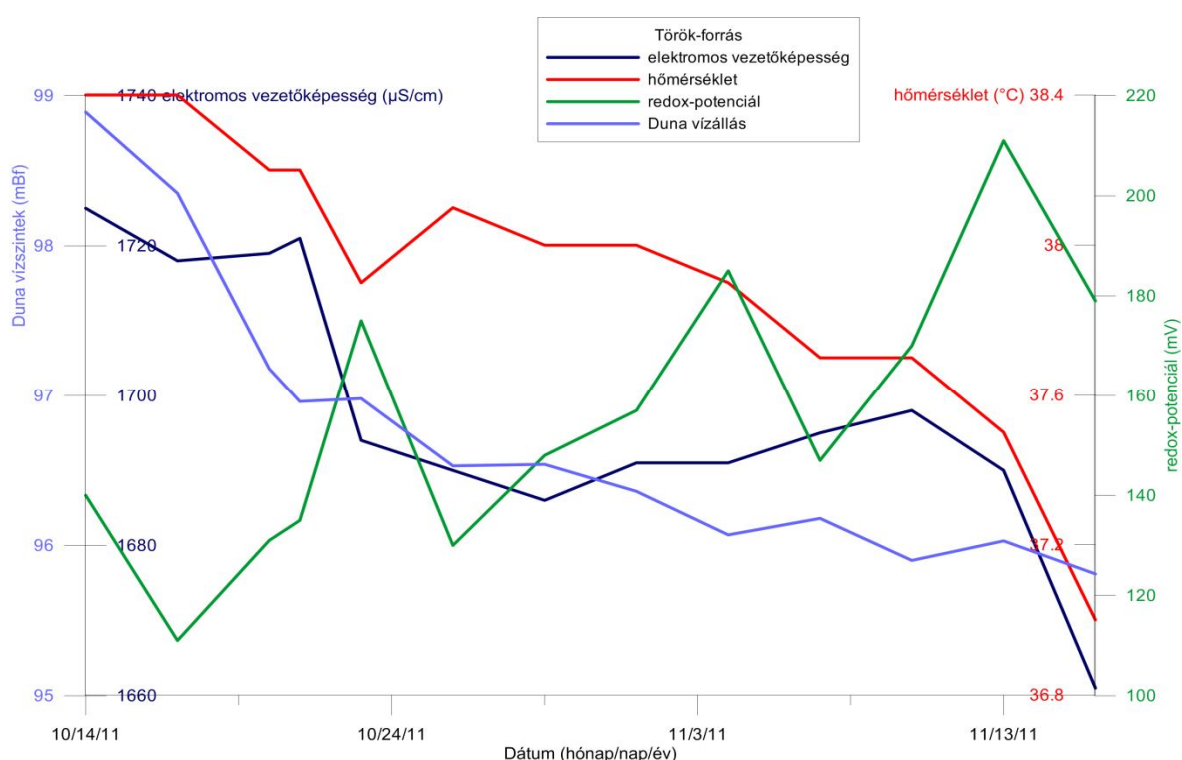
5.3.1 ábra: A Duna vízszintek és a forrás elektromos vezetőképességének keresztkorrelációja

A fiziko-kémiai paraméterek közül a legerősebb kapcsolat az elektromos vezetőképesség és a hőmérséklet között figyelhető meg (0,85), de szoros kapcsolat jellemzi a hőmérséklet – redox-potenciál (-0,73) és elektromos vezetőképesség – redox-potenciál (-0,6) paramétereket is (5.3.2 táblázat). Ez utóbbi két esetben a korrelációs együttható előjele negatív, vagyis ellentétes irányú kapcsolat jellemzi a komponenseket.



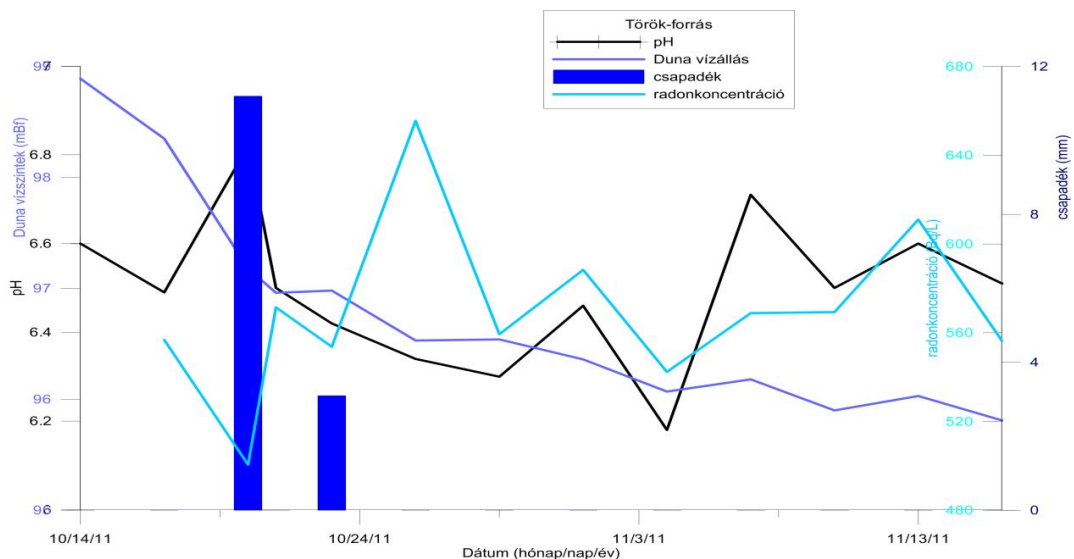
5.3.2 ábra: Török-forrásban mért fiziko-kémiai paraméterek, Duna vízállás, valamint csapadék változása a vizsgált időszakban

A grafikus elemzés is hasonló eredményeket mutat. A Török-forrásban mért összes fiziko-kémiai paraméter, Duna vízállás értékek és csapadékadatok időben való változását egyetlen, az 5.3.2 ábrán jelenítettük meg. A szemléletesség kedvéért készítettünk külön-külön diagramokat a korrelációanalízis során szoros kapcsolatot (5.3.2 táblázat) mutató paraméterekre (5.3.3 ábra, 5.3.4 ábra). Az 5.3.3-as ábra a Duna vízszintekkel jól korreláló ($>0,7$) paraméterek időbeli változását mutatja. Az elektromos vezetőképesség és hőmérséklet görbék lefutása hasonlóan alakul a Duna vízálláshoz, míg ellentétes tendenciát tapasztalunk a redox-potenciál tekintetében. Látszik, hogy a görbék lefutása a korrelációanalízis eredményét támasztja alá (5.3.2 táblázat).



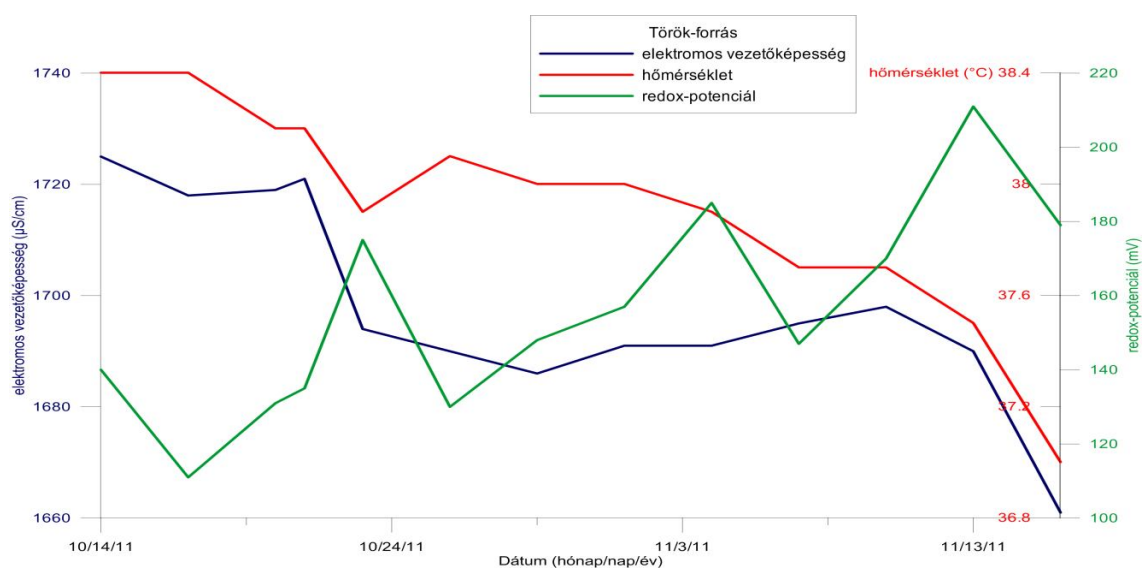
5.3.3 ábra: A Duna vízállással jól korreláló paraméterek: hőmérséklet, elektromos vezetőképesség és redox-potenciál változása a vizsgált időszakban

Nagyobb csapadékeseményeket követően változást tapasztaltunk a forrás vizének pH-ja és radontartalma esetében. Ez utóbbi esetben gyenge negatív korrelációt ($-0,6$) mutattunk ki a korábbi vizsgálatok során (5.3.2 táblázat), amelyet a paraméterek grafikus megjelenítése is alátámaszt (5.3.4 ábra).



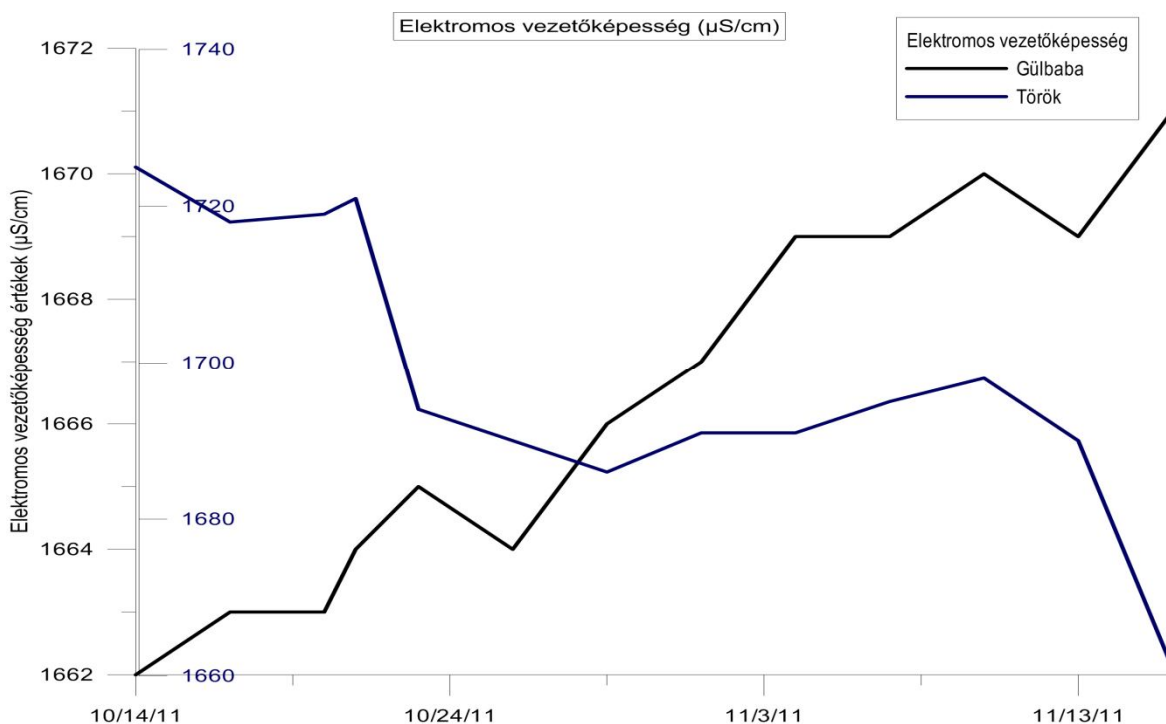
5.3.4 ábra: A csapadékkal jól korreláló paraméterek valamint a Duna vízszint alakulása a vizsgált időszakban

Ha csak a fiziko-kémiai paraméterek közötti összefüggéseket vizsgáljuk, erős korrelációt három paraméter között tapasztalunk, amelyeket a könnyebb értelmezés érdekében külön diagramon is szemléltetünk (5.3.5 ábra). A hőmérséklet és elektromos vezetőképesség görbék hasonló lefutása jól jelzi a két paraméter közötti egyirányú, erős kapcsolatot. Míg a redox-potenciál görbe lefutása ellentétesen alakul mind a hőmérséklet, mind pedig az elektromos vezetőképesség görbékkel (5.3.5 ábra). Ezt támasztják alá az 5.3.2-es táblázatban szereplő negatív korrelációs együtthatók is.



5.3.5 ábra: A Török-forrás vizének hőmérséklet, elektromos vezetőképesség és redox-potenciál paraméterei az idő függvényében

2011.10.21. után az elektromos vezetőképesség és hőmérséklet értékekben egyaránt jelentős csökkenés tapasztalható. Tudomást szereztünk arról, hogy a Rudas-fürdő alkalmazottai előző nap délután takarítást végeztek a forrásbarlangban, a takarításhoz használt vizet a forrásbarlang medencéjébe engedték, így e két paraméterben bekövetkező hirtelen csökkenést a takarítás hatásaként értelmezzük. A nagy mennyiségű „édesvíz” forrásba engedése felhígította a forrás vizét, jelentősen lecsökkentve ezzel az oldott anyag tartalmat. Azt pedig tudjuk, hogy a $TDS = \text{elektromos vezetőképesség} \cdot 0,75$, így érthető a vezetőképesség értékekben bekövetkező hirtelen csökkenés. Ezt támasztja alá az a diagramunk is, amely a teljes vizsgálati időtartam (2011.10.14 – 2011.11.16.) alatt jellemző elektromos vezetőképesség értékeket hasonlítja össze a Gülbaba és a Török-forrás esetében (5.3.6 ábra). Míg a Török-forrásnál 2011.10.21-ét követően jelentős csökkenés, addig a Gülbaba-forrás vizében kismértékű növekedés következett be elektromos vezetőképesség tekintetében. Az 5.3.6 ábra jól mutatja, hogy a Gülbaba-forrás elektromos vezetőképesség értékeiben folyamatos növekedő tendencia mutatható ki, míg a Török-forrás esetében a kezdeti magas értékek után egy hirtelen csökkenés következett be.



5.3.6 ábra: Gülbaba és Török-forrás elektromos vezetőképességének alakulása a vizsgált időszakban

5.3.2 Radonmérések eredménye

A Török-forrás esetében a fiziko-kémiai paraméterek mérése mellett háromnaponként radonminta vétele is történt a forrás vizéből. A több mint egy hónapon át tartó vizsgálati időszak alatt összesen 12 alkalommal vettünk vízmintát, melyek aktivitás koncentrációit a következő napokban határoztuk meg. Az 5.3.1 táblázat tartalmazza a vízminták aktivitás koncentrációit a helyszínen mért, előző fejezetben ismertetett fiziko-kémiai paraméterekkel együtt. 2011.10.14-én, az első terepi nap alkalmával még nem történt radonminta vétele.

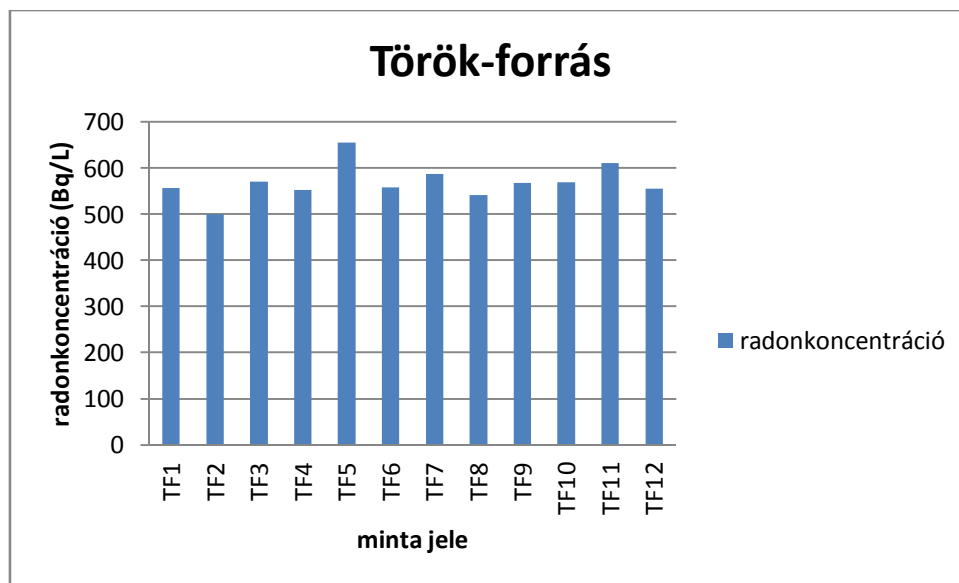
A vízminták aktivitás koncentrációja viszonylag szűk skálán, 500-655 Bq/L között mozog, a vízminták koncentrációinak átlaga 569 Bq/L, szórása pedig 38 Bq/L (5.3.3 táblázat). Ezek az értékek Európai viszonylatban is magasnak számítanak (Az EU ajánlása az ivóvíz maximális radontartalmára 100Bq/L)(Freiler, 2010 után).

5.3.3 táblázat: A Török-forrás vizének átlagos radontartalma és szórásai

átlag (Bq/L)	adatsor szórása σ_m	%	mérési bizonytalanság σ_0	%	forrásvíz koncentrációváltozása σ_f	%
569,3	37,6	6,6%	16,6	2,9%	33,6	5,9

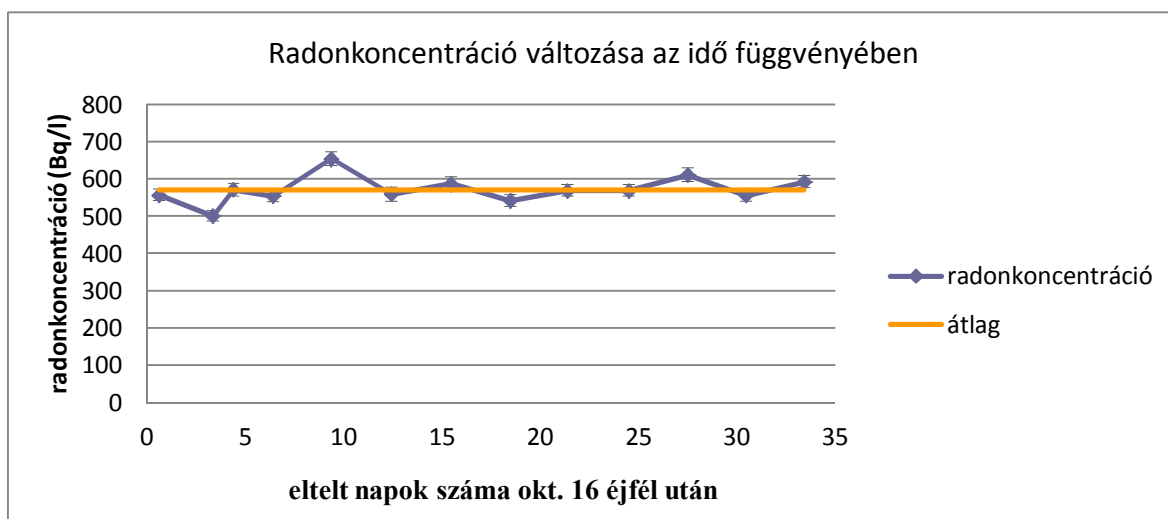
A szórás átlagban 6,6%, a mérési bizonytalanság pedig 2,9%, amely alátámasztja a minták kismértékű változékonyságát. Ez utóbbi a statisztikus bizonytalanságot jelenti (σ_0) (5.3.3 táblázat). A mért koncentrációk átlagtól való eltérése két dolog miatt következik. Egyrészt a vizek radontartalma fizikailag időben változik, az ehhez tartozó szórást jelöltük σ_f -fel (5.3.3 táblázat). Másrészt mérésakor statisztikusan a valós koncentrációtól eltérő értéket kapunk, ez a σ_m (5.3.3 táblázat). Így a mérési adatsor szórását a következő összefüggés adja meg: $\sigma_m^2 = \sigma_0^2 + \sigma_f^2$. A mérések szisztematikus hibái a mintavételi veszteségben és a mérés kalibrációjában lehetnek, ha vannak, ugyanis a vizsgálat ideje alatt a mintavételezés mindig ugyanúgy, ugyanazon emberek által történt és ugyanazt a szcintillátor anyagot használtuk a mérések során.

Az 5.3.7-es ábrán láthatók az egyes vízmintákhoz tartozó radon aktivitás koncentrációk, amely grafikon jól mutatja a minták kismértékű változékonyságát.



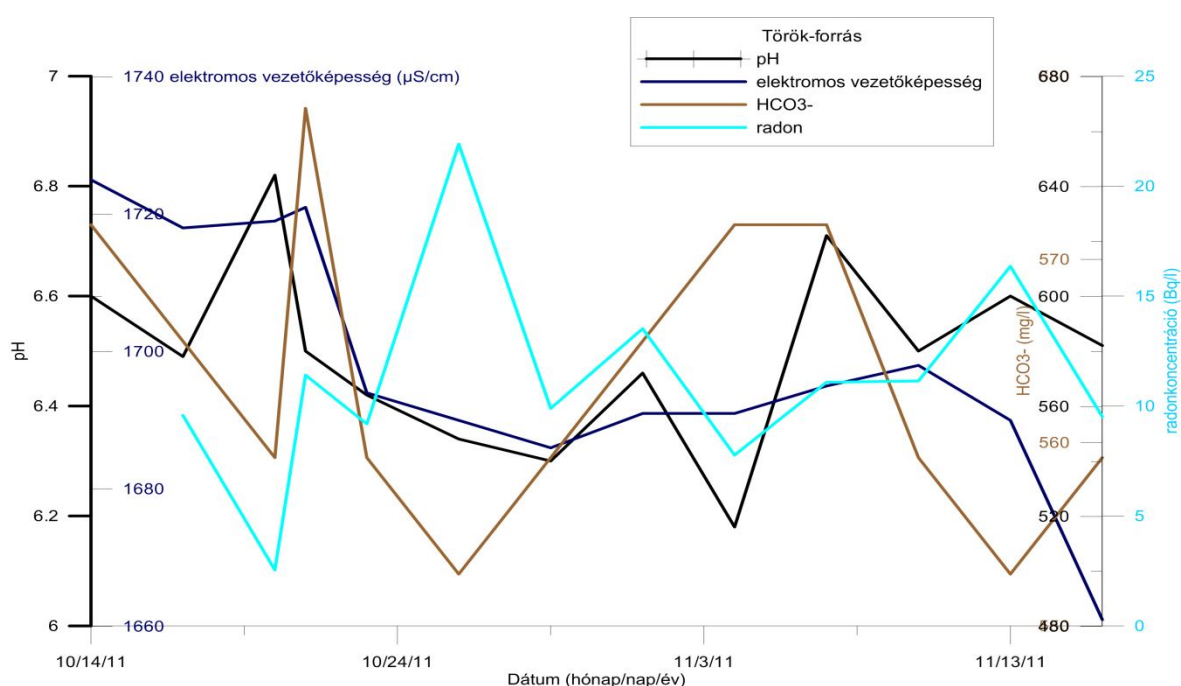
5.3.7 ábra: Török-forrásból származó vízminták radon aktivitás koncentrációi

A radon aktivitás koncentrációk időfüggését az 5.3.8 ábra mutatja Bq/L egységekben. A vízszintes sárga vonal a forrás vizének átlagértékét jelöli, a függőleges vonalak az egyes értékekhez tartozó hibasávok, az eltelt napok számát pedig 2011.10.16. 24:00-hoz viszonyítottuk.



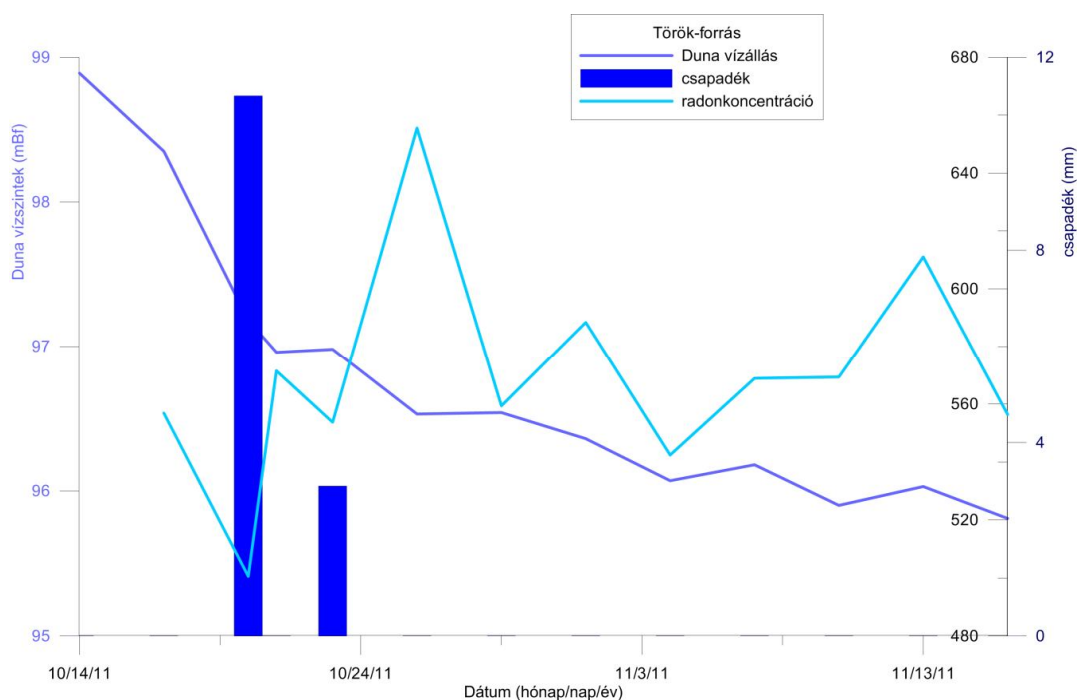
5.3.8 ábra: Radon aktivitás koncentráció változása az idő függvényében

Az alapstatisztikák elkészítését és a korrelációanalízist követően nem sikerült feltárni egyértelmű kapcsolatot a radon és a forrásban mért fiziko-kémiai paraméterek között. A legnagyobb korrelációs együtthatót a radon és a csapadék között tapasztaltuk, amely értéke -0,6. Ez enyhe negatív korrelációt jelent (5.3.2 táblázat). A grafikus megjelenítés hasonló eredményt hozott. Az 5.3.9 ábrán jól látszik, hogy a HCO_3^- koncentráció, az elektromos vezetőképesség és pH görbék alakja ellentétes tendenciájú a radon görbével, amelyet az 5.3.2 táblázatban szereplő korrelációs együtthatók értéke és előjele is alátámaszt. A többi forrásban mért paraméter (hőmérséklet, redox-potenciál) és a radon aktivitás koncentráció időbeli változása között nem tudtunk kapcsolatot kimutatni (5.3.2 táblázat).



5.3.9 ábra: Radon – elektromos vezetőképesség – pH – HCO_3^- koncentráció a vizsgált időszakban

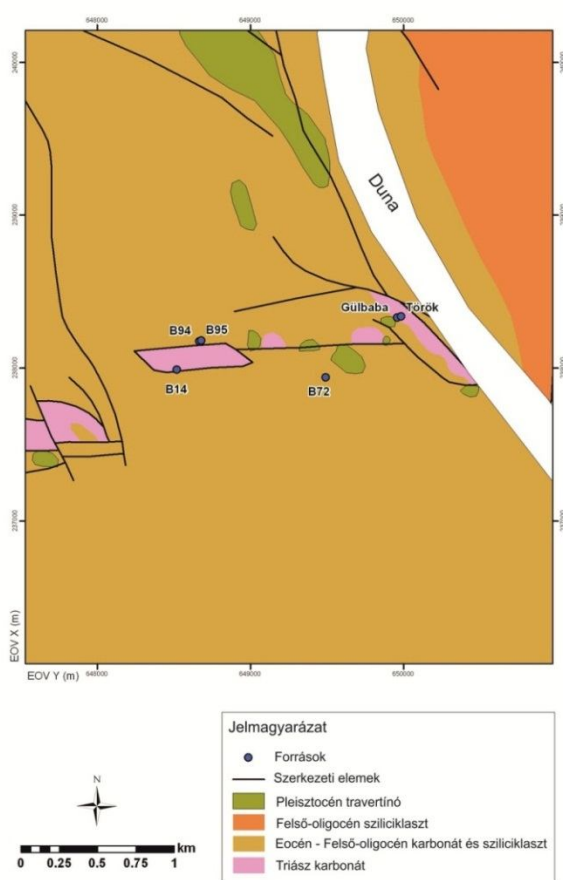
A csapadék mennyiségével gyenge (-0,6) (5.3.2 táblázat) negatív korrelációt figyelhetünk meg, vagyis nagyobb mennyiségű csapadék esetén csökken a forrás vizének radon aktivitás koncentrációja (5.3.10 ábra). A Duna vízállása pedig nincs hatással a forrásvíz radontartalmára (5.3.10 ábra és 5.3.2 táblázat).



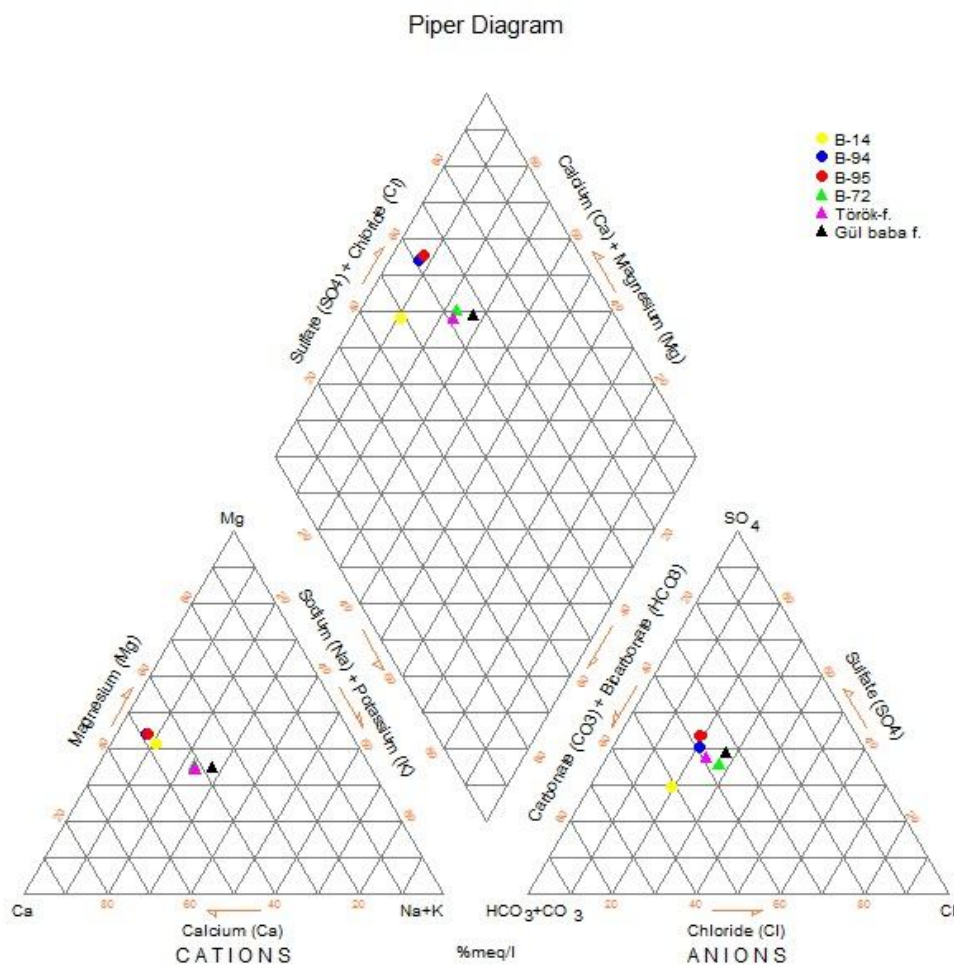
6. Diszkusszió

6.1 Vízkémiai fácies elemzés, hidegvizes kutak – melegvizes kút/források összevetése

A vízkémiai fáciesek tükrözik a vízrészecskék felszín alatt megtett pályájának, a klímának és a litológiának a kölcsönhatását. Így alkalmasak lehetnek a hidrogeológiai rendszeren belüli helyzet és eredet tisztázására. Azonban a hidrogeokémiai fáciest több tényező is befolyásolja, ezért kizárólagosan erre támaszkodva nem vonható le biztos következtetés. Ugyanakkor mindenképpen információt szolgáltat, így mi is összevetettük a Kis-Gellért-hegy három hidegvizes kútjának (B-14, B-94, B-95) (5.1 fejezet), valamint a közelben található Geh-1. (B-72) kútnak, és a Gellért-hegy ÉK-i lábánál megcsapolódó két forrásnak (Gülbaba-forrás és Török-forrás) a vízkémiai fáciesét (6.1.1 ábra). Ennek szemléltetésére RockWorks programmal Piper- diagramot (6.1.2 ábra) készítettünk, majd táblázatos (6.1.1 táblázat) formában összeírtuk az egyes kutakra, valamint forrásokra vonatkoztatott fácieseket.



6.1.1 ábra: A vizsgát hidegvizes kutak és melegvizes kút/források helyzete a Budai-hegység fedetlen földtani térképén (Fodor in Mindszenty et al. 2000 után módosítva)



6.1.2 ábra: A vizsgált kutak/források összetételét mutató Piper- diagram

6.1.1 táblázat: A vizsgált kutak/források vízkémiai fáciese

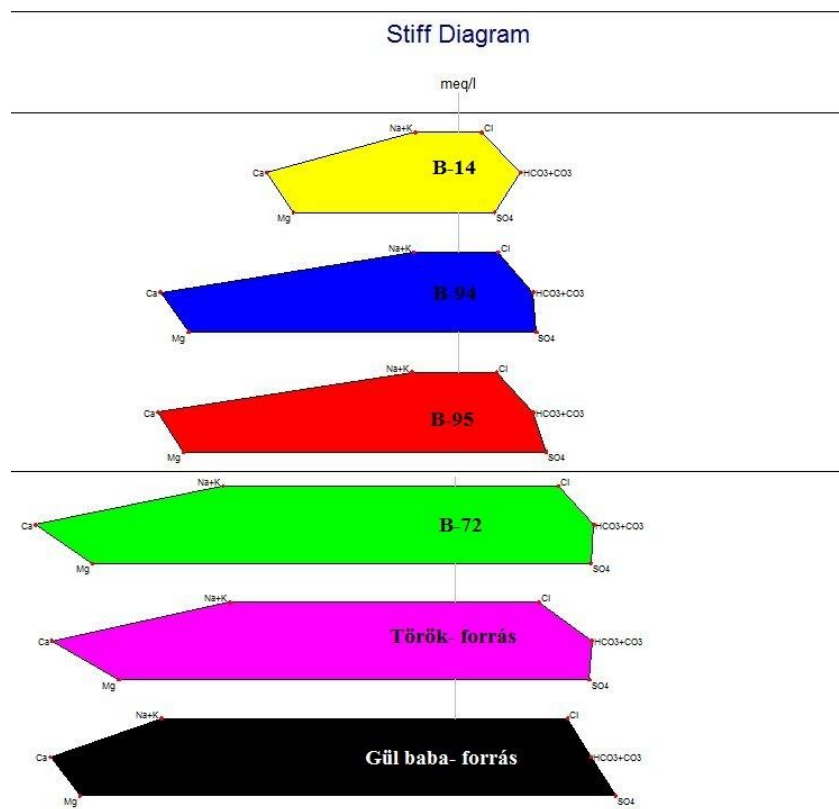
	Ca+Mg (%)	Na+K (%)	HCO ₃ +CO ₃ (%)	Cl+SO ₄ (%)
B-14	84,733	15,267	59,643	40,357
Fácies:	Kalcium-nátrium		Hidrogénkarbonát-klorid-szulfát	
B-94	89,775	10,225	46,936	53,064
Fácies:	Kalcium-nátrium		Klorid-szulfát-hidrogénkarbonát	
B-95	89,422	10,578	44,985	55,015
Fácies:	Kalcium-nátrium		Klorid-szulfát-hidrogénkarbonát	
B-72	69,955	30,045	45,396	54,604
Fácies:	Kalcium-nátrium		Klorid-szulfát-hidrogénkarbonát	
Török-f.	69,457	30,543	46,979	53,021
Fácies:	Kalcium-nátrium		Klorid-szulfát-hidrogénkarbonát	
Gülbaba f.	96,911	3,089	41,526	58,474
Fácies:	Kalcium-magnézium		Klorid-szulfát-hidrogénkarbonát	

A B-94, a B-95, a B-72 és a Török- forrás ugyanazt a hidrogeokémiai fáciest mutatja: Kalcium- nátrium- klorid- szulfát- hidrogénkarbonát típusúak. Ettől a Kis- Gellért kút vize és a Gülbaba- forrás vize mutat eltérést. A B-14-es kút esetében az anionfácies különbözik, mivel ott a hidrogénkarbonát dominánsabb a szulfáttal és a kloriddal szemben, míg a Gülbaba- forrás esetében a kationfácies különböző, mivel a kalcium mellett nem a nátrium, hanem a magnézium az uralkodó.

E kutak és források vizére vonatkoztatott Stiff- diagramokat (6.1.3 ábra) is elkészítettük. Itt jól látszik, hogy a hidegvizes kutak a melegvizű forrásokkal és a szintén melegvizű Geh-1-es kúttal szemben mind anionokban, mind pedig kationokban szegényebbek. Ezt támasztja alá az 6.1.2 táblázatban szereplő a vezetőképességből becsült TDS tartalom. A melegvizes források és kút esetén az összes sótartalom több mint 1200 mg/l, míg a hidegvizes kutak esetében 750 mg/l vagy annál kevesebb (6.1.2 táblázat).

6.1.2 táblázat: A vizsgált kutak/források főelem tartalma és összes iontartalma

	B-14 (mg/l)	B-94 (mg/l)	B-95 (mg/l)	B-72 (mg/l)	Török-f. (mg/l)	Gülbaba- f. (mg/l)
Na ⁺	21,5	23	24	127	123	162,1
K ⁺	6,5	4	4,5	17	17,4	18
Ca ²⁺	80,3	125	126	182	175	175,6
Mg ²⁺	25,5	41,7	42,5	58	53,8	60
Cl ⁻	31	53	51	140	113	152,3
HCO ₃ ⁻	244	293	293	555	547	545,4
SO ₄ ²⁻	88	189	213	336	333	398,4
Összes sótartalom (mg/l)	496,8	728,7	754	1415	1362,2	1511,8
Vezetőképesség (μS/cm)	640	1000	1000	1887,4	1659	1665
Vezkép.-ből becsült TDS (mg/l)	480	750	750	1415,5	1244,25	1248,8

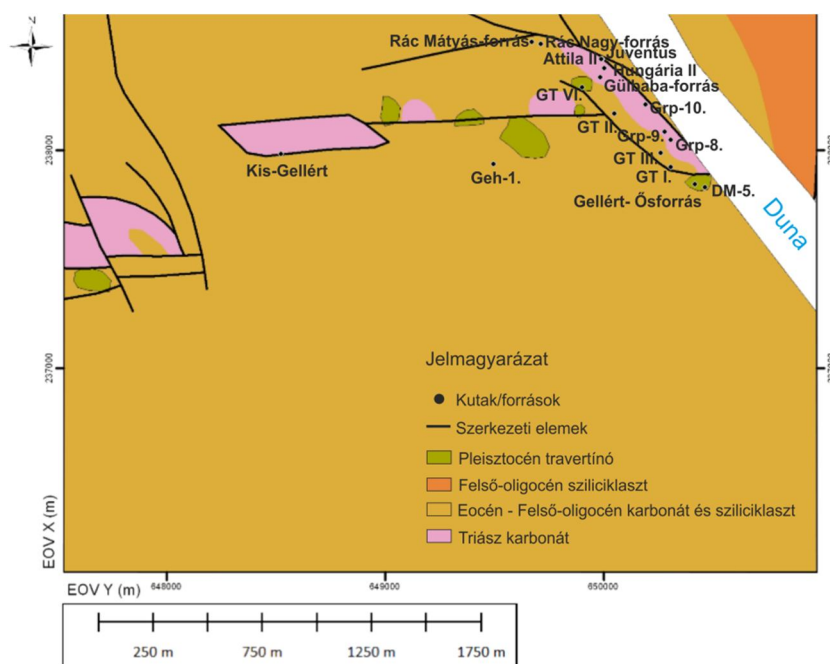


6.1.3 ábra: A vizsgált kutak/források összetételét mutató Stiff diagramok

6.2 A Gellért-hegy környéki források/kutak trícium tartalma

A friss meteorikus víz beszivárgás kimutatására legalkalmasabb izotóp a radioaktív trícium. Bomlásakor β sugárzással ^3He atommá alakul. Felezési ideje 12,4 év. Mértékegysége a trícium egység = TU (tritium unit). Kimutatási határa: 0,5 TU. A környezetben megtalálható tríciumnak alapvetően két forrása lehet. Egy kis része a Nap kozmikus sugárzásából származik, míg nagyobb részben magfúziós atombombák robbanásakor keletkezik. Tehát az 1956-ban megsokasodó nukleáris kísérletek miatt a levegőben, a csapadékban és a felszín alatti vizekben is megnőtt a trícium tartalom. Így könnyen megállapítható, hogy egy adott víz 1956 előtti, vagy 1956 utáni. Tulajdonképpen a kimutatási határ felett mért trícium koncentrációk esetén már friss vizek jelenlétéről beszélhetünk. Mivel dolgozatunk fő témája éppen a friss (meteorikus) vizek hozzájárulását vizsgálja, így fontosnak tartottuk e kérdéskör megvizsgálását is.

Deák J. szóbeli közlése alapján több tríciumos mérés is történt a Gellért-hegy környéki termálvizekben. Az egyik legújabb méréssorozatot 2001-2002 – ben végezték, melyet az AQUIFER Kft. kivitelezett. E felmérés eredményeit (6.2.1 táblázat) id. Lorberer Árpád - a VITUKI munkatársa – bocsátotta rendelkezésünkre. A 6.2.1 táblázatban az eddig vizsgált kutak/források mellett több kút/forrás is szerepel, melyek mind a Gellért-hegy előterében helyezkednek el (6.2.1 ábra).

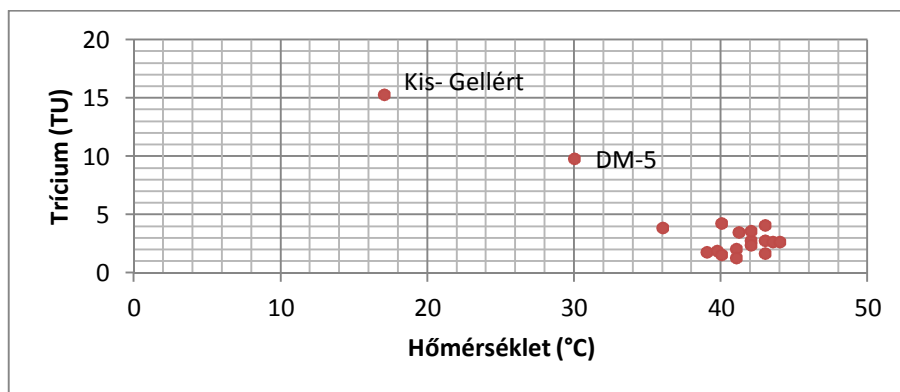


6.2.1. ábra: A kutak és források elhelyezkedése (Fodor in Mindszenty et al. 2000 után módosítva)

6.2.1 táblázat: A Gellért-hegy környéki források és kutak trícium tartalma és hőmérséklete

Kút/forrás	Hőmérséklet (°C)	Trícium (TU)
Kis-Gellért	17	15,3
DM-5.	30	9,8
Grp-10.	36	3,9
Gülbaba-forrás	39	1,8
Gellért-Ősforrás	39,7	1,9
Juventus	40	1,6
Grp-8.	40	4,3
Geh-1.	41	2,1
Attila II	41	1,3
Grp-9.	41,2	3,5
Hungária I	42	2,8
Rác Mátyás-forrás	42	3,6
GT I	42	2,4
Hungária II	43	2,8
GT III.	43	1,7
Rác Nagy-forrás	43	4,1
GT VI.	43,5	2,7
GT II.	44	2,7

Megfigyelhető némi tendencia a források illetve kutak hőmérséklete és trícium tartalma között. Az esetek többségében a hőmérséklet növekedésével a trícium tartalom csökken. A jelenség szemléltetésére diagramot (6.2.2 ábra) készítettünk, melyen a trícium értékeket ábrázoltuk a hőmérséklet függvényében. Egyetlen hidegvizes kútként szerepel a Kis-Gellért-hegyi kút, melyben láthatóan (6.2.2 ábra) a legmagasabb a trícium tartalom. A legtöbb melegvizes források és kút esetében (kivétel DM-5.) pedig alacsonyabb trícium értékeket láthatunk a 6.2.2 ábrán.



6.2.2 ábra: A trícium tartalmat és a hőmérsékletet összehasonlító diagram

Elkészítettük az 6.2.1 –es táblázatban szereplő források és kutak csökkenő trícium tartalom szerinti listáját (6.2.2 táblázat), hogy lássuk, mely melegvizes kutak illetve források rendelkeznek az átlagosnál magasabb (>3 TU) trícium tartalommal. A melegvizes források/kutak közül a DM-5.; a Grp-8.; a Rác Nagy-forrás; a Grp-10.; a Rác Mátyás-forrás és a Grp-9. rendelkezik 3 TU feletti koncentrációval (6.2.2 táblázat). Emellett az 6.2.2 táblázatban néhány kút és forrás esetén a ^{14}C korokat is láthatjuk. A ^{14}C korok alapján a hidegvizes Kis-Gellért-hegyi kút rendelkezik 100 év alatti korrallal, míg a melegvizes források/kutaknál mindenhol 19000 évnél idősebb kort határoztak meg (6.2.2 táblázat).

6.2.2 táblázat: A vizsgált források/kutak csökkenő trícium tartalom szerinti sorrendje

Kút/forrás	Trícium (TU)	$^{14}\text{C}_{\text{kor}}$ (év) $A_0 = 85 (\%)_m$
Kis-Gellért	15,3	< 100
DM-5.	9,8	
Grp-10.	3,9	
Gülbaba-forrás	1,8	
Gellért-Ősforrás	1,9	21500
Juventus	1,6	19500
Grp-8.	4,3	
Geh-1.	2,1	
Attila II	1,3	
Grp-9.	3,5	
Hungária I	2,8	
Rác Mátyás-forrás	3,6	
GT I	2,4	21100
Hungária II	2,8	
GT III.	1,7	21800
Rác Nagy-forrás	4,1	
GT VI.	2,7	20600
GT II.	2,7	19800

7. Következtetések

7.1 A Gellért-hegy környéki hidegvizes kutak vizsgálata

7.1.1 A Kis-Gellért-hegyi kút

A Kis- Gellért- hegyi kút adott időszakokra (1972; 1973; 1976; 1977; 1981 és 1983) vizsgált vízszint adatsorának archív napi csapadékadatokkal való összevetése előzetes elvárásainkkal ellentétes eredményt hozott. E két paramétert ábrázoló diagramokon a csapadékeseményekre sem azonnali sem pedig késleltetett reakció (5.1.3a,b,c,d,e,f ábrák és 5.1.2 ábra) nem volt megfigyelhető a vízszint alakulásának tekintetében. Továbbá e paraméter esetén csak egy esetben (1973-ban) volt felismerhető szezonális változás.

Az elkészített diagramok (5.1.3a,b,c,d,e,f ábrák és 5.1.2 ábra) és vizsgálatok alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy e rendszer működésében nem csak természetes folyamatok, hanem valamilyen külső beavatkozás is szerepet játszik. Valószínűsítjük, hogy a vizsgált időszakokban a kútból vízkiemelés történt. Ez a beavatkozás olyan mértékű lehetett, mely jelentős mértékben befolyásolhatta a csapadéknak a kút vízszintjére gyakorolt hatását.

A tapasztalt jelenség magyarázata során azonban azt is figyelembe kell venni, hogy a kút közelében lévő dolomit kibúvás, csak egy lokális input forrása lehet a beszivárgó vizek tekintetében a Dunántúli- középhegység dolomitos karsztvíztározó rendszeréhez, mely rendszer óriási tározókapacitása miatt a csapadékesemények hatása nem jelentkezik hirtelen vízszintemelkedésben. Emellett a Kis-Gellért-hegyi kút esetében lezorított tükrű víztartóról van szó, melyet fűrési rétegsora támaszt alá (3.1.2 ábra).

A kút közelében lévő szerkezeti elem hatása is figyelmet érdemel, mivel mint ahogy általában is, úgy a Budai Termálkarszt területén is igaz, hogy a szerkezeti elemeknek a fluidumáramlásban nagy szerepük van. A 3.1.1 ábrán is látszik, hogy a kút közvetlen közelében egy vető húzódik, mely vető attól függően, hogy záró- vagy vezető vető különböző hatással lehet a kút vízszintjére. Ha záró vetővel van dolgunk, akkor természetes, hogy a beszivárgó csapadékvíz hatása nem jelentkezik hirtelen vízszintemelkedésben. Azonban a vezető vető ezzel éppen ellentétesen fejtené ki hatását, így ha ez az eset áll fenn, akkor feltételezhetően a korábban leírtak érvényesülhetnek.

Továbbá felmerülhet az a kérdés is, hogy elég gyakori volt-e a mintavételezés. Ugyanis elképzelhető, hogy a vízszintmérés gyakoriságához képest a csapadék hatására bekövetkező folyamatok gyorsabban lezajlottak.

Sajnos nincs semmiféle információnk arról, hogy a kutat a vizsgált időszakokban használták-e vagy sem, így a fentiek alapján nem lehet biztos kijelentést tenni a meteorikus víz vízszintre gyakorolt hatására a Kis-Gellért-hegyi kút esetében.

A saját vízszintmérések eredményeiből sem vonható le egyértelmű következtetés, ennek legfőbb oka a mérések rövid időintervalluma, valamint az, hogy a vizsgált időszakban gyakorlatilag nem hullott csapadék.

7.1.2 A vízkémiai elemzésekből levonható következtetések

A vizsgált források és kutak vízkémiai elemzésének eredménye a vízkémiai fácies tekintetében nagyon hasonló eredményeket hozott mind a hideg vizek mind pedig a meleg vizek esetében. A Kis-Gellért-hegyi kút anionfáciése (hidrogénkarbonát- klorid- szulfát) és a Gülbaba-forrás kationfáciése (kalcium - magnézium) kivételével minden esetben kalcium - nátrium- klorid- szulfát- hidrogénkarbonát dominanciát kaptunk (6.1.1 táblázat). A vízkémiai fácies mellett az összes oldott anyag tartalom nyújt tájékoztatást a különböző forrásokból illetve kutakból származó vizek összehasonlítására, de önmagában is fontos információt hordozhat.

Az összes sótartalom vizsgálatánál már eltérő eredményeket kaptunk a hidegvizes kutak (480-750 mg/l) és a melegvizes források (1244-1248 mg/l) valamint a szintén melegvizes Geh-1. kút (1415 mg/l) esetén (6.1.2 táblázat). Itt jól elkülönült a hidegvizes kutak alacsonyabb (750 mg/l és 480 mg/l) oldott anyag tartalma a melegvizes források/kút magasabb (> 1200 mg/l) oldott anyag tartalmától (6.1.2 táblázat és 6.1.3 ábra).

Ezekből az eredményekből több következtetés is levonható. A magas összes iontartalom a melegvizek esetében releváns, hiszen ezek hosszú felszín alatti tartózkodásuk alatt (ezt támasztja alá a ^{14}C koruk is az 6.2.2 táblázatban) kölcsön hatnak a környezetükkel és jelentős mennyiségű oldott iont képesek magukba oldani. Míg a hideg vizek esetén ugyanez nem mondható el. Azonban a Bara Hotel két hidegvizes kútja esetében mégis magasabb összes sótartalom (750 mg/l) figyelhető meg, mint a szintén hidegvizes Kis-Gellért-hegyi kút (480 mg/l) esetén (6.1.2 táblázat). Emellett e két kút (B-94 és B-95) anionfáciésének szulfát és klorid dominanciája is azt támasztja alá, hogy vizük jobban hasonlít a meleg vizekéhez annak ellenére, hogy hőmérsékletük (13,7 °C) (3.1.1 táblázat)

alapján a hidegvizes karsztrendszerbe sorolhatók. Tehát a Bara Hotel kútjai környezetében már lehet meleg vízzel számolnunk, mely keveredhetett a meteorikus eredetű vizekkel, melyet a hőmérséklet és a vízkémia támaszthat alá. Ebben az esetben feltételezhetően arról lehet szó, hogy a meleg vizek keveredése a hidegvízhez valószínűleg csekély, mert a hőmérsékletben nem látjuk a melegvizek hatását, viszont a kémiában igen. A magasabb összes oldott anyag és szulfát tartalom a Bara Hotel kútjainak vizében a Gellért-hegy megcsapolódási zónájában felszínre lépő termálvizek kémiájához mutat hasonlóságot.

A Kis-Gellért-hegyi kút alacsony összes iontartalma (480 mg/l) (6.1.1 táblázat), anionfáciése (hidrogénkarbonát- klorid- szulfát) (6.1.1 táblázat) és hőmérséklete (14°C) (3.1.1 táblázat) is azt támasztja alá, hogy e kút esetében nagyobb arányban számolhatunk friss vizekkel, még annak ellenére is, hogy a kút (B-14) idősorának csapadékkal való összehasonlítása nem adott bizonyítékot erre.

7.2 *Gülbaba forrás folyamatos észlelése alapján levonható következtetések*

A Gülbaba-forrás folyamatosan észlelt adatainak a Duna vízállásával és napi csapadékadatokkal való összevetése nem várt eredményeket hozott. Tudjuk, hogy a felszín alatti vizekre egy közeli felszíni vízfolyás jelentős hatással van, így a vizsgálati terület mellett (110 m) elhelyezkedő Duna hatását a matematikai statisztika módszereivel és grafikus megjelenítés útján vizsgáltuk. A korrelációanalízis nem mutatott ki szignifikáns kapcsolatot a forrás vízszintjének változásai és a Duna vízállás között (5.2.1 és 5.2.2 táblázat). A grafikus elemzés eredménye is hasonlóan gyenge kapcsolatot, mondhatni a paraméterek egymástól való függetlenségét támasztotta alá mind a teljes, mind a kiemelt vizsgálati időtartam alatt. A jelenség magyarázata feltehetően az, hogy a forrást mesterségesen szabályozzák, vize egy gyűjtőcsatornán keresztül távozik a Dunába, vagyis a forrás nem áll közvetlen kapcsolatban a folyóval.

A vizsgálat eredménye egyértelmű kapcsolatot nem mutatott ki a csapadék és a forrás vízszintje között sem, azonban valamivel erősebb, de szintén nagyon alacsony (0,21 és -0,24) korrelációs együtthatóval jellemezhető kapcsolatot véltünk felfedezni a csapadék - hőmérséklet és csapadék - elektromos vezetőképesség paraméterek tekintetében. Nagyobb csapadékeseményeket követően a forrás vizének hőmérséklete megemelkedett, vezetőképessége pedig lecsökkent, vagyis ez utóbbi esetben egy gyenge, ellentétes irányú kapcsolatra figyeltünk fel. A több, mint egy éves adatsor értékelése alapján kijelenthető tehát, hogy a beszivárgó csapadék mennyisége nincs jelentős hatással a forrás egyetlen paraméterére sem, így azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a forrás vizében a meteorikus komponens hozzájárulása elhanyagolható, vagy legalábbis e fiziko-kémiai paraméterekkel nem mutatható ki a jelenléte.

7.3 Török-forrás

7.3.1 Fiziko-kémiai paraméterek alapján levonható következtetések

A Török-forrás medencéjében háromnaponta végeztünk méréseket, melyek célja a forrásvíz fiziko-kémiai paramétereiben megfigyelhető változás meghatározása volt. A több mint egy hónapig tartó terepi munkát és adatgyűjtést követően rendelkezésünkre álló adatokat különböző módszerekkel vizsgáltuk. A korrelációanalízis-vizsgálat eredménye azt mutatja, hogy a Gülbaba-forrással ellentétben e forrás vize érzékenyebben reagál a Duna vízszintváltozásra, ugyanis jó korrelációt tapasztaltunk a Duna vízállással az elektromos vezetőképesség (0,78), hőmérséklet (0,78) és redox-potenciál (-0,64) paraméterek esetében (5.3.2 táblázat). A csapadéokra már kevésbé jól reagálnak a forrásban mért paraméterek, csupán a radon aktivitás koncentráció és a pH mutat gyenge kapcsolatot a csapadékkal. A fiziko-kémiai paraméterek közti összefüggéseket is tanulmányoztuk, amely során erős (0,85) kapcsolatot véltünk felfedezni a forrás vizének hőmérséklete és elektromos vezetőképessége között, illetve valamivel gyengébb, ellentétes irányú kapcsolatot (-0,73) a hőmérséklet és a redox-potenciál tekintetében (5.3.2 táblázat).

A korrelációanalízis és a grafikus ábrázolás alapján viszonylag erős kapcsolatot (0,78) tudtunk kimutatni a forrás néhány paramétere és a Duna vízállás között, tehát a Dunával való kapcsolat kimutatható a Török-forrás esetében (5.3.2 táblázat és 5.3.3 ábra), amely új eredménynek tekinthető, hiszen e forrás és a Duna kapcsolatát korábban még nem vizsgálták.

A csapadéokra is érzékenyebben reagál a Török-forrás vize a Gülbaba-forrással szemben. A csapadék pH-val (0,53) és radon aktivitás koncentrációval (-0,6) kimutatott gyenge korrelációja (5.3.2 táblázat és 5.3.4 ábra) indirekt kapcsolatot jelez a csapadék és a forrás között, vagyis a meteorikus komponens hozzájárulása nem okoz jelentős változást a forrás vizének paramétereiben, de mégis jelen van. Továbbá fontos megjegyezni, hogy a vizsgált időszak csapadékban szegény volt, így a további következtetések levonása érdekében érdemes lenne vizsgálni a forrást egy csapadékosabb időszak alatt is, azonban ez már túlmutat e dolgozat keretein.

7.3.2 Radonmérésekből levonható következtetések

A Török-forrás radon aktivitás koncentrációjának változása időben szűk skálán mozog (az adatok átlag körüli szórása 6,6%, amelyből 3% a mérési bizonytalanság), kis változékonysággal jellemezhető. A matematikai statisztika és a grafikus megjelenítés eszközeivel vizsgáltuk a közel egy hónapig tartó mintavétel eredményeként rendelkezésünkre álló adatsort. A vizsgálat során nem sikerült erős kapcsolatot kimutatni egyetlen a forrásban mért fiziko-kémiai paraméterrel sem. Gyenge, negatív korrelációt tapasztaltunk a HCO_3^- -tartalom (-0,33), az elektromos vezetőképesség (-0,28) és a pH (-0,28) paraméterekkel (5.3.2 táblázat és 5.3.9 ábra). A többi fiziko-kémiai paraméter esetében nem tudtunk feltárni kapcsolatot. A grafikus elemzés eredménye is ezt támasztja alá (5.3.9 ábra). Azonban a csapadékkal egy szorosabb, -0,6-os korrelációs együtthatóval jellemezhető kapcsolatot sikerült azonosítanunk (5.2.3 táblázat és 5.3.10 ábra).

A Török-forrás átlagosnál magasabb radon aktivitás koncentráció értékeit a forrásmedencében található „rádium-rezervoárként” funkcionáló vas-oxihidroxid összetételű biofilm bocsátja ki magából (Erőss *et al.*, 2010; Erőss, 2010). E biofilm mondhatni állandó jelenléte az időben való kismértékű változékonyságra is magyarázatot adhat. A radon a hőmérséklettől nagyjából függetlenül fizikai diffúzió révén jut bele a vizekbe, így érthető a radon-hőmérséklet közötti nagyon alacsony korrelációs együttható is (-0,08) (5.3.2 táblázat).

Az általunk vizsgált időszakban a radon aktivitás koncentráció gyenge, ellentétes irányú kapcsolatban áll mind a csapadék, mind pedig a HCO_3^- paraméterekkel (5.3.2 táblázat). Nagyobb csapadékeseményeket követően a forrás vizének radontartalma és HCO_3^- -tartalma is lecsökken. A paraméterekben bekövetkező csökkenés a beszivárgó víz „hígító hatásával” magyarázható, ugyanis a csapadék eredetű friss víz teljes radonfelvételéhez kb. 3 hét szükséges (Snow és Spalding, 1997), azonban a keresztkorrelációs vizsgálat kimutatta, hogy erre nincs idő, mivel a csapadék hatása hamarabb jelentkezik a forrás vizében. A hirtelen csökkenés után a vas-oxihidroxid biofilm jelenlétének köszönhetően idővel folyamatosan emelkedő tendenciát mutat. Tehát e paraméterekben a csapadék hatására bekövetkező változás utalhat a meteorikus komponens jelenlétére. További következtetések levonása érdekében érdemes lenne vizsgálni a forrást egy csapadékosabb időszak alatt is.

7.4 A trícium tartalom alapján levonható következtetések

A vizsgált források és kutak trícium tartalma minden esetben meghaladta a kimutatási határértéket (0,5 TU) (6.2.1 táblázat). A Kis-Gellért- hegyi kút esetében tapasztaltuk a legmagasabb értéket (15,3 TU). A melegvizes források/kutak esetében ennél alacsonyabb (1,3-9,8 TU) koncentrációkat mutattak ki (6.2.2 táblázat). Azonban e melegvizek esetében is volt egy nagyobb (3,5-9,8 TU) trícium tartalommal jellemezhető csoport (6.2.2 táblázat). Ebbe a kategóriába esett a DM-5., a Grp-8., a Grp-10. és a Grp-9- es kút, valamint a Rác Nagy-forrás és a Rác Mátyás- forrás. E nagyobb trícium koncentrációval jellemezhető csoport kútjai mind Duna parti kutak, melyek vize – a kút kiképzésében előforduló hiba illetve rossz műszaki állapot esetén – könnyen összekeveredhet a Duna kavicságyában tározódó vizekkel, és ez okozhatja a tárgyalt kutak magasabb (3,5 – 9,8 TU) trícium tartalmát. A szintén magasabb (3,6 - 4,1 TU) trícium koncentrációval jellemezhető Rác Mátyás- forrás és a Rác Nagy- forrás a vizét márgából nyeri, míg a többi forrás dolomitból fakad. E litológiai különbség talán okozhat eltérést a trícium tartalomban, de ebben az esetben egyéb még feltáratlan tényezők is lehetnek a háttérben.

A Kis-Gellért- hegyi hidegvizes kút esetében a magas trícium tartalmat a közelében lévő dolomit kibúvás okozhatja, mely a csapadék direkt beszivárgását teszi lehetővé, tehát ez arra bizonyíték, hogy jelen van a meteorikus komponens.

Összességében elmondható, hogy mivel a trícium kiváló jelzője a frissen beszivárgó vizeknek a kimutatási határ fölötti trícium jelenléte a meteorikus komponens jelenlétére utal a Gellért-hegy környéki termálvizekben, részarányára azonban nem enged következtetni.

8. Javaslatok a jövőre nézve

A megcsapolódási modell további finomításához a meteorikus komponens részarányának meghatározására van szükség, ezért a Gellért-hegy környéki meteorikus fluidumok vizsgálata még számos kutatás tárgyát képezheti a jövőben.

Javasoljuk a Török-forrás fiziko-kémiai paramétereinek és radontartalmának további vizsgálatát, melyeket a jelenleginél egy csapadékosabb időszakra vonatkozóan kellene kiértékelni. Ennek eredménye alátámaszthatná, vagy épp megcáfolhatná a dolgozatunkban tárgyaltakat. Továbbá a kalcit lemez megfigyelésén és a HCO_3^- tartalom mellett a Ca^{2+} meghatározásának segítségével a víz telítettségére vonatkozóan számszerű eredményhez juthatnánk és ennek időbeli vizsgálata szintén új információt szolgáltatna a meteorikus víz jelenlétére vonatkozóan.

Emellett ajánlatos lenne a Kis-Gellért-hegyi kút esetében egy a hőmérsékletet, vezetőképességet és vízmélységet rendszeresen regisztráló DATAQUA műszer telepítése is, mivel jelenleg a kút nem használják, így a kapott eredményekből az antropogén hatás kizárható lenne. Ehhez azonban a kút kisebb átalakítására van szükség, mert a kúthoz tartozó cső szűkületet tartalmaz, így a kút jelenlegi állapotában a műszer nem telepíthető.

A víz egyéb paramétereinek, mint az oldott szerves szén (DOC) tartalom vagy a zavarosság vizsgálata is plusz információt nyújthat a meteorikus vizek jelenlétére vonatkozóan, hiszen ezek direkt indikátorai egy frissen beszivárgó víznek.

9. Összefoglalás, konklúziók

Dolgozatunk célja a Gellért-hegy környékén megcsapolódó vizek meteorikus fluidum hozzájárulásának meghatározása volt. A vizsgálat alapvetően két szálon futott, az egyik vonal a Kis-Gellért-hegyi hidegvizes kutak jellemzőinek feltárása, a másik pedig két természetes forrás, a Gülbaba- és Török-források meleg vizének vizsgálata volt. Ennek érdekében háromnaponta végeztünk méréseket a Török-forrás medencéjében és heti két alkalommal a Kis-Gellért-hegyen található hidegvizes kútban. A mérések alkalmával a vízszint mellett a kút/forrás vizének fiziko-kémiai paramétereit határoztuk meg, továbbá rendelkezésünkre állt a Gülbaba-forrás adathordozón rögzített paramétereinek négy óránkénti adatsora. A saját mérések mellett természetesen adatgyűjtést is végeztünk, hiszen a releváns eredmények eléréséhez archív csapadék, Duna vízszint, valamint vízkémiai és trícium adatokra is szükségünk volt. A rendelkezésünkre álló adatokat adatelemző módszerek segítségével vizsgáltuk.

A Kis-Gellért-hegyi kúttal szembeni elvárásaink megdőlni látszottak, mivel csapadékeseményre sem azonnali, sem késleltetett reakció nem volt megfigyelhető a kút vízszintjének változásaiban. Arra a következtetésre jutottunk, hogy a kút közelében lévő dolomit kibúvás csupán egy lokális input a Dunántúli-középhegység dolomitos karsztvíztározó rendszeréhez képest, mely hatalmas tározókapacitása miatt a csapadékesemények hatása nem jelentkezik a kút vízszintjében, mely rétegsora alapján lezorított tükrű víztartóra utal. Továbbá a rendszer működésében a természetes folyamatok mellett az emberi beavatkozás is szerepet játszhatott, valószínűsíthető, hogy jelentős vízkitermelés történt a kútból, amely szintén elfedhette a csapadék kút vízszintjére gyakorolt hatását. A Bara Hotel kútjainak vízkémiai elemzése során arra a következtetésre jutottunk, hogy azok jelentős hasonlóságokat mutatnak a Gellért-hegy megcsapolódási zónájában felszínre lépő termálvizek kémiaiához, melyre a magasabb összes oldott anyag- és szulfát tartalom utal. Itt feltételezhetően arról lehet szó, hogy a meleg vizek keveredése a hidegvízhez valószínűleg csekély, mert a hőmérsékletben nem látjuk a melegvizek hatását, viszont a kémiában igen. Ezek alapján elmondható, hogy a hidegvizes kutak vizsgálata nem hozott biztos eredményt a meteorikus komponens jelenlétének kimutatásában.

A melegvizes vonalon történő vizsgálatok eltérő eredményeket hoztak. A Gülbaba-forrás egyetlen paraméterében sem figyelhattunk meg jelentős változást a beszivárgó csapadék hatására, így azt a következtetést vontuk le, hogy a forrás vizében a meteorikus

komponens hozzájárulása elhanyagolható, vagy legalábbis e fiziko-kémiai paraméterek segítségével nem mutatható ki. A Török-forrás vize mind a csapadékra, mind a Duna vízállásra érzékenyebben reagált. Ez utóbbi megfigyelés újdonságnak tekinthető, hiszen ezt még korábban senki sem vizsgálta. A csapadék pH-val (0,53) és radon aktivitás koncentrációval (-0,6) kimutatott gyenge korrelációja alapján arra jutottunk, hogy a meteorikus komponens jelen van, de nem okoz jelentős változást a forrás vizének paramétereiben. Külön hangsúlyt fektettünk a Török-forrás radontartalmának vizsgálatára, amely eredménye gyenge, negatív irányú kapcsolatot mutatott ki a csapadék (-0,6) és HCO_3^- (-0,33) paraméterekkel. A paraméterekben bekövetkező csökkenést a beszivárgó csapadék „hígító hatásával” magyaráztuk, ugyanis a csapadék eredetű friss víz radonfelvételéhez kb. 3 hét szükséges (*Snow és Spalding, 1997*), amelyre itt nincs elegendő idő. Tehát e paraméterekben a csapadék hatására bekövetkező változás utalhat a meteorikus komponens jelenlétére. Azonban fontos megjegyezni, hogy a vizsgált időszak (2011.10.14. – 2011.11.16.) csapadékban szegény volt, így a további következtetések levonása végett érdemes lenne vizsgálni a forrást egy csapadékosabb időszak alatt is.

A dolgozatban vizsgált kutak és források vízkémiai elemzésével szintén nem kaptunk döntő bizonyítékot a Gellért-hegy környezetében megcsapolódó vizek meteorikus részarányáról.

A kémiai összetétel (főelemek) mellett, a vizek trícium tartalmát is értékeltük irodalmi adatok alapján, mivel a trícium kiváló jelzője a frissen beszivárgó vizeknek. A vizsgált források és kutak trícium tartalma minden esetben meghaladta a kimutatási határértéket (0,5 TU), a legmagasabb értéket a Kis-Gellért-hegyi kút esetében tapasztaltuk. E kút esetében a magas trícium tartalmat a közelében lévő dolomit kibúvás okozhatja, mely a csapadék direkt beszivárgását teszi lehetővé, tehát ez bizonyíték arra, hogy jelen van a meteorikus komponens. A Gellért-hegy környéki termálvizekben lévő kimutatási határ feletti trícium is a meteorikus komponens jelenlétére enged következtetni, részarányát azonban e vizsgálatok alapján nem tudtuk meghatározni.

A vizsgálataink eredménye finomította a területre felállított korábbi megcsapolódási modellt (*Erőss et al., 2010; Erőss, 2010*) és egyben további részletes vizsgálatokhoz nyújt kiindulási alapot.

10. Köszönetnyilvánítás

Mindenekelőtt köszönettel tartozunk témavezetőinknek, Erőss Anitának, Mádlné Szőnyi Juditnak és Horváth Ákosnak, akik szakértelmükkel, hasznos tanácsaikkal és nem utolsósorban türelmükkel támogattak minket a dolgozat megírása során. Köszönjük Erőss Anitának a belénk vetett bizalmát, a hasznos szakmai és gyakorlati tanácsokat, amelyekkel mindig új lendületet adott a munkánknak, és aki nélkül e dolgozat nem jöhetett volna létre. Hálás köszönettel tartozunk Mádlné Szőnyi Juditnak a biztatásért, a kitűnő ötletekért és tanácsokért, amelyekkel támogatta e dolgozat létrejöttét. Köszönetet mondunk Horváth Ákosnak, aki segítségünkre volt a radonmérések alkalmával és célravezető javaslatokkal látott el minket a mért adatok kiértékelése során.

Szeretnénk köszönetet mondani Kovács Józsefnek, aki elengedhetetlen segítséget nyújtott a dolgozatban alkalmazott adatelemző módszerek használatában és segített az adatok mögé látni, rávilágítva ezzel a geomatematikai módszerek lényegére és a bennük rejlő lehetőségekre. Köszönjük Zsemle Ferenc belső konzulensünknek a terepi munka, valamint Varga Andrásnak a laboranalitika során nyújtott segítségét.

Köszönettel tartozunk a VITUKI munkatársainak, Lorberer Árpádnak az iránymutató tanácsaiért, Fekete Juditnak a vízföldtani naplók felkutatásáért és Balta Józsefnek az óránkénti Duna vízszint és archív csapadékadatok megszerzésében nyújtott segítségéért. Köszönjük a Kis-Gellért-hegyi kút észlelőinek, Répás Lászlónak és Anfang Józsefnek a mérések során nyújtott segítséget, valamint Pávó Kristóf XI. kerületi meteorológiai észlelőnek az online elérhető napi csapadékadatokat. Végül köszönetet mondunk Révi Gézának a Kis-Gellért-hegyi kút vízkémiai és izotópos adatainak rendelkezésünkre bocsátásáért. Köszönjük Vadas Ádámnak az ARC GIS-szel készült ábrában nyújtott segítségét.

Továbbá szeretnénk megköszönni mindazoknak a segítségét, akik hozzájárultak ahhoz, hogy e dolgozat létrejöhessen.

A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg (a támogatás száma TÁMOP 4.2.1/B-09/1/KMR-2010-0003).

11. Irodalomjegyzék

- Alföldi L., 1981: A budapesti geotermikus áramlási rendszer modellje. - Hidrológiai Közlöny, IX., pp 397-403.
- Alföldi L., Béteky L., Böcker T., Horváth J., Kessler H., Korim K., Oravecz J., Szalontai G., 1968: Budapest hévizei - Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóintézet, Budapest, 365p.
- Alföldi L., Csepregi A., Kapolyi L., 2007: Bányászati Karsztvízszint-süllyesztés a Dunántúli-Középhegységben - Magyar Tudományos Akadémia, Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest, 138p.
- Alföldi L., 1979: Budapesti hévizek - VITUKI Közlemények, 20. pp 1-103.
- Back W., 1966: Hydrochemical facies and ground-water flow patterns in northern part of Atlantic Coastal Plain - U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 498-A, 42.
- Bada G., Horváth F., Dövényi P., Szafián P., Windhoffer G., Cloetingh S., 2007: Present - day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin - Glob Planet Change 58:65–180
- Báldi T., Báldiné Beke M., 1986: A Magyar Paleogén Medencék fejlődése - Őslénytani Viták 33, pp 95-145.
- Baradács E., Hunyadi I., Dezső Z., Mócsy I., Csige I., Szerbin P., Vaupotic J., 1999: ^{226}Ra in geothermal waters of the Carpathian Basin – IRPA Regional Congress on Radiation Protection in Central Europe, Budapest, 23-27 August 1999.
- Baradács E., Dezső Z., Hunyadi I., Csige I., Mócsy I., Makfalvi Z., Somay P., 2002: Felszínalatti vizek maratottnyom-detektoros eljárással mért ^{222}Rn - és ^{226}Ra tartalma - Magyar Kémiai Folyóirat, 108/11, 492-500.
- Deák J., 1978: Environmental isotopes and water chemical studies for groundwater research in Hungary. - in: Isotope Hydrology 1978, Vol. I., IAEA-SM-228/13, IAEA, Vienna, 1979, pp 221–249.
- Erőss A., Mádl-Szőnyi J., Csoma É.A., 2008: Characteristics of discharge at Rose and Gellért Hills, Budapest, Hungary - Central European Geology, 51(3): 267-281.

- Erőss A., Mádl-Szőnyi J., Csoma É.A., 2010: The effects of mixed hydrothermal and meteoric fluids on karst reservoir development, Buda Thermal Karst, Hungary - EMR Final report. SIEP Report
- Erőss A., 2010: Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary - Doktori disszertáció, ELTE, 171p.
- Fekete J., 2006: A radon eredetének vizsgálata a Gellért-hegy Rákóczi-források csoportján - ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Diplomamunka
- Fetter C. W., 1994: Applied Hydrogeology, Third Edition, Macmillan College Publishing company, Inc., New York, 691p.
- Fodor L., Magyarai Á., Fogarasi A., Palotás K., 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése - Földtani Közlöny, 124/2, pp 19-305.
- Freiler Á., 2010: A természetes radioaktivitás vizsgálata a Rudas-fürdő Török-forrásában - Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék
- Frész R., 2008: A Gellért, a Rudas, és a Ráczi fürdő forrásainak és kútjainak retrospektív kutatása - ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Diplomamunka
- Gainon F., Goldscheider N. és Surbeck H., 2007: Conceptual model for the origin of high radon levels in spring waters - the example of the St. Placidus spring, Grisons, Swiss Alps - Swiss Journal of Geosciences 100, issue 2, 251-262, 2007
- Gunn J., Bottrell S.H., Lowe D.J., Worthington S.R.H., 2006: Deep groundwater flow and geochemical processes in limestone aquifers: evidence from thermal waters in Derbyshire, England, UK. - Hydrogeology Journal, 14 2006. 868–881.
- Haas J., Kovács S., Krystyn L., Lein R., 1995: Significance of Late Permian - Triassic facies zones in terrain reconstruction in the Alpine-North Pannonian domain. - Tectonophysics 242:19–40
- Haas J., Korpás L., Török Á., Dosztály L., Góczán F., Hámorné Vidó M., Oravenczné Scheffer A., Tardine Filác E., 2000: Felső-triász medence-és lejtőfáciesek a Buda-hegységben. - a Vérhalom térségi fúrás vizsgálatának tükrében — Földtani Közlöny, 130/3, pp. 371-421.

- Kasztovszky Zs., Kiczi R., Szerbin P., 1996: On the Natural Radioactivity of Waters in Hungary – Central European Journal of Occupational and Environmental Medicine, 2 (4), 335-347.
- Kessler H., 1963: Karszthidrológiai észlelőállomás létesítése a gellérthegyi barlangban - VITUKI összefoglaló jelentés a kutatási munka eredményeiről 13p.
- Kessler H., 1965: A gellérthegyi karszthidrológiai észlelőállomás - VITUKI munkássága 4. Kísérleti Területek 8. 15 p.
- Korpás L., Fodor L., Magyarai Á., Dénes Gy., Oravecz J., 2002: A Gellérthegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése - Karszt és Barlang, 1998-1999. (2002.) évf. I-II., pp 57-93.
- Kovács J., Müller P., 1980: A Budai hegyek hévizes barlangjainak fejlődéstörténete - Karszt és barlang, 1980/II, pp 93-98.
- Kunszt J., 1947: A Rudas Gyógyfürdő Monográfiája - A Budapesti Központi Gyógy- és Üdülőhely Bizottság Rheuma és Fürdőkutató Intézet Kiadványa. 219p.
- Leél-Össy Sz., 1995: A Rózsadomb és környékének különleges barlangjai - Földtani Közlöny, 125 (3-4): 363-432 pp.
- Lorberer Á., 1986: A Dunántúli-középhegység karsztvízföldtani és vízgazdálkodási helyzetfelmérése és döntéselőkészítő értékelése I. - Összefoglaló Jelentés (TSZ.: 7611/1/62): Budapest, VITUKI, pp 130.
- Lorberer Á., 2002, A budapesti termálkarszt állapot-értékelése - Zárójelentés - Vituki Rt. Budapest, 1-45p
- Magyarország mélyfúrási alapadatai. Retrospektív sorozat 5.köt. Észak-Magyarország I. 1877-1974. Főszerk.: Bohn Péter. Szerk.: Marczel Ferencné. Bp. 1986. 1223, [1] p. 2 térk. mell.
- Mindszenty A., Mádl-Szőnyi J., Pethő S., Kovács J. (Szerk.), 2000: A Rózsadombi Termálkarszt Monitoring Optimalizálása - Zárójelentés a 2000. évben végzett munkáról, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani tanszék, Budapest
- Müller P. és Magyar I., 2008: The Pannonian deposits of the Buda Mountains - Földtani Közlöny, 138, 345-356.

- Nagymarosy A., Báldiné Beke M., 1988: The position of the Palogene Formations in Hungary - Ann. Univ. Sci. Eötv. Sect. Geol., 28, pp 3-25.
- Palotai M., Mádlné Szőnyi J., Horváth Á. 2005: A Gellért- és a József-hegy felszín alatti vizeiben mért radon- és rádiumtartalom lehetséges forrásai - Általános Földtani Szemle 29, 25-40.
- Palotai, M. 2004: A Gellért-hegy és a Lukács-fürdő vizeiben mért radon- és rádiumtartalom lehetséges forrásai - Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék
- Papp F., 1942, Budapest meleg gyógyforrásai - A Budapesti Központi Gyógy- és Üdülöhelyi Bizottság Rheuma és Fürdőkutató Intézet kiadványa, Budapest, 252 p.
- Schafarzik F., 1920: Szökevény hévforrások a Gellérthegy tövében - Földtani Közlöny, 1920, III.évf., pp 79-158.
- Schafarzik F., 1928: Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére - Hidrológiai Közlöny vol. 1, 1921, pp 9-14.
- Scheuer Gy., Schweitzer F., 1988: A Gerecse és a Budai-hegység édesvíz mészkőösszletei - Hidrológiai Közlöny, 60 (11), pp 492-501.
- Snow D. és Spalding R., 1997: Short-term aquifer residence times estimated from ^{222}Rn disequilibrium in artificially-recharged ground water - Journal of Environmental Radioactivity, Vol. 37, No. 3, pp. 307-325.
- Somogyi K., 2009: A Duna hatásának vizsgálata a Gellért-hegy környezetének felszín alatti vizeire - ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Diplomamunka
- Somogyi K., 2010: A Duna hatásának vizsgálata a Gellért-hegy környezetének felszín alatti vizeire - Hidrológiai Tájékoztató, 2010, pp 23-24
- Striczki I., 2010: A Duna és a felszín alatti vizek kapcsolatának vizsgálata a budai Dunaparti Főgyűjtő csatorna monitoring rendszerébe tartozó kutak, források segítségével - ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Diplomamunka
- Szabó V., Fórizs 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) - Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat, Vol. 77, pp. 73-81.

- Takácsné Bolner K., Kraus S., 1989: A melegvizes eredetű barlangok kutatásának eredményei – Karszt és Barlang, 1989, pp 61-66.
- Takács Judit, 2009: A Budai Termálkarszt vizeinek jellemzése adatelemző módszerek felhasználásával - Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék
- Tari G., Báldi T., Báldi-Bek, M., 1993: Paleogene flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model - Tectonophysics, 226, pp 433-455.
- Tóth J. és Almási I., 2001: Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian Basin - Geofluids. 1. p. 1-27
- Várhalmi M., 2004: A budapesti termálfürdők radon aktivitás koncentrációjának vizsgálata – ELTE Atomfizikai Tanszék, Diplomamunka
- Vendel M. és Kisházi P., 1964: Összefüggések melegforrások és karsztvizek között a Dunántúli-Középhegységben megfigyelt viszonyok alapján. — MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei, vol. 32 (1963) pp. 393-417. and vol. 33 (1964) pp. 205-234.
- Vojnits A., 2008: A radon eredetének és a felszín alatti vizek keveredésének vizsgálata a Gellért-hegy környezetében - ELTE TTK FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Diplomamunka
- Wein Gy., 1977: A Budai-hegység tektonikája. — A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa, Budapest, 76 p.
- Weszenszky Gy., 1928: A budapesti Hungária-forrás rádióaktivitása – Hidrológiai Közlöny, IV-VI, 45-52.
- Weszenszky Gy., 1933: A budapesti Rudas-fürdő körül fakadó hévforrások rádióaktivitásáról – Hidrológiai Közlöny, XII, 120-127.
- Weszenszky Gy., 1937: A budapesti hévizek rádiumemanációtartalmának eredetéről – Hidrológiai Közlöny, XVI, 5-16.
- Worthington S.R.H., Ford D.C., 1995: High sulphate concentrations in limestone springs: an important factor in conduit initiation? - Environmental Geology, 25: 9–15.

Zsigmondy V., 1878: A városligeti artézi kút Budapesten – Földtani Közlöny vol. IX, pp. 128.

<http://metnet.hu/?m=napi-adatok&sub=4&pid=10602&date=2011-11-26> 2011.11.26.

www.map.hu/galeria/orig/1263_a_karpat-terseg_hegy-_es_vizrajza.jpg 2011.11.26.

12. Ábra- és táblázatjegyzék

2.1.1. ábra: A Budai-hegység földrajzi helyzete.....	4
2.1.2 ábra: A Gellért-hegy és környezetének rétegsora (<i>Korpás et al., 2002</i>).....	7
2.1.3 ábra: A Gellért-hegy és délkeleti előterének fedetlen földtani térképe.....	8
2.2.1 ábra: A termálkarszt áramlási rendszerének modellje (<i>Vendel és Kisházi, 1964</i>).....	10
2.2.2 ábra: A Budai-hegység karsztvíz áramlási rendszere.....	10
2.2.3 ábra A budapesti emeletes hévízrendszer elvi vázlata (<i>Alföldi, 1981</i>).....	11
2.2.4 ábra: Új áramlási modell a Gellért-hegy lábánál megcsapolódó vizekre.....	12
2.3.1 ábra: Általános modell (<i>Somogyi, 2010 Fetter, 1994 alapján</i>).....	14
2.3.2 ábra: Speciális modell (<i>Somogyi, 2010</i>).....	15
2.4.1 ábra: A Gellért-hegy forrásainak publikált, mért radontartalma.....	17
3.1.1 ábra: A hidegvizes kutak elhelyezkedése.....	19
3.1.1 táblázat: A hidegvizes kutak alapadatai (<i>CSKM: csövezett kút mélysége</i>).....	20
3.1.2 ábra: A Kis-Gellért- hegyi kút fúrási szelvénye.....	20
3.1.3 ábra: A Kis-Gellért- hegyi kútfej (fotó: <i>Erőss A.</i>).....	21
3.1.4 ábra: A Kis- Gellért- hegyi kút közelében észlelhető dolomit kibúvás.....	22
3.1.5 ábra: A Bara Hotel kútjainak fúrási szelvénye (<i>Vízföldtani Napló alapján</i>).....	23
3.2.1a; b ábrák: Gülbaba-forrás (a), és a Török-forrás medencéje (b).....	24
3.2.2 ábra: A Gülbaba és Török-forrás a Rákóczi- Musztafa-forrás csobogójával (keresztmetszeti és felülnézeti kép).....	25
4.1.1 ábra: Terepi laboratórium.....	27
4.2.1 táblázat: A vízkémiai fáciesek (<i>Back, 1966</i>).....	32
5.1.1 ábra: A viszonyítási szintek alakulása a Kis-Gellért- hegyi kút esetén.....	34
5.1.1 táblázat: A vízszint adatokra vonatkozó alapstatisztikák.....	35
5.1.2 táblázat: A csapadékadatokra vonatkozó alapstatisztikák.....	36
5.1.2 ábra: A kút vízszintjének és a csapadék mennyiségének keresztkorrelációja.....	36
5.1.3a,b,c,d,e,f ábrák: Archív napi vízszint adatokat és a napi csapadékadatokat ábrázoló diagramok.....	39
5.1.3 táblázat: A Kis-Gellért kútnál mért paraméterek saját mérések alapján.....	41
5.1.4 táblázat: A Kis- Gellért- hegyi kút vízkémiai adatai.....	42
5.1.4 ábra: A Kis-Gellért- hegyi kút vizének Stiff diagramja (<i>Aquifer Kft. 2002 évi mintázása alapján</i>).....	43
5.1.5 táblázat: A Kis-Gellért- hegyi kút vizének vízkémiai fáciése (<i>Aquifer Kft. 2002évi mintázása alapján</i>).....	43
5.1.6 táblázat: A Kis-Gellért- hegyi kút vízmintájának saját mérési eredményei.....	43
5.1.7 táblázat: Az Aquifer Kft. és saját mérési eredményeink összehasonlítása.....	43
5.1.8 táblázat: A három hidegvizes kút főelem összetétele és összes sótartalma.....	44
5.1.5 ábra: A három hidegvizes kút Stiff- diagramjai.....	44
5.1.9 táblázat: A három hidegvizes kút fáciesei.....	45
5.2.1 táblázat: Korrelációs mátrix a teljes vizsgált időszakra.....	47
5.2.1 ábra: Duna vízállás – forrásvízszint keresztkorrelációja.....	48
5.2.2 ábra: Forrásvíz hőmérsékletének és elektromos vezetőképességének keresztkorrelációja.....	49
5.2.3 ábra: Gülbaba-forrás vízszint értékei, napi csapadék és Duna vízállás a vizsgált időszakban.....	50
5.2.4 ábra: Gülbaba-forrás hőmérséklet, vízszint és elektromos vezetőképesség adatai valamint a Duna vízszint és napi csapadék ábrázolása az idő függvényében (3. melléklet).....	51

5.2.5 ábra: Forrásvízszint, hőmérséklet, vezetőképesség, napi csapadék és Duna vízszint értékek a 2010.07.01.-2010.11.01-ig tartó időszakban	51
5.2.2 táblázat: Korrelációs mátrix a 2010.07.01.-2010.11.01-ig tartó időszakra vonatkozóan a Gülbaba-forrás esetében	52
5.3.1 táblázat: A Török-forrásban mért paraméterek összesítő táblázata	53
5.3.2 táblázat: A Török-forrásban mért fiziko-kémiai paraméterek, Duna vízállás és csapadék adatok korrelációs mátrixa	54
5.3.1 ábra: A Duna vízszintek és a forrás elektromos vezetőképességének keresztkorrelációja	55
5.3.2 ábra: Török-forrásban mért fiziko-kémiai paraméterek, Duna vízállás, valamint csapadék változása a vizsgált időszakban	55
5.3.3 ábra: A Duna vízállással jól korreláló paraméterek: hőmérséklet, elektromos vezetőképesség és redox-potenciál változása a vizsgált időszakban	56
5.3.4 ábra: A csapadékkal jól korreláló paraméterek valamint a Duna vízszint alakulása a vizsgált időszakban	57
5.3.5 ábra: A Török-forrás vizének hőmérséklet, elektromos vezetőképesség és redox-potenciál paraméterei az idő függvényében	57
5.3.6 ábra: Gülbaba és Török-forrás elektromos vezetőképességének alakulása a vizsgált időszakban	58
5.3.3 táblázat: A Török-forrás vizének átlagos radontartalma és szórásai	59
5.3.7 ábra: Török-forrásból származó vízminták radon aktivitás koncentrációi	60
5.3.8 ábra: Radon aktivitás koncentráció változása az idő függvényében	60
5.3.9 ábra: Radon – elektromos vezetőképesség – pH – HCO_3^- koncentráció a vizsgált időszakban	61
5.3.10 ábra: Radon aktivitás koncentráció, csapadék és Duna vízállás alakulása a vizsgált időszakban	62
5.3.11 ábra: Aktivitás koncentráció – csapadék keresztkorrelációja	62
6.1.1 ábra: A vizsgált hidegvizes kutak és melegvizes kút/források helyzete	63
6.1.2 ábra: A vizsgált kutak/források összetételét mutató Piper- diagram	64
6.1.1 táblázat: A vizsgált kutak/források vízkémiai fáciese	64
6.1.2 táblázat: A vizsgált kutak/források főelem tartalma és összes iontartalma	65
6.1.3 ábra: A vizsgált kutak/források összetételét mutató Stiff diagramok	66
6.2.1. ábra: A kutak és források elhelyezkedése	67
6.2.1 táblázat: A Gellért-hegy környéki források és kutak trícium tartalma és hőmérséklete	68
6.2.2 ábra: A trícium tartalmat és a hőmérsékletet összehasonlító diagram	68
6.2.2 táblázat: A vizsgált források/kutak csökkenő trícium tartalom szerinti sorrendje	69

Mellékletek

1. melléklet: A Gülbaba- forrás rögzített paramétereinek (hőmérséklet, elektromos vezetőképesség, vízszint), a csapadék mennyiségének és a Duna vízállásának alapstatisztikái

2. melléklet: A Török- forrásban mért paraméterek (pH, EC, T, RP, HCO_3^-) alapstatisztikái
(EC - elektromos vezetőképesség, T - hőmérséklet, RP - redoxpotenciál)

3. melléklet: A Gülbaba-forrás fiziko-kémiai paramétereinek, Duna vízállásnak és a csapadékmennyiségnek az időbeli változása a vizsgált időszakban

1.melléklet

A Gülbaba- forrás rögzített paramétereinek (hőmérséklet, elektromos vezetőképesség, vízszint), a csapadék mennyiségének és a Duna vízállásának alapstatisztikái

	Hőm (°C)	Vízszint (mBf)	Vezkép (μS/cm)	Duna (mBf)	Csapadék (mm)
Átlag	38,50	103,44	1665,40	97,51	4,73
Standard hiba	0,01	0,00	0,08	0,02	0,52
Medián	38,50	103,45	1666,00	97,29	2,80
Módusz	39,11	103,26	1662,00	96,99	0,40
Szórás	0,53	0,19	4,35	0,94	5,67
Minta varianciája	0,28	0,03	18,95	0,88	32,19
Csúcsosság	-1,11	0,96	11,47	2,35	7,08
Ferdeség	-0,02	0,88	-1,66	1,35	2,44
Tartomány	2,21	0,88	52,00	5,81	30,20
Minimum	37,27	103,26	1624,00	95,98	0,40
Maximum	39,47	104,13	1676,00	101,79	30,60
Összeg	108612,42	291817,16	4698107,00	266698,03	563,30
Darabszám	2821,00	2821,00	2821,00	2735,00	119,00
Konfidencia intervallum (95%)	0,02	0,01	0,16	0,04	1,03

2.melléklet

A Török- forrásban mért paraméterek (pH, EC, T, RP, HCO₃⁻) alapstatisztikái

(EC - elektromos vezetőképesség, T - hőmérséklet, RP - redoxpotenciál)

	pH	EC (μS/cm)	T (°C) {EC}	RP (mV)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)
Átlag	6,49	1698,38	37,92	155,31	563,58
Standard hiba	0,05	4,97	0,11	7,64	2,20
Medián	6,50	1694,00	38,00	148,00	559,18
Módusz	6,60	1690,00	38,40		559,18
Szórás	0,17	17,94	0,39	27,56	7,95
Minta varianciája	0,03	321,76	0,15	759,56	63,16
Csúcsosság	0,38	0,18	1,56	-0,16	-0,84
Ferdeség	0,08	-0,16	-1,06	0,44	0,39
Tartomány	0,64	64,00	1,40	100,00	25,42
Minimum	6,18	1661,00	37,00	111,00	552,83
Maximum	6,82	1725,00	38,40	211,00	578,25
Összeg	84,43	22079,00	493,00	2019,00	7326,59
Darabszám	13,00	13,00	13,00	13,00	13,00
Konfidencia intervallum (95%)	0,10	10,84	0,23	16,65	4,80

3.melléklet

A Gülbaba-forrás fiziko-kémiai paramétereinek, Duna vízállásnak és a csapadékmennyiségnek az időbeli változása a vizsgált időszakban

