

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudományi Kar
Környezettudományi centrum

A gellérthegi radonanomália vizsgálata

Diplomamunka



Készítette:

Resch Anita
Környezettudomány szakos hallgató

Témavezető: Horváth Ákos
Atomfizikai Tanszék

2009
Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	4
2. Radon az emberi környezetben	6
2.1. A radon tulajdonságai	6
2.2. Radon a vizekben	7
2.3. Radon a levegőben	7
2.4. Radon a talajban	9
2.5. A radon egészségügyi hatásai	10
2.6. A Rudas fürdő forrásainak egészségügyi hatásai	12
2.7. Határértékek, szabályozások	14
3. A Gellért-hegy bemutatása	16
3.1. A Gellért-hegy geológiája	16
3.1.1. A Gellért-hegy földtani felépítése	16
3.1.2. A Gellért-hegy szerkezeti felépítése	17
3.2. A Gellért-hegy hidrogeológiai jellemzői	18
3.3. A kutatási helyszínek bemutatása	21
3.3.1. A Rudas fürdő és ivócsarnok kútjai	21
3.3.2. A Gellért fürdő alatti alagút és az Ősforrás	23
4. Mérési és mintavételi módszerek	24
4.1. Vízminták radontartalmának mérési módja	24
4.1.1. Mintavétel módja	24
4.1.2. Mérési módszer	26
4.1.3. Az mérések kiértékelése	27
4.2. Levegő radontartalmának mérési módja	29

4.2.1. Mérési módszer	29
4.2.2. A mérések kiértékelése	30
4.3. Talaj és kőzetminták radontartalmának mérési módja	32
4.3.1. Mintavétel módja	32
4.3.2. Mérési módszer	32
4.3.3. A mérések kiértékelése	33
5. Eredmények és diszkusszió	36
5.1. Korábbi eredmények a gellérthegyi radonanomáliáról	36
5.2. Rudas-fürdő ivócsarnok vizeinek radontartalma	41
5.2.1. Az első mérési ciklus koncentrációinak időfüggése	41
5.2.1.1. A mért adatok időbeli változékonysága	43
5.2.2. A második mérési ciklus koncentrációinak időfüggése	44
5.2.3. A két ciklus összehasonlítása, évszakok alapján is	46
5.2.4. Gyakoriság-eloszlások	47
5.2.5. Korrelációk	49
5.3. A gellérthegyi források vizeinek radontartalma	52
5.4. A gellérthegyi táró levegőjének radontartalma	53
5.5. Kőzet-és ásványminták rádiumtartalma	55
6. Összefoglalás	59
7. Köszönetnyilvánítás	61
8. Irodalomjegyzék	59

1. Bevezetés

Környezetünket, beleértve minket is folyamatosan ér radioaktív sugárzás. A radioaktív sugárzásnak lehetnek természetes és mesterséges összetevői is. Mesterséges radioaktív anyagok, melyeket az ember hoz létre mesterséges magreakciók révén, plusz orvosi sugárterhelés. Ezek a sugárterhelésnek kevesebb, mint 1%-át adják.

A természetes radioaktivitásnak két fő komponensét különböztetjük meg. Egyik a világűrből érkező kozmikus sugárzás, a másik komponens a földkéregben található nuklidokból származó ionizáló sugárzás, melyek a természetes sugárzás nagyobb részét adják (urán, tórium, rádium kálium stb.).

A lakosság szempontjából a ^{238}U és ^{232}Th nuklidok a legfontosabbak. Az urán és a tórium alfa-bomló atommagok, és keletkező leányelemeik is szintén radioaktívak. Az ^{238}U bomlási sorában keletkezik a radon (^{222}Rn). A hosszú felezési idejű radioaktív atomok bomlástermékei általában ott maradnak, ahol a bomlás történik. Azonban a radon könnyen diffundáló nemesgáz, emiatt egyaránt előfordulhat és felhalmozódhat lakáslevegőben, talajlevegőben és talajvízben.

A természetes háttérsugárzás dózisének 54%-át a radon és leányelemei sugárzása teszi ki. A radonkoncentráció zárt térben feldúsul. Ezt nemzetközi és hazai kutatások is igazolják. (Köteles).

A radon a belélegzésén kívül, vízben oldott állapotban kerülhet a szervezetünkbe, ahol kifejti káros vagy pozitív hatását. A gyógyvizekben előforduló radon, kis dózis esetén gyógyító hatású is lehet. A radonban gazdag fürdők szív és érrendszeri megbetegedések esetén használatosak. Míg a radonos ivókúrákat emésztőrendszeri megbetegedésekkor alkalmazzák.

A Kárpát-medence felszín alatti vizeinek radontartalmát sok szerző vizsgálta az utóbbi években. Az ismert források és kutak radon tartalmai közül néhány helyen az átlagosnál jóval magasabb koncentráció mérhető. Ilyenek például a gránit alapkőzetű Velencei-hegységben található Szűcs-forrás (kb. 250Bq/l,) a gneisz alapkőzetű Soproni-hegységben található Csalóka forrás (kb. 220Bq/l). De a triász dolomit alapkőzetű Gellért-hegy lábánál fakadó Rudas-fürdő forráscsoport Attila-kútja ezek közül is kiugró radon tartalmú (kb. 400Bq/l) (Weszelszky 1937, Alföldi 1968, Baradács 2002, Kasztovszky 1996, Várhalmi 2004, Palotai 2004, Vojnits 2008 stb.). Ennek a forráscsoportnak a vizét vizsgáltuk.

Méréseink során a Rudas—fürdő-források csoportját Attila-, Hungária- és Juventus-kutak vizeinek radontartalmát vizsgáltuk, először több mint 9 hónapon keresztül 60 alkalommal 2005-2006-ban, majd 7 hónapon keresztül gyűjtöttünk mintát 2008-2009-ban. Azonos mintavételi és mérési feltételek mellett határoztuk meg a vizek radonkoncentrációját.

Méréseink célja az volt, hogy a három forrásvíz radonkoncentrációjának időbeli változását megfigyeljük, és hogy megtudjuk, hogy állandó-e a radontartalom a forrásokban. Továbbá az egyes idősorok korrelációját vizsgáltuk egymással és a Duna vízállásával. Ezen kívül még korábbi években mért adatokkal és az azokból leszűrt elméletekkel is összehasonlítottuk eredményeiket.

Másik célunk volt a Gellért-hegy belsejében a levegő radon tartalmát megmérni és a gellérthegyi táróban lévő, hozzáférhető kutak vizének radonkoncentrációját meghatározni. Ezt a mérést a Gellért szállóból induló táróban végeztük el RAD7 detektorral. Az alagútban, az Aragonit barlang faláról és az Ősforrás vízfelszínéről kőzetmintát is vettünk azért, hogy a radon lehetséges forrásáról is megpróbáljunk információt nyerni.

Ezeket az adatokat összegyűjtve szeretnénk jellemezni a Gellért-hegyi radon anomáliát, bemutatni a változásokat a régebbi adatokhoz képest, ha vannak, valamint megvizsgálni, hogy mi lehet a magas radonkoncentráció eredete.

2. Radon az emberi környezetben

2.1. A radon tulajdonságai

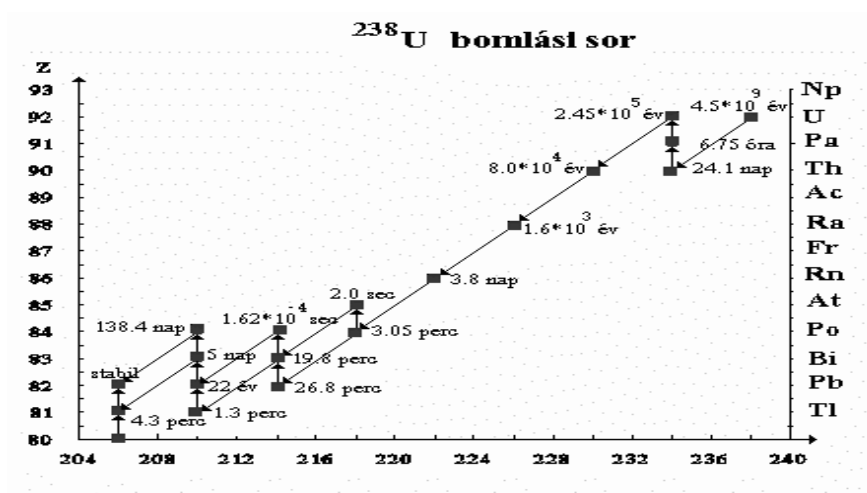
A természetben a radonnak három izotópja található meg: az aktínon (^{219}Rn), a toron (^{220}Rn) és a radon (^{222}Rn). A három izotóp közül a radonnak a leghosszabb a felezési ideje 3, 82 nap. A másik kettő rövid felezési ideje miatt kis koncentrációban található meg a környezetben.

Név	Izotóp	Felezési idő	Bomlási sor anyaeleme	Bomlási sor anyaelemének izotóp aránya (%)
Radon	^{222}Rn	3.82 nap	^{238}U	99.28
Toron	^{220}Rn	55.6 s	^{232}Th	100.00
Aktínon	^{219}Rn	4 s	^{235}U	0.72

1.táblázat A radon izotópok és tulajdonságai

(<http://ion.elte.hu/~kornyezet/kornyfiz/lev/lev.htm>)

Az urán és a tórium alfa-bomló, radioaktív atommagok. Ezek bomlástermékei, leányelemei szintén radioaktív tovább bomló atomok. A bomlási sorok az ólom vagy a bizmut valamelyik izotópjával érnek véget. A radon az ^{238}U bomlási sorának egyik eleme és az anyaeleme a ^{226}Ra .



1. ábra A ^{238}U bomlási sora (<http://members.iif.hu/rad8012/kemia/izotop1.doc>)

2.2. Radon a vizekben

A vizek természetes radioaktivitása a litoszférával és atmoszférával való szoros kapcsolatának az eredménye. A felszíni és felszínalatti vizekben a radionuklidok a kozmikus sugárzás hatására, vagy a talajból és kőzetekből kioldódva jelennek meg, mint radioaktív izotópok, vagy ezek radioaktív leányelemei.

A felszín alatti vizek radioaktivitása sokkal magasabb, mint a felszíni vizeké. A felszín alatti vizek radioaktivitása az alapkőzetben előforduló urán és tórium eredménye. A termál és ásványvizek hosszú időt töltenek különböző összetételű vízzáró rétegek között, amelyekkel kölcsönhatásba lépnek így jelentős mennyiségű radioaktív izotópot oldanak ki belőlük. A radionuklidok vízben oldható és oldhatatlan, illetve egyszerű és komplex ionok formájában jelenhetnek meg. A felszín alatti vizek radioaktivitását és összetételét a kőzet típusa és hidrogeológiája határozza meg.

A vizek radioaktivitását hőmérsékletük is nagy mértékben befolyásolja. Az alacsonyabb hőmérsékletű vizek kevesebb ásványi anyagot oldanak ki az őket körülvevő kőzetekből, ezért a hidegebb vizek rádium koncentrációja jóval kisebb, mint a melegebb vizeké. Azonban a levegővel közös felülettel rendelkező radon vízben való oldékonysága a hőmérséklet növekedésével csökken, más gázokhoz hasonlóan. Ezért melegebb vízből könnyebben párolog ki a radon.

Az felszín alatti vizek radioaktivitását főként a radon, a rádium és az urán eredményezi. Ha a víz aktivitáskoncentrációja nagyobb, mint 370Bq/l, akkor radioaktív ásványvíznek tekintjük. (Barótfi. I. 2000) A vezetékes ivóvíz általában 2-3Bq/l radon koncentrációjú. A vízben oldott radon aktivitáskoncentrációja általában kb. 1000-szer nagyobb az ugyanott oldott rádium aktivitásánál. A radon forrása csak a szemcsékben marad, ritkán oldódik bele a vízbe.

2.3. Radon a levegőben

A természetben lévő, hosszú felezési idejű atomok, radioaktív elemek általában helyhez kötöttek, nem hagyják el azt a kőzetet, amely körülveszi őket. Ezen tulajdonságuk révén sugárvédelmi szempontból nem, vagy kevéssé veszélyes az emberi egészségre.

A radon (^{222}Rn) izotópjai azonban nemesgázként kevésbé vannak megkötve, jelentős diffúzióra, vándorlásra képesek. A radon a rádiumot tartalmazó kőzetből kijutva, a kőzet pórusaiba diffundálva, néhány nap alatt a felszínre tud jutni. Leggyorsabban a törésvonalak, nagyobb repedések mentén éri el a felszínt. Ha a radon a mélyebb rétegekben keletkezik, akkor igen kicsi a valószínűsége, hogy elérje a felszínt, mert az idő alatt, míg a felszínre ér, elbomlik.

A kőzetek porozitásától, a geológiai jellemzőktől és a meteorológiai viszonyoktól is függ, hogy a radon gáz mekkora utat tud megtenni talajban, kőzetben. Ezekon kívül még befolyásoló tényező a talajvíz, a talaj nedvességtartalma, a hőmérséklet és a nyomás-különbség is. A talaj minősége is nagymértékben meghatározza a radon mozgását. A radon diffúziós úthossza porózus szilárd testekben néhány cm-től néhányszor tíz méterig változhat.

A levegő természetes radioaktivitás koncentrációjából következtethetünk a talaj radioaktív anyagtartalmára és a talaj-levegő közötti anyagcsere intenzitására. A radonkoncentrációt növeli a légkörben a légköri nyomás csökkenése, valamint a hőmérséklet növekedése. (Orbán I. 2008.)

A magyarországi barlangok éves átlagos radonkoncentrációja $0,3\text{-}20\text{kBq/m}^3$ között változik. (Hakl J. 1997.) A barlangokra jellemző magas radonkoncentráció eredetére különböző feltételezések vannak. Az egyik feltevés az, hogy a barlangot körülvevő kőzetből származhat a radon. Ez esetben a kőzetben uránt, tóriumot vagy leányelemeiket tartalmazó ásványok vannak. A másik gondolat, hogy a barlangi vízfolyásoknak is nagy szerepük lehet a barlangi levegő radon koncentrációjának kialakításában, mégpedig úgy, hogy a vízben jól oldódó radon a felszín alatt feldúsulhat, majd a levegőbe jutva növeli annak radontartalmát. A karsztvizeknek kettős tulajdonságot tulajdonítanak. Segítheti és gátolhatja is a radon pórusterbe jutását. A hévforrások is jelentős mennyiségű radont tartalmazhatnak, $30\text{-}600\text{Bq/l}$ (Palotai 2005.), amik szintén növelhetik a barlangok radonkoncentrációját. Vizsgálataink során ezt is figyelembe vettük.

A lakosság a sugárterhelés legnagyobb részét az épületekben, lakásokban előforduló radontól (^{222}Rn) és rövid felezési idejű leányelemeitől veszi fel. A radon az épületek belső terébe bediffundál, ott felhalmozódik és nem tud kiürülni, a lakosság nagy része pedig idejének legnagyobb részét az épületekben tölti. A lakások radonkoncentrációja főleg a talajból származik (45%), repedéseken, vezetékeken, csatornákon keresztül szívódik be a lakásba a nyomás különbség hatására. Kisebb része diffúzióval

érkezik (15%). Másrészt a külső levegőből bediffundálva (17%) és az építőanyagból kidiffundálva (20%) is kerül radon az épületekbe. Legkisebb arányban a vízből (2%) és a konyhai gázból (1%) bejutó radon növeli a koncentrációt. (Marx Gy. 1996. 199.o.)

2.4. Radon a talajban

A talaj szerepe a radioaktív anyagok tárolásában és felhalmozásában igen jelentős. Az alapkőzet származása, összetétele, a mállás és a talajképződési folyamat jellege határozza meg a talaj természetes radioaktivitását. Emellett a talajok természetes radioaktivitása függ az alkalmazott mezőgazdasági technikáktól, a meteorológiai paraméterektől, és egyéb környezeti tényezőktől. Azokban a talajokban nagyobb a radioaktív elemek mennyisége, melyek savas jellegű kőzetek mállásából keletkeztek. A felszíni rétegek radon koncentrációja a talaj gázátbocsátó képességétől, valamint a diffúziós állandótól és a porozitástól is függ. Az összes természetes radioaktív elem sugárzási energiájának 98%-át ez a négy elem sugárzási energiája adja. (Barótfi I., 2000)

Az urán több izotópja is jelen van a felszíni kőzetekben, talajokban ilyen az ^{238}U és a ^{235}U ^{226}Ra a ^{222}Rn közvetlen anyaeleme, melynek aktivitás koncentrációja 10-100Bq/kg között változik a talaj és a kőzet típustól függően. (Barótfi I. 2000) A ^{226}Ra átlagos koncentrációja a talajban 25Bq/kg.

A hazai kőzetek átlagos urántartalma 0,5-5g/tonna között változik. A magasabb értékek az idősebb agyagokhoz, agyagpalákhoz, valamint a savanyú magmás kőzetekhez kapcsolódnak. (Tóth E. 1999) Magyarországon is vannak olyan helyek, ahol az átlagosnál jóval magasabb a radon koncentrációja. Ezek nagy részben andezit vagy gránit alapkőzetű hegységeinkben észlelhetők, mint például a Velencei-hegységben, Mecsekben, Soproni-hegységben stb.

A talajok felső rétekében lévő radon aktivitás koncentrációja függ még a hőmérséklettől és az évszakoktól is. A radon koncentrációnak maximuma nyáron, télen és ősszel meg minimuma van.

2.5. A radon egészségügyi hatásai

A természetes háttérsugárzás dózisa körülbelül 54%-a a radon bomlásából származik, ez a természetes sugárdózis $2300\mu\text{Sv}/\text{év}$ a világátlagban, (Köteles) emiatt külön figyelmet érdemel. (2.ábra)



2. ábra A természetes sugárterhelés megoszlása (Köteles)

A sugárzásoknak komoly biológiai hatásuk van. A sugárzások lehetnek determinisztikus és sztochasztikus hatásúak.

Determinisztikus: A determinisztikus hatás minden esetben megjelenik, ha a dózis a küszöbértéket meghaladja. Ennél a hatásmechanizmusnál a kiváltott károsodás súlyossága arányos a dózissal. Determinisztikus hatásra $0,3\text{Sv}=300\text{mSv}$ felett számíthatunk

Sztochasztikus: A károsodások valószínűség-elmélettel írhatók le, bekövetkezésük csak valószínűsíthető, valószínűsége a dózis növekedésével lineárisan növekszik. Az általánosan elfogadott elmélet szerint nincs küszöbdózis. Sok (akár több tíz- vagy százezer) ember adatainak elemzése szükséges

A biológiai sugárhatást meghatározó szempontok: sugárzás dózisa, sugárzás típusa, besugárzás időtartama, időeloszlása, besugárzás térbeli eloszlása, egyéni variabilitás, egészségi állapot.

A radon alfa-bomlással bomlik, ez nagy energiájú, de kis hatótávolságú bomlás- az élő szövetben körülbelül 30 mikrométer. Emiatt külsőleg nem jelentős, viszont a szervezetbe bejutva, a belső szervekben (tüdő, gyomor) komoly egészségügyi hatása lehet. Ezt a hatást leginkább a radon leányelemeinek bomlása idézi elő. Ezek ugyanis kitapadnak a tüdő falára, míg be- vagy kilégzéskor a radon távozik. A legtöbb leányelem a tüdő kanyarulataiban tapad meg belégzéskor.

Ha a test valamely sejtjét sugárzás károsítja, annak három fő következménye lehet: a sejt sikeresen helyreállítja önmagát; nem képes helyreállítani önmagát és elhal; nem képes helyreállítani önmagát, de nem hal el. A hosszú távú hatások (10-15 év) kockázata a harmadik esetben rejlik.

Az Oxfordi Egyetem kutatásai szerint a zárt terekben (például lakásokban) felhalmozódó radon felelős a tüdőrákos esetek 9%-áért és az összes rákos megbetegedés 2%-áért. A dohányosoknál pedig a radon 25-szörös kockázatot jelent. A veszély rendszeres szellőztetéssel jelentősen csökkenthető. A tüdőrákot okozó tényezők sorában a radon a cigaretta után a második helyen áll. (www.wikipedia.hu/radon)

A radon káros hatásai mellett azonban pozitív hatásairól is említést kell tenni. A radon kis mennyiségben előfordul a gyógy- és ásványvizekben. Ha a radon kis mennyiségben, rövid ideig kerül a szervezetbe, akkor pozitív egészségügyi hatása is lehet. A radongáz pozitív hatását kétféle terápiás gyógykezelésnél használják fel: az egyik a radonbarlangokban lévő radonterápia a másik pedig a radonfürdőzés.

A radon a szervezet endorfin termelését stimulálja, ezért fájdalomcsillapító hatása van. Ez a hatás késleltetett és kúraszerű kezelés után jelentkezik. A radon a sejtek anyagcseréjét és szabadgyök-fogó termelődését fokozza. A kisdózisú sugárzás hatására a sugárkárosodással szemben természetesen is meglévő védőmechanizmusok aktiválódnak. A radon hatására az immunrendszer működése fokozódik, a húgysav kiválasztása nő, a vérnyomás csökken. Az ivarmirigyek működésére és a pajzsmirigy anyagcseréjére is jó hatású. A radonfürdő a reumatikus betegségek, bőrbetegségek, meddőség, időskori tünet együttesek kezelésére is alkalmas.

(<http://www.phoenixtravel.hu/mofetta.php>)

2.6. A Rudas-fürdő forrásainak egészségügyi hatásai

A Rudas Ivócsarnokában a forrásvizeket különböző megbetegedések és panaszok enyhítésére alkalmazzák. A források vizét ivókúrák keretén belül ajánlják fogyasztásra.

A Hungária forrás vizét gyomorhurut, gyomorsavtúltengés, vesemedence bántalmak, ideges gyomor bajok gyógyítására tartják alkalmasnak.

Az Attila forrás vizét légzőszervi hurutok, gyomor- és bélhurutok, hólyag, epe és májbántalmak esetén páratlan hatásúnak tartják.

A Juventus forrás vizét magas vérnyomásra, korai előregedés ellen és reumatikus és köszvényes megbetegedések ellen ajánlják.

A 2. táblázatban összefoglalva láthatjuk az egyes források összetételét, a kation és anion tartalmukat, illetve a rádiumemanációjukat, a helyszíni és internetes információk szerint. A rádiumemanáció manapság már csak radonnak nevezzük. A táblázat alján lévő eman egység a víz egy literének Rádium-emanáció tartalmát jelenti. Ezek az értékek nagyon különböznek az általunk mért radon koncentrációktól.

	Attila forrás		Juventus forrás		Hungária forrás			
	Gramm	Egyenérték %	Gramm	egyenérték %	gramm	Egyenérték %		
K A T I O N O K	Kálium-ion	0,0182	2,0290	0,0194	2,1874	0,0167	1,9541	
	Nátrium-ion	0,1724	32,6938	0,1656	31,7800	0,1554	30,9276	
	Lítium-ion	0,00033	0,0270	0,00004	0,2539	0,00003	0,0196	
	Kalcium-ion	0,1090	43,2942	0,1990	43,7854	0,1947	44,4543	
	Stroncium-ion	0,0013	0,0187	0,0012	0,1208	0,0015	0,1564	
	Bárium-ion	0,0003	0,0187	0,0001	0,0061	0,0005	0,0329	
	Vas-ion	nyomok	-	nyomok		nyomok		
	Magnézium-ion	0,0002	0,0313	0,0599	21,7200	0,0594	22,3504	
	Réz-ion	0,000003				0,000001		
	Mangán-ion			0,0003	0,0481	0,0001	0,0164	
	Ammónium-ion					0,00035	0,0887	
	A N I O N O K	Klorid-ion	0,17524	21,4709	0,17237	21,3873	0,16171	20,8167
		Bromid-ion	0,0007	0,0371	0,0008	0,0441	0,0004	0,0228
Jodid-ion		0,000057	0,0017	0,000045	0,0017	0,000053	0,0018	
Borsav-ion		0,0041	0,4172	0,0032	0,3293			
Hidrokarbonát		0,62015	44,3176	0,59272	42,8378	0,59754	44,8134	
Foszfát-ion		0,0001	0,0135	0,0002	0,0277	0,0001	0,0141	
Fluorid-ion		0,0008	0,1835	0,0007	0,1466	0,0005	1,1203	
Szulfát-ion		0,3697	33,5585	0,3837	35,2250	0,3571	34,0184	
Metakovasav		0,0434		0,0413		0,0397		
Kénhidrogén		0,0023		0,0020		0,01135		
Szabad szénsav		0,32151		0,30118		0,30923	0,1921	
Metaborát-ion					0,0018			
Szerves savak					0,0001			
Összesen:	1,99024		1,944919		1,898264			
Rádium-emanáció	58,9 eman		56,6 eman		73,6 eman			

2. táblázat A gyógyvizek összetétele

(<http://www.budapestgyogyfurdoi.hu/tartalom.php?idx=17>)

2.7. Határértékek, szabályozások

Sugárvédelem célja a népesség védelme és a sugárzás alkalmazásának szabályozása. Az egyéni sugárterhelés egyenérték- és effektív dózisa nem haladhat meg egy megállapított határértéket, ez a határérték a természetes sugárzási szint a 2,4mSv felett értendő. Ezek a korlátok a legújabb Magyar Törvények között szerepelnek.

Lakossági sugárterhelés: radioaktív sugárzással járó (pl. erőművek, reaktorok, besugárzó berendezések stb.) tevékenység következtében a lakosság érintett csoportjának becsült átlagos dózisa ne lépje túl a következő korlátokat:

- 1mSv effektív dózis egy évben,
- Különleges körülmények esetén 5mSv effektív dózis egy évben úgy, hogy öt év átlaga nem lépi túl az 1mSv/évet,
- 15mSv egyenérték dózis a szemlencsére, valamint
- 50mSv egyenérték dózis egy évben a bőrre.

Foglalkozási sugárterhelés: A dolgozók foglalkozási sugárterhelését úgy kell szabályozni, hogy azok a következő korlátokat ne lépjék túl:

- 20mSv effektív dózis évente, öt egymást követő évre átlagolva (100mSv/5év),
- 50mSv effektív dózis bármely egyetlen évben,
- 150mSv egyenérték dózis egy évben a szemlencsére, valamint
- 500mSv egyenérték dózis egy évben a végtagokra (kéz, láb), vagy a bőrre.

A nemzetközi szervezetek ajánlásokat készítettek az ivóvizek maximális radioaktív anyagok koncentrációjára, illetve a fogyasztásból származó sugárterhelés korlátjára. A WHO 1993-ban megjelentetett „Guidelines for Drinking Water Quality” kiadványában úgy foglalt állás, hogy a napi 2 liter vízfogyasztást feltételezve az egy éves lekötött effektív dózis nem haladhatja meg a 0,1mSv értéket.

Az EU az ivóvizekre vonatkozó Európai Uniósi irányelvekben átvette ezt: a sugárterhelés korlátozásának bevezetését és az ivóvizek ellenőrzését ajánlja. A 0,1mSv/év korlátba nem tartozik bele a ^3H , ^{40}K és a ^{222}Rn és leányelemi okozta

sugárterhelés. A vízben oldott radonkoncentráció korlátozásáról, az EU külön ajánlást adott ki. Ezek alapján 100Bq/l alatt nem kell, 100-1000Bq/l között célszerű, 1000Bq/l felett mindenképpen indokolt a beavatkozás. A WHO (1993) ajánlása alapján a korlátot nem kell kiterjeszteni a forrás és ásványvizekre, mivel ezeket csak kúraszerűen fogyasztják.

Azonban a fogyasztási szokások az utóbbi években megváltoztak, egyre többen az egészségesebb életmód reményében csak ásvány és forrásvizet isznak. (Somlai 2005.)

3. A Gellért-hegy bemutatása

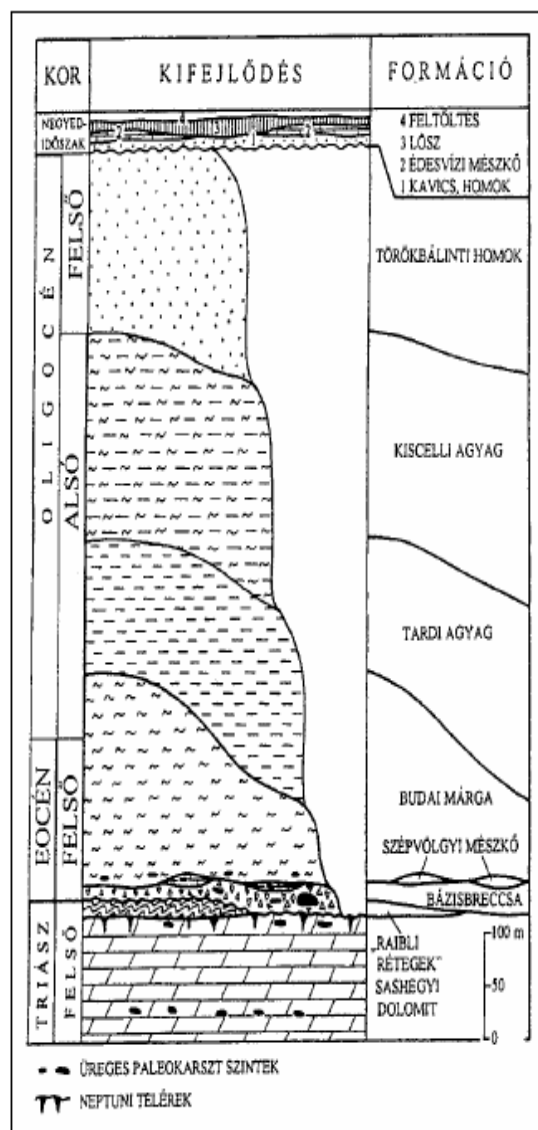
3.1. A Gellért-hegy geológiája

3.1.1. A Gellért-hegy földtani felépítése

A Gellért-hegy a Budai-hegység egyik tagja, amelynek felszíni legidősebb ismert kőzetei triász korúak, az alaphegységet felépítő mezozóos karbonátos rétegsor alatti kőzetei még nem ismertek.

A Gellért-hegy fő tömege triász dolomitból áll, amelyben helyenként szerves anyag-dús agyagmárga, márga illetve tűzköves dolomit, mészkőrétegek épülnek be. Az üledékhézag után egy 9-25cm vastagságú báziskonglomerátum települ, és ezt néhol a Szépvölgyi Mészkő Formáció fedi. Ezeken helyezkedik el a felső-eocén – alsóoligocén Budai Márga Formáció. Az oligocén időszakot a továbbiakban a Tardi- és a Kiscelli Agyag képviseli. Maximális vastagságuk 120, illetve több mint 200 méter. A Törökbálinti Homokkő Formáció a késő-oligocén időszakban képződött.

A Gellért-hegyi pleisztocén édesvízi mészkövek, lösz és Duna teraszként értelmezett kavics, kavicsos homok képviselik.



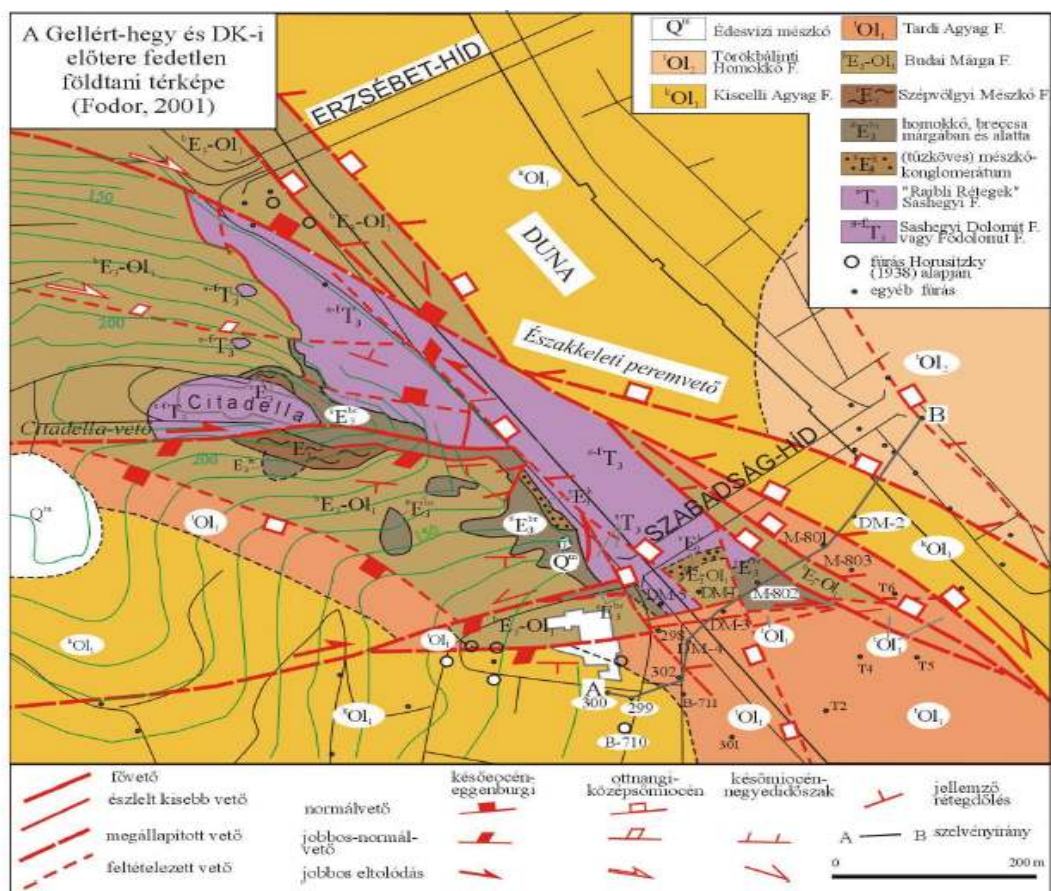
3. ábra A Gellért-hegy és környezetének rétegsora (Korpás et al. 2002)

3.1.2. A Gellért-hegy szerkezeti felépítése

A Budai-hegység szerkezetét a vetős elemek határozzák meg, melyek legjellemzőbb iránya északnyugat – délkelet és kelet – nyugat. Ezáltal a Gellért-hegy szerkezetére is jellemző a vetős elemek jelenléte.

A legfontosabb tektonikai elem a Gellért-hegy északkeleti oldalán futó, északnyugat – délkeleti csapású normálvető, illetve vetőzóna, mely északnyugaton több ágra szakadva áthalad a Rudas-fürdő területén, majd a Duna alatt haladva a Szabadsághídtól délre a folyó bal partjára ér. (4.ábra) A tulajdonképpeni fővető a Duna medre alatt halad, a Gellért-hegy sziklafalát alkotó vető kisebb vetési magasságú. (Korpás et al. 2002) A Gellért-hegyi hévforrások feltehetőleg ehhez a vetőzónához kapcsolódnak (Tóth 2003)

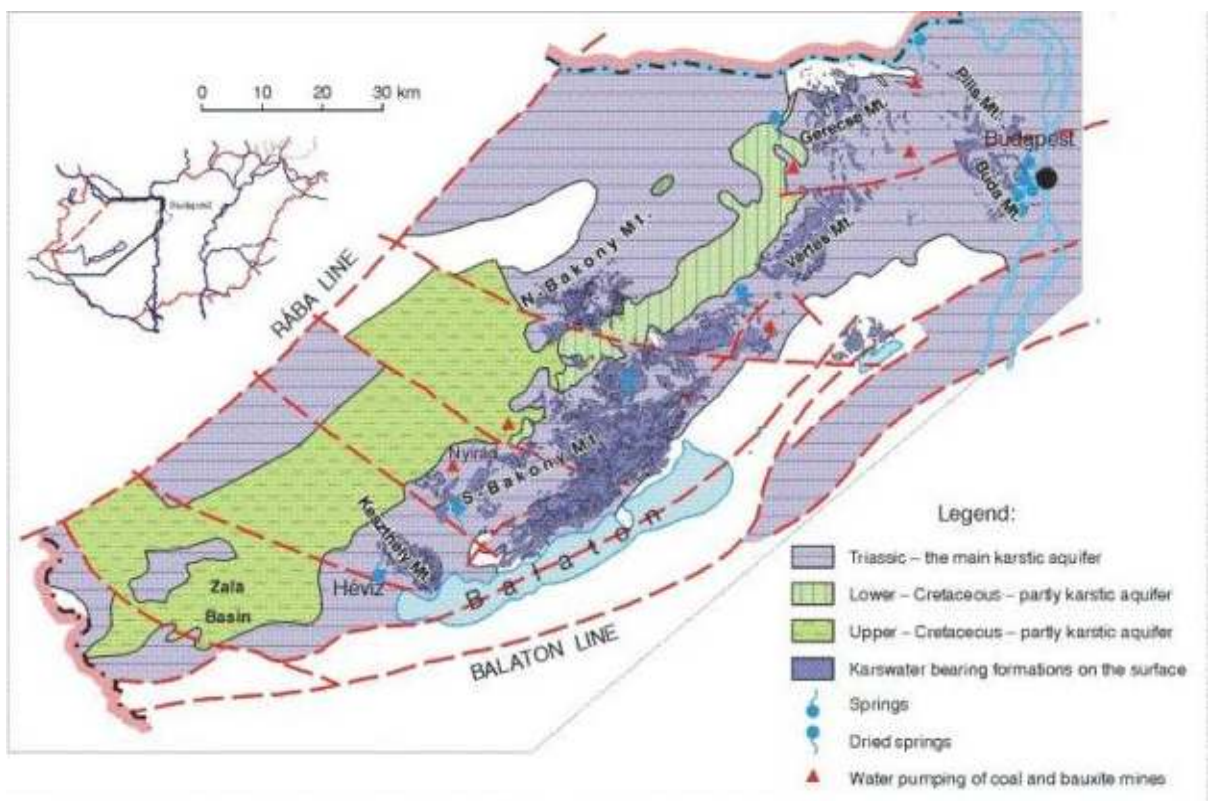
A radon a vetőzónák közelében létrejött hajszál repedéseken kiszabadulhat és a forrásvizekbe oldódhat.



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

3.2. A Gellért-hegy hidrogeológiai jellemzői

A karsztvíztároló képződmények fejlődési és szerkezeti tulajdonságainak vizsgálata hazánkban kiemelkedő fontosságú, mivel felszínalatti vizeink közel egyharmada ezekben a kőzetekben tárolódik. A Dunántúli-középhegységi nagyszerkezeti zóna uralkodóan mezozóos - elsősorban triász - karbonátos képződményekből épül fel, s a legnagyobb vastagsággal képviselt felső-triász kőzetek az ország legkiterjedtebb egybefüggő karsztvíztároló összletét alkotják. A térség karsztvízkészlete ivóvízként is rendkívül fontos szerepet kap, de kiemelkedő jelentőségűek a hegységperemeken fakadó termálforrások is, elsősorban a budapesti termálkarszt forrásai ÉK-en. (Jocháné Edelényi Emőke, <http://www.mafi.hu/mafi/hu/node/11>)



5. ábra A Dunántúli-középhegység karsztvíztároló képződményei

(<http://www.mafi.hu>)

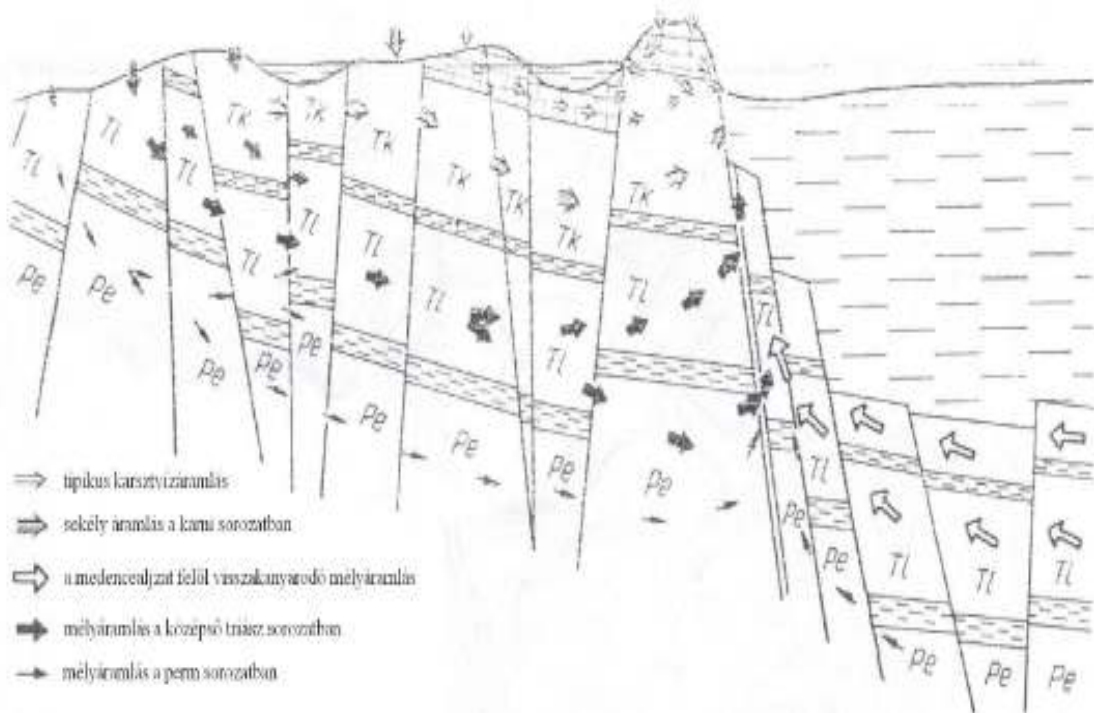
A Budai-hegység termálkarszt rendszere a Dunántúli-középhegység felszín alatti vízrendszerébe illeszkedik. Földrajzilag a Pilis és a Vác-Csóvári rögök területe tartozik hozzá. A morfológiai vízválasztó nem esik egybe a karsztrendszer gerincvonala által kijelölt hidrogeológiai határral. A beszivárgási terület és a beszivárgási vízmennyiség vizsgálata még nem tisztázott. A megcsapolódási terület erősen koncentrált, mivel a

tektonikai vonalokhoz kapcsolódik, és nagy geotermikus gradiens kíséri. A természetes megcsapolódási terület a Duna jobb partján, a Budai-forrásvonalnál található.

Elsőkén Zsigmondy Vilmos (1878) vetette fel annak az ötletét, hogy a Dunántúli-középhegység területén beszivárgó felszíni eredetű vizek lejuthatnak a vastag üledék réteg alatt nagy mélységben elhelyezkedő karbonátos kőzetekbe. Itt felmelegednek, majd termálvízként a felszínre törnek.

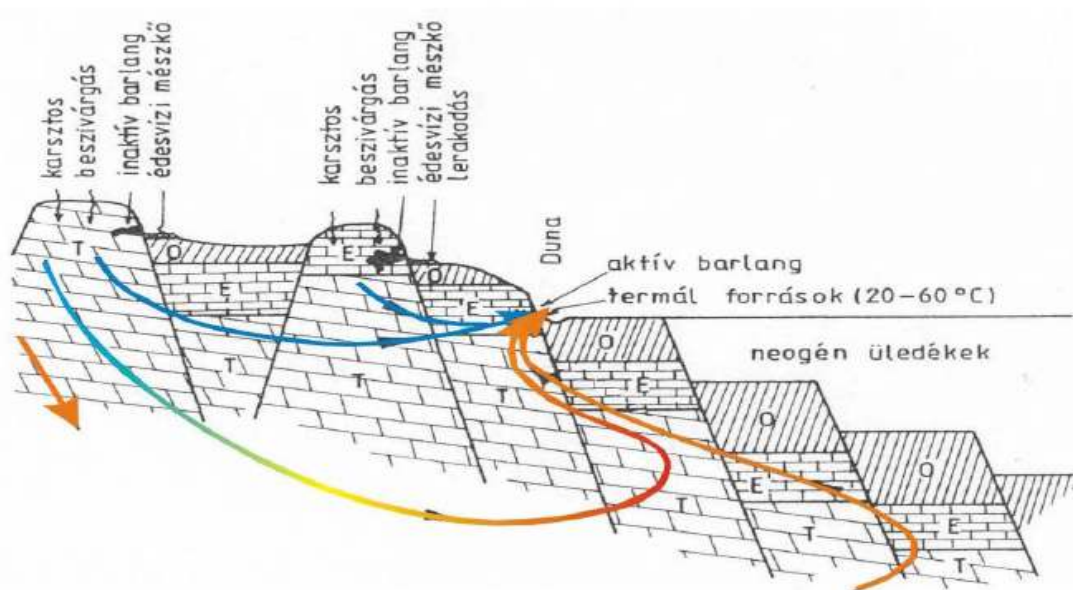
Később Schafarzik (1926, 1928) alkotta meg a hévizes áramlási modelljét és az emeletes áramlási rendszer lehetőségét is felismerte. Ezt a modellt 1964-ben Vendl és Kisházi gondolta újra. Munkájukban ők mondták ki először, hogy a termálvizek megcsapolódása és feláramlása a törési zónákhoz kapcsolódik.

Alföldi 1981-ben Alföldi László A budapesti geotermikus áramlási rendszerek modellje című munkájában írta, hogy a Budai Termálkarszt karbonátos képződményei közé tűzköves és márgás rétegek települnek, és így egy több ezer méter mélyre hatoló kényszerpálya rendszert alkotnak (6.ábra). Ezek az áramlási pályák egyrészt lehetővé teszik a beszivárgó víz nagyobb mélységbe jutását, valamint a vizet meghatározott zárt pályára kényszerítik, mivel az impermeábilis kőzetszakaszok elzárják a már leszivárgott víz felszín felé való áramlásának útját, és továbbáramlásra kényszerítik, mindaddig míg egy meghatározott szerkezeti övnél a felszínre nem törnek. Ezek szerint a langyos és meleg vizeknek mind a beszivárgási területe, mind az áramlási útvonala elkülönülhet egymástól. Minél melegebb egy termálvíz annál meghatározóbb a felszálló ág aránya a víz jellegének létrehozásában, ellentétben azzal, hogy ha minél hidegebb egy víz, annál inkább a felszíni eredet szabja meg a jellegét. Az utánpótlódási területeken beszivárgó csapadékvíz a forrásvonalakat megkerülve karéjos áramlással jut vissza a felszínre. A kényszerpályán áramló felszín alatti vizeket a természetes földi hő áram melegíti fel. A budapesti áramlási rendszer energiáját a felfűtés hatására bekövetkezett térfogatsúly csökkenés és a hegységbeli beszivárgás által fenntartott gravitációs szintkülönbség szolgáltatja. Alföldi ezt az áramlási rendszer típust hidrodinamikus vezérlésű geotermikus áramlásnak nevezte el.



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

Kovács és Müller 1980-ban készítették el a mai nap is elfogadott koncepciók modelljét a Budai Termálkarszt áramlási rendszerére, mely a korábbi modellek integrációja és a karsztrendszer fejlődéstörténete is fel van tüntetve rajta (7.ábra). Müller (1989) alapján az a nézet az elfogadott, hogy a karsztrendszerben keringő termálvizeket a geotermikus hő fűti fel és a utánpótlódás első sorban meteorikus eredetű.



7. ábra A Budai-hegység karsztvíz áramlási rendszere (Kovács & Müller 1980 után)

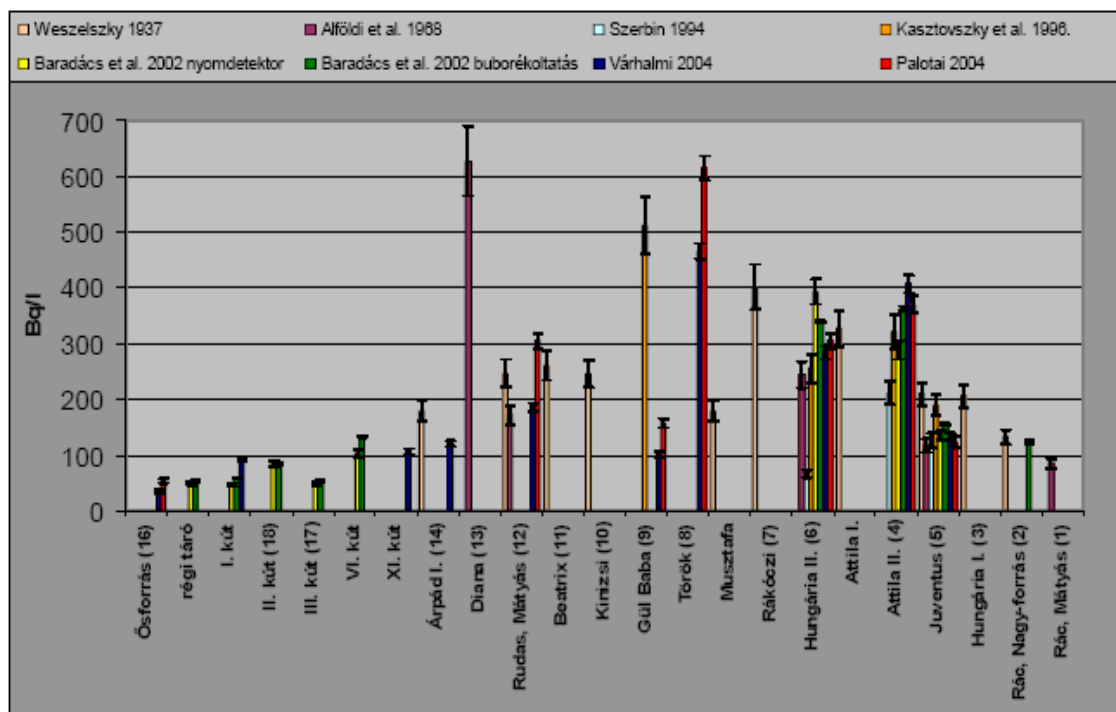
3.3. A kutatási helyszínek bemutatása

3.3.1. A Rudas fürdő és az ivócsarnok kútjai

A Gellért-hegyi hévforrások feltételezhetően a permii vetőzónákhoz kapcsolódóan jelennek meg, hőmérsékletük 30-47°C között változik. Egy-egy forrás hőmérsékletének ingadozása 3-4°C-nál nem nagyobb (Alföldi 1968).

Valamennyi forrás triász dolomitból fakad, a fűrt kutak is általában erre vannak szűrőzve. A források csoportra három gyógyfürdő települt.

A Gellért-hegy forrásainak radontartalmát megvizsgálva egy, a Rudas-fürdő környezetében kicsúcsosodó koncentráció maximumot figyelhetünk meg. (Palotai 2005.) A Gellért-hegy déli részén 30-100Bq/l közötti koncentrációk jellemzők, a legkisebb értéket a déli Ősforrásban mérték. A Rudas felé haladva a koncentrációk nőnek, ott 120-tól egészen 600Bq/l-ig is felmegy a radontartalom, majd a Rác-fürdő felé ismét lecsökken 80-130Bq/l-re. Tehát ez az anomália a Gellért-hegy északi részén található, központja a Rudas-fürdő, északnyugat (Rác-fürdő) és délkelet (Gellért-fürdő) irányban a mért értékek csökkennek.



8. ábra A Gellért-hegyi források publikált radontartalma (Palotai 2005)

A Rudas-fürdő forrásainak egy része már régóta ismert. A fürdő illetve az Erzsébet-híd építésének alkalmából több, egymással többé-kevésbé összefüggő forrást

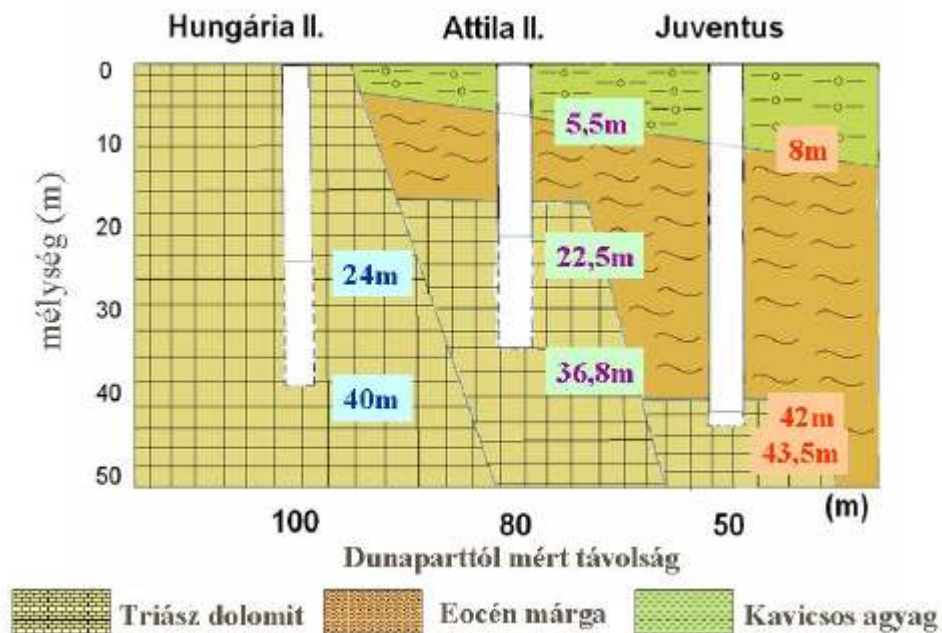
tártak fel, mint például az Attila I.-, Hungária I.-, Árpád II.-, Gülbaba- és Rákóczi-források.

A források egy részét kőagyagsó vezetéken át közös gyűjtőrendszerbe kapcsolták, ahonnan szivattyúval továbbítják a fürdőbe és az ivócsarnokba.

A források vize a 30-as években kevésnek bizonyult, ezért 1932-ben lefűrték az Attila II.-, Juventus kutakat, 1935-ben pedig a Hungária II. kutat. 1964-ben pedig átépítették az Attila II.-, Juventus- és Hungária kutak felső részét.

Az Attila II.- és a Juventus kút vizét a fürdőbe és az ivócsarnokba, míg a Hungária II. kút vizét az ivócsarnokba vezetve használják fel.

A Hungária II. kút 100m-re van a Duna partjától a fúrás mélysége 40m, a szűrőzés 24 méternél kezdődik, az egész fúrás triász dolomitba hatol bele. Az Attila II. kút 80m távolságra van a parttól 22,5m a kút mélysége és a szűrőzés 36,8m-re nyúlik le. Áthalad 5,5m vastag kavicsos agyagon, és 12m vastag eocén márgán. A Juventus-kút a legmélyebb. Szűrőzése 42m és 43,5 méter között van, mivel a triász dolomit a Duna közelében egyre mélyebben érhető csak el.



9. ábra A kutak földrajzi környezetete. A három kút szűrőzését és a földtani képződmények elhelyezkedését mutatja be Alföldi (1968) alapján. A kutak térbeli helyzete nincs egy egyenesben, az ábra ilyen tekintetben egy vetületként fogható fel. A Vetők, repedések csak illusztrációként szerepelnek.

3.3.2. A Gellért fürdő alatti alagút, az Aragonit barlang és az Ősforrás

A Gellért-hegy alatti táró a Gellért-fürdőből, pontosabban a fürdő gépházából közelíthető meg. A hetvenes években kezdték el fúrni a közel 1200 méter hosszú alagutat, amely a Rudas érintésével, a Gellért- és a Rác- fürdőt köti össze. A járatnak több funkciója is van, de a legfőbb az, hogy az itt lefúrt kutak olyan forrásvizet adjanak, hogy azok magas vízállás esetén se keveredjenek a Duna vizével. A járat bal oldalán találhatóak a működő kutak, melyek a Gellért-fürdőn kívül, a Rudas- és Rác-fürdőt is ellátják tiszta termálvízzel. Az alagútban víz- (GT3, GT11, GT10) és levegő mintákat is vettünk. Ezeken kívül még a Rudas-fürdő melletti gépházban lévő Diana forrás vizének radon aktivitás koncentrációját is megmértük

Még az alagút elején, a jobb oldalon találjuk az Aragonit barlangot. A barlanghoz egy vaslétrán jutunk fel. Az Aragonit-barlang ürege a kedvezőtlen karsztosodású dolomitnak és a szarukőbreccsának a határán alakult ki. E karsztosodási folyamatban az oldásformák tanúsága szerint, döntő szerepe volt a meleg vizeknek. Aztán az üreget teljesen kitöltötte a felszíni eredetű, finom dolomitpor és a szaruköves üledék. Később ezek kimosódtak, ám újabb feltöltési szakaszok következtek, s ezek során jellegzetes, vörös színű limonitos agyag is lerakódott benne. Részben erre, részben az üreg falfelületére rakódott le aragonit, az a hófehér kalcium-karbonátos réteg, amelyről a barlang a nevét is kapta. Már az üreg feltárulásakor észlelték, hogy mennyezetét és alját nem azonos szerkezetű ásvány béleli, borítja. Az alsó – limonitos agyagra rakódott – ásvány kazettákat alkotva mélyen „beszívódott” az agyagba (Szablyár Péter, Élet és Tudomány 2000. 50.szám). Itt a levegő radonkoncentrációját mértük meg, mert már előttünk is magas értékeket észleltek ezen a helyen. Továbbá a barlang faláról is vettünk kőzet mintát.

Az Ősforrás szintén a Gellért-fürdő alatti gépházából közelíthető meg. Ott van egy vasajtó, ami általában zárva van, ennek majd a későbbiekben lesz jelentősége. Ha ezen bemegyünk, akkor egy szűk folyosóra jutunk, amin végig haladva az Ősforráshoz érünk. Az Ősforrás vize egy kiépített részen gyűlik össze, mivel régen fürdőként használták, de ma már csak a Gellértben hasznosítják a vizét. Levegője nagyon páradús és meleg, semmiféle szellőztetés nincs a járatban. Régebbi vizsgálatok szerint a levegő radonkoncentrációja nagyon magas 18233Bq/m^3 , ami az előzőekben említett zárt ajtó,

szellőzés hiánya miatt is kialakulhatott. (Orsányi 2003.) Ezen a helyen, víz és a víz felszínéről kalcit mintát vettünk.



10. ábra A Gellért-fürdő alatti alagútban és környezetében lévő mintavételi helyszíneink.

4. Mérési és mintavételi módszerek

4.1. Vízminták radontartalmának mérési módja

4.2.1. Mintavétel módja

A vízmintánkat 10 ml-es fecskendővel 20ml-es küvettába 10ml Optifluor-O folyadékszintillátor, majd néhány alkalommal Instafluor alá fecskendeztük a mintavétel helyszínén, majd lezártuk és parafilmmel rögzítettük.

A szcintillációs mérés technika lényege, hogy a szcintillátorként használt anyag molekulái valamilyen hatásfokkal gerjesztődnek a radioaktív sugárzás hatására, majd fényfelvillanás kíséretében történő foton kibocsátásával mennek át a gerjesztett állapotból az alacsonyabb energiájú alapállapotba. Amikor a detektoranyag folyadék, akkor beszélünk folyadékszincintillációról. Ilyenkor a szcintillációs közeget koktélnak hívjuk. A folyadékszincintillációnak vizes minták mérésénél az a nagy előnye, hogy a szcintilláló anyag elkeveredik a radioaktív izotópokat tartalmazó folyadékkal, és így nagyon kis hatótávolságú sugárzások is észlelhetők.

Az Optifluot-O nem vízzel elegyedő folyadék, a készített minta nem lesz egy fázisú, hanem a szcintillációk a kevésbé sűrű szcintillátor fázisban történnek, míg maga a vízminta a sűrűbb alsó fázisba kerül. A radon atomjai diffúzióval mennek át a szcintillátor fázisba, és 2-4 óra alatt kialakul a koncentrációk egyensúlya. A felső fázisban elbomló radon alfa-részecskéi annyi szcintillációs fotont keltenek, mint egy kb. 150keV energiájú elektron.

A mintavétel során a fecskendővel elkerüljük, hogy a felszívott víz a levegőbe távozzon. Erre azért van szükség mert a radon könnyen szökik ki a vizekből ha hosszabb ideig erre lehetősége van.. A mérések megkezdéséig a tökéletes szigetelést teflon kupak, valamint az üveg és a kupak köré ragasztott parafilm biztosította.

A mérés megkezdése előtt megvártuk, hogy a radioaktív egyensúly a radon és a leányelemei között, valamint a diffúziós egyensúly a minta és a szcintillátor fázis között beálljon. Ez kb. 5óra, amit teszt mérésekkel vizsgáltunk meg.

A Rudas Ivócsarnokban megvásárolt vízmintákat, a folyamatosan folyó csapról fél literes műanyagüvegekbe töltöttük, majd kb. 2-3 perc elteltével, a fentebb leírt eljárás szerint folytattuk a mintavételt. Mind a három kút vizét megmintáztuk. A 2005/2006-os időszakban 60 alkalommal, 9 hónapon keresztül, nagyjából heti kétszeri alkalommal, azonos mintavételi körülmények között történt a mintavételezés. Majd egy év elteltével ismét megmintáztuk a forrásokat 7hónapon keresztül, ugyanilyen eljárással. A Gellért-fürdő alatti alagútból a fűrt kutak csövein elhelyezett mintavételi csapból vettük a mintákat. A kifolyók csapját megnyitottuk és kb.3-4 perc elteltével a fecskendő segítségével közvetlen módon vettük a mintákat.

Az Ősforrásból származó vízmintánkat a lépcsőn állva, kb. 10cm-re a vízfelszín alól vettem, közvetlenül fecskendővel, majd a küvettába fecskendeztem.

4.1.2. Mérési módszer

Szcintillációnak (felvillanásnak) azt a folyamatot nevezzük, amikor a gerjesztett szcintillátor-molekula látható fény kibocsátásával veszíti el energiáját. A radioaktív bomlásban keletkezett részecske, például az alfa bomlásban keletkezett alfa részecske anyagon történő áthaladása során rengeteg molekulát vagy atomot tud gerjeszteni. Így egy jól szcintilláló anyag esetén a szcintilláció során egyszerre sok foton keletkezik, és szalad szét a tér minden irányába. A radon alfa-bomlásának hatótávolsága vizes oldatokban néhány mikrométer, a folyadékszcintilláció kifejezetten alkalmas a radon detektálására.

Fényhozamnak az egy bomlást követően pillanatszerűen felvillanó fotonok számát nevezzük. A fényhozam nagyságát az határozza meg, hogy hány atomot vagy molekulát sikerült a koktélban gerjesztett állapotba hoznia a radioaktív sugárzásnak. Minél nagyobb egy adott sugárzás energiája (pl. alfa-sugárzásé) annál több foton villan fel egy bomlás után. Az alfa energiája arányos a fényhozammal. Ezért a fényhozam mértékegysége is energia jellegű: keVee, azaz kiloelektronvolt-elektron-ekvivalens. Egy 1 MeV-es alfa-részecske fényhozama kb. 83 keVee.

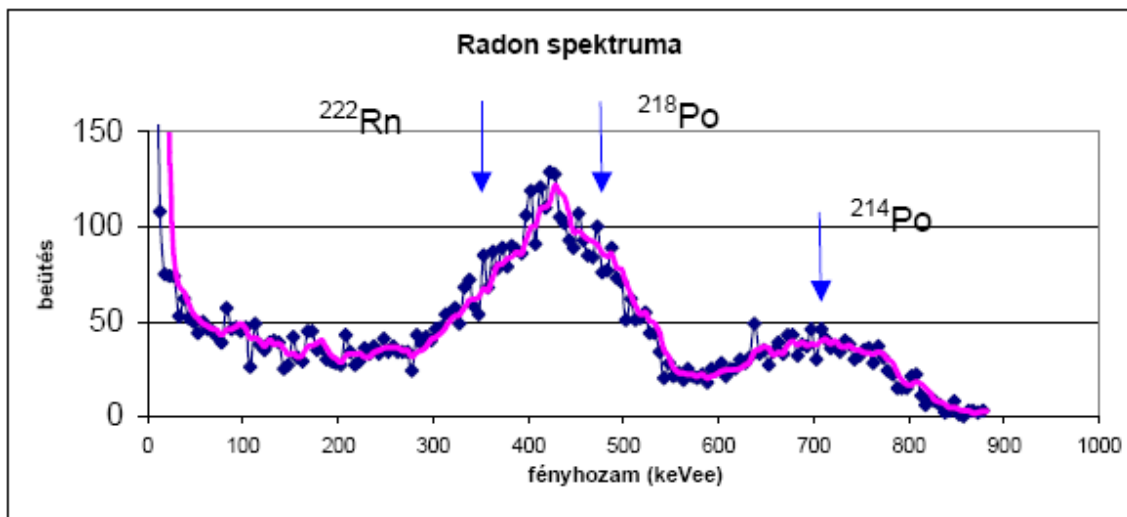
A szcintillációs detektorokban létrejövő látható fényfelvillanásokat a múlt században, még szabad szemmel számolták, ami persze nagyon megnehezítette, körülményessé tette a méréseket. A XX. század közepén fejlesztették ki az első olyan berendezést, ami az emberi szemnél érzékenyebb és a fotonokat elektromos impulzussá alakítja. Ez a fotoelektron-sokszorozó, vagy másnéven fotomultiplier. A következő lépés, hogy ezeket az elektromos jeleket (energiájuk szerint szétválogatva) egy elektronikus egység megszámolja.

Méréseimet az ELTE Atomfizikai tanszékén egy PACARD TRI-CARB 1000 típusú folyadékszcintillációs műszerrel végeztem el. A berendezés két koincidenziába kapcsolt fotoelektron-sokszorozóval működik. A fotomultiplier által átalakított jeleket egy analóg-digital konverter, egy sokcsatornás analizátorra küldi mely energia szerint különböző csatornába válogatja szét a jeleket. Mérési tartománya 0-2000keV. A beütéseket 25 és 900keVee fényhozam tartományban gyűjtöttük be, és a mérési eljárást egy ismert rádium tartalmú vízminta segítségével kalibráltuk.

A műszer egy számítógéphez van kötve, így a spektrumok annak memóriájába kerülnek át. A számítógéphez egy nyomtató is kapcsolva van, így nyomtatott formában is tudjuk követni a mérési adatokat.

A számítógép által kirajzolt, radon fényhozam spektrumát a 11. ábrán figyelhetjük meg. Az ábrán két Gauss-görbe szerű eloszlást látunk a folytonos háttér felett. A 700keVee fényhozamnál lévő csúcs a ^{214}Po alfa-bomlásához tartozik. A ^{222}Rn és a ^{218}Po fényhozam-eloszlásai, és azok maximumai annyira közel helyezkednek egymáshoz, hogy összeolvadnak egy kb. kétszeres intenzitású normális eloszlás görbébe.

Akkor tartalmaz radont és leányelemeit a vizsgált vízminta, ha ez a karakterisztikusan a radonra jellemző spektrum mutatkozik a mérés során.



11. ábra A radon fényhozam spektruma

4.1.3. Az mérések kiértékelése

Miután megvártuk, hogy beálljon a diffúziós egyensúly a két fázis között, illetve a bomlási egyensúly a radon és leányelemei között elkezdtük a mérést. 15 perces méréseket végeztünk, és az adatok kiértékelése a következőképpen zajlott.

Először azt határozzuk meg, hogy a mintánk hány elektromos jelet kelt percenként (CPM). Ez nem feltétlenül azonos a bomlások számával, mert a detektorunknak lehet 100%-nál kisebb hatásfoka is. A mérés során felhasználjuk egy korábbi olyan mérés eredményét, amikor ismert aktivitású radonos oldatok CPM-jét

határoztuk meg. Ezen kalibrációs mérés eredménye a kalibrációs görbe, ami a CPM és a 10ml-es minta aktivitását összeköti. A minta térfogata ismert, ezért az aktivitás koncentráció is kiszámolható. Ennek a jele c , és

$$c = \frac{A}{V}$$

ahol A a minta aktivitása (a mintában másodpercenként történő bomlások száma) és V a minta térfogata. Az aktivitás-koncentrációt Bq/l-ben mérjük. Ismert radon-koncentrációjú mintákkal elvégzett kalibráció eredménye a következő lett:

$$c = \frac{\text{CPM} - 1,21 \text{ Bq}}{1,98 \text{ l}}$$

A mintavétel és a mérés között eltelt idő során a radon feleződött a küvetében. Ez az exponenciális bomlási törvény alapján korrigáltuk.

$$c(\text{méréskor}) = c(\text{mintavételkor})e^{-\lambda t}$$

A t a mérés és a mintavétel időpontja között eltelt idő, λ a radon bomlási állandója.

Excel táblázatot használtunk a mintáink kiértékeléséhez. A táblázatba begépettük a TRI CARB-hoz csatlakoztatott nyomtató által kiírt értékeket, a többit pedig a számítógép számolta ki.

4.2. Levegő radontartalmának mérési módja

4.2.1. Mérési módszer

A RAD7 elnevezésű mérőműszer a radon és a toron radioaktív nemes gázok aktivitás-koncentrációinak meghatározására alkalmas hordozható alfa-spektrométer.

A RAD7 egy szilárdtest félvezető detektort használ, amely egy kis beépített Si félvezető. Ez az egység alakítja át elektromos jellé az α -sugárzás energiáját. A Si félvezető detektor a RAD7 belsejében egy 0.7 liter félgömb alakú cella központjában van elhelyezve. Ezt a félgömböt, belülről elektromos vezető réteggel vonták be, amelyet magas feszültséghez, 2000-2500V-hoz csatlakoztatnak. Ezáltal a félgömb alakú cellában elektromos tér keletkezik a feszültség hatására.

A levegővel keveredett ^{222}Rn gázt egy pumpa szívja be a detektorba. Mielőtt ez a levegő a műszerbe beékezne, egy finom kis szűrő megszüri, így nem engedi bejutni a levegővel keveredett szennyeződések. A beszívott levegőt a detektorban másodszor is megszüri egy kis pórusú szűrővel. Ennek az a feladata, hogy kiszűrje a bejutáskor keletkezett radon leányelemeket, amelyek fémek. A radon, nemesgáz volta átjut ezen a másodlagos szűrőn is és bejut a detektor cellájába. Itt radon-gáz atommagjai bizonyos valószínűséggel elbomlanak és ^{218}Po keletkezik belőlük. A töltéssel rendelkező polónium atommagokat az elektromos tér a Si detektorra hajtja (irányítja), amire azok rátapadnak. A detektor aktív felületén a rövid felezési idejű ($T_{1/2} = 3,05$ perc) ^{218}Po atommagok gyorsan elbomlanak. A detektor 50% valószínűséggel detektálja a bomlás során keletkezett alfa részecskéket és a műszer által létrehozott elektromos jel nagysága arányos a ^{218}Po alfájának energiájával. A követő bomlás alkalmával béta-részecskék jönnek létre, amelyek nem keltenek összetéveszthető jeleket, a további alfa-bomlások energiája pedig jelentősen eltérnek az elsőtől. A beérkezett jeleket a RAD7 elektronikus berendezése felerősíti, kiszűri az elektromos zajoktól, és rendezi a nekik megfelelő amplitúdók szerint.

A RAD7 detektornak kétféle üzemmódja van, melyekkel meg tudja határozni a radon aktivitás koncentrációját.

Szippantási mód: Ilyenkor a detektor gyorsan szippantja be a radont és viszonylag gyors választ is ad a radon koncentrációjának változásáról. A művelet úgy

néz ki, hogy a rövid felezési idejű ^{218}Po atommagokból (3,05 perc) származó alfa részecskék számlálásával a detektor meghatározza a radon aktivitás-koncentrációját a 6,00MeV energiacsatornában, Bq/m³-ben vagy pCi/l-ben. Ez a mód rövid idejű mérésekre szolgál, és nagy érzékenységet mutat.

Normál mód: Hosszú idejű, helyhez kötött méréseknél használjuk ezt a módot. A radon koncentráció meghatározásánál épp úgy figyelembe veszi a ^{218}Po által kibocsátott alfa részecske energiáját, mint a második leányelem ^{214}Po alfa részecskéjének energiáját, a 7,69MeV energiacsatornában. Mivel étszer több elektromos jelünk van, így a mérés pontossága megnövekszik. Ezt a módot folytonos, több mint 3 óras méréseknél szokták alkalmazni. Mi ezt a módot használtuk méréseink során.

4.2.2. A mérések kiértékelése

A RAD7 detektor a radon és toron leányelemeinek alfa részecskéit detektálja, és ezek energiáját méri. Különböző energiájú részecskéket detektálunk, amelyeket végül a műszer rendszerez, és végezetül egy spektrum formájában nyomtat ki. A RAD7 α energia-spektrumában (amely 0-tól 10MeV-ig terjed) megtalálhatjuk a radon és toron leányelemeinek α -sugárzását a 6-tól a 9MeV-ig terjedő tartományban. A 6,09MeV energiájú alfa részecske ^{218}Po elem bomlásakor, a 7,69MeV energia pedig a ^{214}Po elem bomlásakor keletkezik. Ez a két elem megtalálható a bomlási sorokban.

A műszer a mérés végeztével kiírja a mért adatokat:

- a radon és toron alfa-bomló leányelemeinek a beütés számai,
- hőmérsékletet és relatív páratartalmat,
- radon, és toron koncentrációit és ezek hibáit.

Négy alapvető α -energia csatornát különböztetünk meg, melyek a következők.

- **A csatorna:** Ezt nevezik új radon csatornának. Ez 6,00MeV-os energián érzékeli a rövid felezési idejű (3,05 perc) ^{218}Po bomlásából származó alfa részecskéket.

- **B csatorna:** Ez az új-toron csatornája, amely a 0,15 másodperces felezési idejű ^{216}Po bomlásából keletkező 6,78MeV energiájú alfa részecskék impulzusait tartalmazza.

- **C csatorna:** A régi radon, vagyis ^{214}Po csatornája, amelynek szintén rövid a felezési ideje (165 μs). Ebbe a részbe a 7,69MeV energiájú alfa részecskék tartoznak.

- **D csatorna:** Ez a régi toron csatornája, amelybe a 10 órás felezési idejű ^{212}Po alfa részecskéi tartoznak 8,78MeV energián.

Az E, F, G, H csatornák a hibajelző csatornák, amelyek vagy a radon leányelemei alfa energiáinál nagyobb energiákat észlelik, vagy az alacsonyabb energiájú zajsintet érzékelő csatornák. Ha ezek az előírt szintnél többet számlálnak, akkor nagy a valószínűsége, hogy nem megfelelő környezetben végeztük a mérést, vagy az is előfordulhatott, hogy az egész mérőrendszerünk nem megfelelően működött. Ezen négy csatorna együttesen egy O csatornát képez. Ha itt a detektor által észlelt elektromos jelek száma meghaladja a 30%-ot, akkor helytelen mérésekhez jutunk, ugyanis a detektorunk rosszul működik.

4.3. Talaj és kőzetminták radontartalmának mérési módja

4.3.1. Mintavétel módja

Egyik kőzet mintám az Ősforrás vízfelszínéről származik. Ennek a forrásnak a vízfelszínén kalcit kiválások, kalcittutajok úszkálnak. Egy otthonról hozott leves szűrővel emeltük ki a vízből a kalcitot. Amennyire csak tudtuk lecsöpögtettük és fél literes üdítős üvegbe kapartuk a mintát. A tanszéken egy tálcára helyezve az anyagot, szobahőmérsékleten egy hétig szárítottam. A kiszáradás után radon kamrába tettem, súlyát, magasságát megmértem. Ezt követően három hétig lezárva tartottam, mert meg kell várni, hogy beálljon a szekuláris egyensúly. Ez az aktivitások közötti egyensúly azt jelenti, hogy a leányelemek aktivitása megegyezik az anyaelem aktivitásával, így bármelyik leányelem aktivitását megmérve megkaphatjuk az anyaelem aktivitását.

Másik mintámat az Aragonit-barlang faláról vettük. A barlangnak ez a falrésze könnyen kaparható, törhető, így mintánkat egy fél literes műanyag üvegbe kapargáltuk bele egy kés segítségével. Ezt is egy hét állás után tettem bele a radon kamrába. Szintén lemértem a súlyát és a kamrabeli magasságát. Majd lezártam a kamrát és három hét pihenés után ennek a mérését is elkezdtem.

4.3.2. Mérési módszerek

A gamma-spektroszkópia módszere

Egy detektálás során mindig a detektor érzékeny térfogatában maradt energiát tudjuk mérni. Ezt a leadott energiát a mérendő részecske (jelen esetben a töltés semleges γ kvantum) és a detektor anyagának kölcsönhatása határozza meg. E kölcsönhatások a fotoeffektus, a Compton-szórás és a párkeltés.

A detektorunk egy nagy tisztaságú germánium félvezető detektor, melyben a γ -foton teljes energiája leadódhat fotoeffektussal, többszörös Compton-szórással, ill. a párkeltést követő annihilációs folyamatban keletkezett mindkét 511 keV energiájú foton befogásával. Az általunk használt detektor esetén, melynek méretei megközelítőleg 5 cm körül vannak, a többszörös szórás néhányszor 10^{-9} sec alatt megtörténik. Ennél a detektorméretnél a 200 keV γ -energia felett, a teljes energia, ha a detektorban marad, nem fotoeffektussal, hanem nagy valószínűséggel többszörös szórással fogódik be a

detektorba. A félvezető detektorok energia-felbontóképessége 1 MeV mellett 1-2 keV, ez a tulajdonságuk teszi őket alkalmassá a pontos energia meghatározásra.

A detektorra nagyfeszültséget (3000-4000 V) kapcsolunk, hogy az elektron-lyuk párok ne tudjanak rekombinálni, hanem az elektronok a pozitív, a lyukak a negatív elektródára gyűlve elektromos áramimpulzust hozzanak létre. A detektort hűteni kell, mivel a feszültség hatására akkor is áram folyik, ha nem érne radioaktív sugárzás a mintát. Ennek elkerülése végett, a detektor egy rézrúd felső végére van helyezve, míg alsó végét folyékony nitrogénben folyamatosan -196 °C hőmérsékleten tartjuk. Mivel a réz jó hővezető, így a felső vége is lehűl és így a detektort is lehűti

Radonexhaláció mérés

A másik módszerrel a minták radonexhalációját mértük meg. A minta szemcséiből, majd utána a szemcseközi térből a levegőbe időegység alatt kilépő atomok számát hívjuk exhalációnak.

Méréskor a radonkamrával sorba műanyag csövekkel bekötünk egy páralekötő anyagot tartalmazó egységet, és a RAD7 detektort. A detektorban lévő pumpa bekapcsolás után keringetni kezdi a levegőt, ami átmegy a páralekötőn, megszabadul víztartalmától. Ezután átmegy egy vékony szűrőpapíron, ami kiszűri az aeroszolokat a levegőből (amire általában a radon leányelemei kiülnek). Ezután bejut a detektorba, ahol a radon elbomlásakor keletkező ^{218}Po ionokat egy elektromos tér a szilícium-félvezető detektorra küldi, és azok ott a felületen megragadnak. A detektor a ^{218}Po és leányelemeinek alfa-bomlásakor felszabaduló alfa-részecskéket tudja detektálni, úgy ahogy azt már az előző fejezetben, a levegő radioaktivitásának mérésnél leírtam.

4.3.3. A mérések kiértékelése

A *gamma spektroszkópia* során a minta gamma-sugárzásának energia spektrumát vesszük fel ismert ideig. A berendezés egy hordozható spektroszkópai analizátorból áll, amely egy USB csatlakozóval egy számítógéphez van kapcsolva. A detektor jelét egy spektroszkópai erősítő erősíti fel és formázza meg. Ezután egy rövid, és néhány volt amplitúdójú jelet kapunk. Minden foton, amelyik energiát adott le a detektorban, létrehoz egy ilyen elektromos impulzust. Ezt az eseménysort együttesen *beütésnek* nevezzük. Egy sokcsatornás analizátor a különböző nagyságú amplitúdókat a megfelelő energiájú csatornába számolja, melyeket a mérés elején ismert izotóppal kalibráltunk,

tehát az egyes csatornákhöz egy adott nagyságú energiát rendeltünk. A két mintánkon 16 órás méréseket végeztünk, mely alatt alakult ki a gamma-spektrum, amit csúcsterület számító szoftverrel értékeltünk ki (spill3.4.). A csúcsok meghatározott területéből kivontuk a háttérmérésből származó csúcsterületeket. A háttérrel 72 óráig mértük. A nettó területekből (T) az alábbi formulával határoztuk meg a minta aktivitását:

$$A = \frac{T}{\varepsilon \eta t}$$

Itt ε az adott gamma-foton relatív intenzitása, η a hatásfok az adott energián, t a mérési idő.

A radonexhalációs mérés kiértékelése kicsit bonyolultabb. Itt számolnunk kell azzal, hogy amikor a RAD7-et bekapcsoljuk, akkor a radonkamrában feldúsult radon aktivitáskonzentrációja felhígul. Ezért ezt korrigálnunk kell a következőképpen.

A csövek térfogatát és a RAD7-ben lévő detektortér térfogatát együtt V_{det} -nek nevezzük el. Ez nagyjából 1 liter körüli térfogatú szokott lenni, ebből a RAD7 térfogata kb. 7 dl. A radonkamrában a légtér térfogata a kamra teljes térfogata, mínusz maga a minta térfogata, ezt V_{net} -tel jelöljük. A méréskor a csövekben és a detektor légterében lévő levegőt nem tudjuk elkerülni, ezért a mért koncentráció (c_m) a radonkamrában lévő c_{lev} eredeti radonaktivitásnál kisebb lesz. A radon felhígul. Ezért háttérmérést kell végeznünk, hogy a detektorban és a csövekben levő radontartalmat (c_h) ismerjük. A mérés során aktivitáskonzentrációt mérünk, ami $c = A/V = \lambda N/V$ (Bq/m³). A rendszerben található radonatomokat összeszámolva:

$$c_m = \frac{\lambda}{V_{\text{összes}}} (N_{\text{lev}} + N_h) = \frac{c_{\text{lev}} \cdot V_{\text{net}} + c_h \cdot V_{\text{det}}}{V_{\text{net}} + V_{\text{det}}}, \text{ amiből következik, hogy}$$

$$c_{\text{lev}} = c_m \left(1 + \frac{V_{\text{det}}}{V_{\text{net}}} \right) - c_h \frac{V_{\text{det}}}{V_{\text{net}}}$$

Ezt leszámítva a radon koncentrációt a RAD7 detektor ugyanazon elv szerint méri, mint amit már korábban leírtam. A radon és leányelemei között be kell, hogy álljon a szekuláris egyensúly, és ha ez meg van, akkor a leányelemek koncentrációjából következtetünk a radonéra. Tehát a műszer detektálja a ²¹⁸Po bomlásait, és a ²¹⁴Po bomlásait is. Ezeket az energiájuk alapján jól meg tudja különböztetni. Az előbbi beütéseit az A-csatornában gyűjti a gép, míg az utóbbi energiatartományát hívjuk C csatornának. A ²¹⁸Po a radon bomlása után pár perccel következik be, ez az új radon, míg a ²¹⁴Po bomlása csak a két lassú béta-bomlás után következik be, ezért ezek

bomlása az eredeti ^{222}Rn bomlása után kb. fél órával történik. Gyors radonkoncentráció változásokat ez utóbbival nem lehet követni, ezért a műszert sniff-módban használjuk, amikor a radonkoncentrációt csak a ^{218}Po beütései alapján állapítja meg.

5. Eredmények

5.1. Korábbi eredmények a gellérthegyi radonanomáliáról

Weszelky Gyula 1912-ben végzett méréseinek fő célja az volt, hogy megállapítsa, hogy a budapesti fürdők hévizei tartalamaznak-e valamilyen radioaktív elemet. Vizsgálatait 1909-ben kezdte el Elster és Geitler által létrehozott emanométerrel, melyet később átalakított, mert a műszerrel kapott adatok nem voltak jól reprodukálhatók. Az átalakítással a radon vezetőképességéből adódó hibákat kizárta.

Szerbin Pável az MTA Atomki Radon Csoportjával közösen az 1990-es évek elejétől kezdte el vizsgálni a Gellért-hegyi fürdők és vizeinek és levegőjének a radon aktivitáskoncentrációját. A mért adatok szerint az Ivócsarnokot is ellátó Attila-, Juventus- és Hungária-források radon és rádium tartalma a legmagasabb a hazai termálvizek között. Méréseit Lucas-kamrás módszerrel végezte. 1996-ban publikált mérési eredményei:

Attila-forrás: 211Bq/l

Juventus-forrás: 126Bq/l

Hungária-forrás: 67Bq/l

Kasztovszky Zsolt 1996-ban az ELTE Atomfizikai Tanszékén szintén megvizsgálta a ennek a három forrásnak az aktivitáskoncentrációját. Eredményei a következők:

Attila-forrás: 300-350Bq/l

Juventus-forrás: 139-305Bq/l

Hungária-forrás: 252-258Bq/l

Baradács Eszter 2002-es phd dolgozatában a budapesti termálvizek radon tartalmát határozta meg. Míg ő a Radamon módszert használta, addig ezekkel a mérésekkel párhuzamosan Szerbin Pável Lucas-kamrás módszert alkalmazta. Munkájában a mért értékeket összehasonlította, ezek a következők:

Radamonnal:

Juventus-forrás: 135 ± 9 Bq/l

Attila-forrás: 289 ± 17 Bq/l

Hungária-forrás: 393 ± 23 Bq/l

Római forrás: $65 \pm 4 \text{ Bq/l}$

Lukas-kamrával:

Juventus-forrás: $154,7 \pm 2,2 \text{ Bq/l}$

Attila-forrás: $363,2 \pm 3,9 \text{ Bq/l}$

Hungária-forrás: $338,7 \pm 2,4 \text{ Bq/l}$

Római forrás: $60,7 \pm 3,4 \text{ Bq/l}$

Rácz Nagy forrás: $122,5 \pm 2,6 \text{ Bq/l}$

Orsányi Beatrix 2003-ban a Gellért-hegy alatti barlangrendszerben végezte méréseit, melyek során a levegő és az egyes helyeken található forrásvizek radontartalmát is vizsgálta. A levegő és a forrásvizek radonkoncentrációját RAD7 detektorral mérte meg.

A táróban négy különböző helyen mérte meg a levegő radontartalmát:

53. oszlop: $486 \pm 320 \text{ Bq/m}^3$

64. oszlop: $687 \pm 397 \text{ Bq/m}^3$

86. oszlop: $162 \pm 107 \text{ Bq/m}^3$

Kanyar előtt: $236 \pm 213 \text{ Bq/m}^3$ ill.

$194 \pm 98 \text{ Bq/m}^3$

Ezek az adatok azt mutatják, hogy a táróban jelentősebb mennyiségű radon nem található. A táró közepén magas, míg a végén található rácsos átjárónál már alig lehet mérni radonkoncentrációt.

Az Aragonit-barlangba egy vaslétrán lehet feljutni a táróból. Itt több mérést is végzett, mert magasabb értékeket kapott mint a táróban. Az átlagos radontartalom:

$1860 \pm 353 \text{ Bq/m}^3$ ill.

$3040 \pm 704 \text{ Bq/m}^3$

A legmagasabb értéket a levegőben az Ősforrásnál, régi nevén Sáros fürdőnél mérte, 18233 Bq/m^3 -t. Ez egy nagyon meleg és párás hely, amelyet nagyon ritkán szellőzetnek, tehát a radon feldúsulhat itt.

Várhalmi Márta (2004) folyadék-szcintillációs módszert használt a Gellért-hegy alól fakadó forrásvizek radonkoncentrációjának meghatározására. A Rudas-fürdő ivócsarnok három kútjának vizét 5 hónapon keresztül vizsgálta. A négyszeri mintavétel alapján azt tapasztalta, hogy a kutak radontartalma nem függ az időtől, így a

meteorológiai paramétereiktől sem, állandónak bizonyultak. Az átlagos radonkoncentrációk:

Attila-forrás: $406 \pm 15 \text{ Bq/l}$

Hungária-forrás: $283 \pm 12 \text{ Bq/l}$

Juventus-forrás: $131 \pm 7 \text{ Bq/l}$

A Gellért-fürdő alatti Ösforrás és a táróban lévő kutak vizének radontartalmát is megmérte. Az Ösforrás vizének a radonkoncentrációja a legalacsonyabb 33 és 25 Bq/l között mozgott. Az Ösforrásnál a levegő radontartalma 9000-20000 Bq/m³ között változik. Tehát itt a levegő nincs egyensúlyban a vízzel a bezártság ellenére sem. Ha egyensúlyi állapotban lennének, akkor a víz koncentrációja 2-5 Bq/l lenne, de az Ösforrás vizében több radon van oldva.

A táróban a GT1-es és GT3-as, valamint a GT11-es, GT14-es kutak, a Mátyás-források, a Török-forrás, a Hubert-forrás, a Gül baba forrás és az Árpád forrás vizeit vizsgálta meg. A délebben lévő GT1 és GT3 kutak aktivitáskoncentrációja 50-89 Bq/l közé esett. A többi kút aktivitása:

Rác-fürdő, Mátyás-forrás akna: $88 \text{ Bq/l} \pm 4 \text{ Bq/l}$

Rudas-fürdő, Mátyás-forrás külső: $187 \pm 7 \text{ Bq/l}$

Rudas-fürdő, Árpád-forrás: $120 \pm 5 \text{ Bq/l}$

Rudas-fürdő, Gül Baba-forrás: $101 \pm 4 \text{ Bq/l}$

Rudas-fürdő, Török-forrás: $466 \pm 14 \text{ Bq/l}$

Gellért-fürdő, Kessler Hubert-forrás: $33 \pm 2 \text{ Bq/l}$

Szintén 2004-ben Palotai Márton dolgozatában a felszín alatti vizek radon és rádium tartalmát vizsgálta és összegyűjtötte az ezekre vonatkozó archív mérési adatokat, melyeket a Gellért-hegy, Lukács-fürdő és a Budai Termálkarszt egyéb területén végeztek el.

Majd saját méréseket is végzett kiborékolatásos (RAD7-tel), folyadék szcintillációs, nyomdetektoros és gamma spektroszkópiai módszerekkel.

A Rudas-fürdő vizeit (Attila II., Hungária II. és Juventus) a kútból és az Ivócsarnok csapjaiból is vett mintákkal jellemezte. Megfigyelhető, hogy a kútból vett minta radontartalma 25-30%-al magasabb az Ivócsarnokban vett mintákhoz képest az Attila és a Juventus esetében, míg a Hungáriánál ez az eltérés csak 8%. Úgy tűnik, hogy ennek a kifolyónak a csőrendszerében kevesebb radon szökhet el, míg a másik kettő

radontartalmának akár a negyede is elszökhet a vezetékeken keresztül. A Ivócsarnok vízmintáinak mért értékei a következők:

Attila-forrás: $371 \pm 15 \text{ Bq/l}$

Juvenus-forrás: $123 \pm 10 \text{ Bq/l}$

Hungária-forrás: $290 \pm 1 \text{ Bq/l}$

A Gellért-hegy alatti táróban GM-csővel mérte meg a gamma-sugárzást, és azt tapasztalta, hogy a felszíni háttérsugárzásnál jóval kisebb értéket mutat a műszer, ami a Gellért-hegy árnyékoló hatásának tudható be. Ezek alapján arra is következtetett, hogy a hegy kőzetanyagából jelentős gamma-sugárzás nem származik.

Dolgozata végén azt fejtette ki, hogy mik lehetnek a földtani okai, a vizsgált vizekben márt magas radioaktivitásnak. Több lehetséges okot is felvetett. Az egyik eredet lehet például az alaphegységi képződmények, agyagos, kőszénzinóros szerves anyagban gazdag képződmények, melyekben potenciális radonforrás- ásványok előfordulhatnak. Egy másik ok talán a magmás eredetű kőzetek jelenléte a Budai-hegységekben. Ezek az urán és tórium tartalmuk miatt kezelhetők potenciális radon és rádium forrásként. Továbbá még az üledékes fedőképződmények és a szerkezetföldtani felépítés is befolyásolhatja a felszín alatti vizek radioaktivitását.

Fekete József (2006) a Rákóczi forráscsoportban (600 Bq/l) mért. Célja volt a radon eredetének és nyomjelző tulajdonságának a vizsgálata. Mérésit vízmintákon, mészszipon és vas-oxi-hidroxid csapadékon végezte el. Gamma spektrométert, ICP-MS-t és MOGAM-2 műszereket használt. Ezeken kívül végzett még mikrobiológiai és termoanalízis vizsgálatokat. Kizárta a radon lamprofir eredetét. Megállapította, hogy a mészszipon koncentrálna a rádiumot, tóriumot, bizmutot és más radioaktív izotópokat és hogy a vas-oxi-hidroxid is rádiumot akkumuláló anyag.

A Rákóczi-forráscsoportban a vízben mért legkisebb érték a Gül Baba-forrás 156 Bq/l -es, a legnagyobb a Török-forrás 615 Bq/l -es radonkoncentrációja (Palotai 2004). Az üledékben mért rádiumtartalmak 1612 Bq/kg a mészszipon és 3545 Bq/kg a vas-oxi-hidroxid esetén.

Vojnics Anna (2008) feltételezése szerint a Gellért-hegy környezetében fakadó források és kutak radontartalma a forrás medencékben és repedéshálózatban kiváló vas-oxi-hidroxidokon és mészsziponokon abszorbeálódó rádium bomlásából származik, melyek lokális „rádium rezervoárok”, ezek biztosítják a források vizében az állandóan magas radonkoncentrációt. Továbbá azt a lehetőséget sem zárta ki, hogy nem csak a „rádium rezervoár”, hanem a felszínről beszivárgó csapadék vizek is gyarapítják a

felszín alatti vizek radontartalmát, úgy hogy a karsztot fedő talajtakaróból bemossák a rádiumot. (Surbeck 2005)

Hat alkalommal mért a gellérthegyi forrásvizekben radonkoncentrációt, szcintillációs mérési módszerrel. A legmagasabb koncentrációt a Diana-Hygieia forrásnál mérte (962,8-1099,5Bq/l). A második legmagasabb radontartalom a Török forrásnál volt megfigyelhető (514,49-629,47Bq/l). A radon mennyisége az Ősforrás vizében volt a legkisebb (44,5-56,6Bq/l).

A gellérthegyi táróban vett minták radontartalma jóval alatta marad a Gellért-hegy többi forrásaiban és kútjaiban mérhetőnek. Egyetlen kimagaslóbb értékű kút a IX. számú kút, melynek radonkoncentrációja (400,14Bq/l), Ez az itt mért ötödik legmagasabb érték.

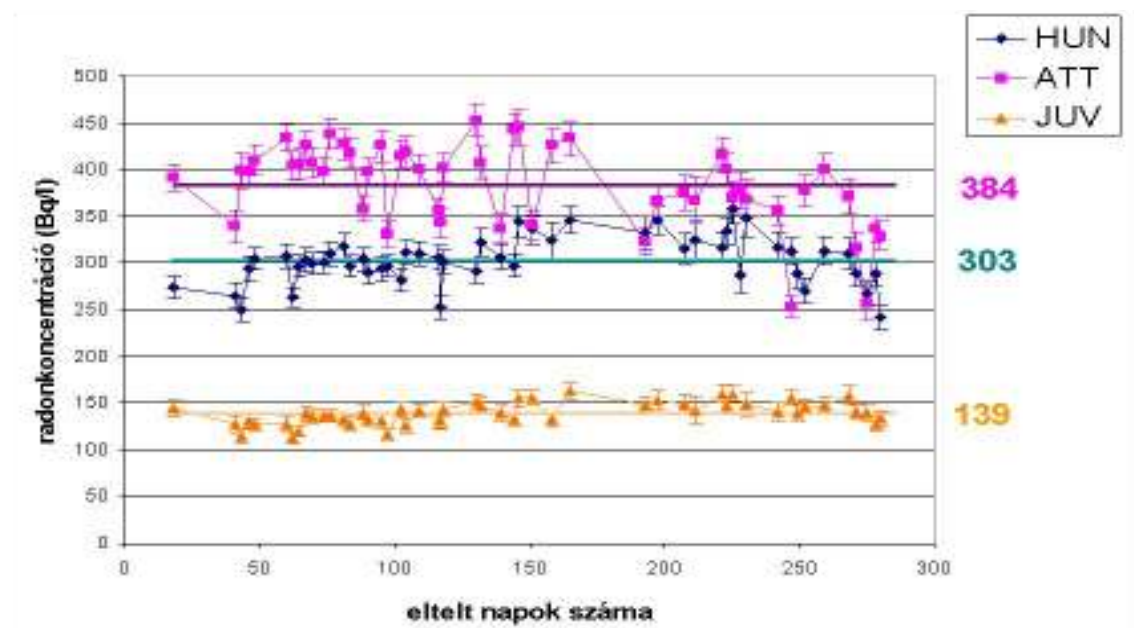
5.2. Rudas-fürdő ivócsarnok vizeinek radontartalma

Az Ivócsarnok Attila-, Juventus- és Hungária-forrásait vizsgáltuk 2005. július 30-tól, 2006. április 6-ig Lóbb Henriettel, majd 2008. szeptember 10-től, 2009. március 25-ig önállóan folyadék szcintillációs módszerrel. A mintavételezés kb. heti rendszerességgel zajlott, a két idő intervallum alatt 79 alkalommal vettem mintát. A következő fejezetekben különböző módszerekkel jellemzem a mért eredményeket.

5.2.1. Az első mérési ciklus koncentrációinak időfüggése

A kutak monitorozása azért fontos, mert eddig nem végeztek ezeknél a kutaknál folyamatos vizsgálatot, hogy kiderítsék hogy az egyes kutak radontartalma időben mennyire állandó, van-e valamilyen időfüggésük, és ha ige, akkor ezt vajon mi okozhatja.

A három kút radon koncentrációinak időfüggését a 12-es ábra grafikonján Bq/l egységben mutatom be. A vízszintes vonalak az egyes kutak átlagértékeit jelölik, az eltelt napok számát 2005. július 30-hoz viszonyítottuk.



12. ábra A kutak monitorozása az első mérési ciklusban

Az átlagok: A Juventus-kút esetében $139 \pm 7 \text{ Bq/l}$, a Hungária-kút vizében $303 \pm 2 \text{ Bq/l}$ és az Attila-kútban $384 \pm 2 \text{ Bq/l}$ átlagos koncentrációt mértünk a mintavételi időszakban. Ezek az értékek magyarországi viszonylatban magasnak számítanak. Az egyes mérések mérési bizonytalanságai A kutak előző sorrendjében 16, 14 és 8 Bq/l-nek

adódtak (3.táblázat σ_0). Ez a statisztikus bizonytalanságot jelenti. A mérés szisztematikus hibája a mintavételi veszteségben és a mérés kalibrációjában lehetnek, ha vannak. (Ahogy később látni fogjuk, az időfüggés vizsgálatakor ez azonban kiesik, mert a mintavételezés mindig ugyanúgy és ugyanazon emberek által történt és ugyanazt a szcintillátor anyagot használtuk az egy év során. A statisztikus szórás 4-5 %-ot jelent.

A 3. táblázatban tüntettük fel a mérési adatainkat összefoglaló táblázatként.

	átlag (Bq/l)	adatsor szórása σ_m	%	mérési bizony- talanság σ_0	%	kútvizek koncentráció- változása σ_f	%
Attila-kút	384	44,4	11,5	16	4,2	44,2	11
Hungária-kút	303	25,7	8,5	14	4,6	25,3	8,5
Juventus-kút	139	11,9	8,6	8	5,7	10,3	7,6

3.táblázat A kutak átlagos radontartalma és szórásai

A táblázat második oszlopában az átlagtól való négyzetes eltérések átlagának gyökét találjuk. Ez felvilágosítást ad az adataink időbeli változásáról. A két legnagyobb radontartalmú forrás átlagos radonkoncentrációinak különbsége 81Bq/l, ami kb. kétszer akkora, mint az Attila-kút koncentrációjának átlagos változása. A Juventus-forrásnál még kisebb az időbeli változás, csak 7,6%.

Ezért az adatokból azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a területi különbségek lényegesen nagyobbak, mint a kutak radontartalmának időbeli változása. Ez volt az első vizsgálati ciklus legszembeűnőbb eredménye.

Egymáshoz néhányszor tíz méter távolságban lévő forrásokhoz képest az átlagok eltérő radonkoncentrációról tanúskodnak. A földtani környezet mind három forrásnál a vízáadó dolomit ezért első következtetésünk az volt, hogy valamilyen lokális (kb.10 méter nagyságrendű) földtani okának kell lennie, ami Magyarország egyik legnagyobb vízben mért radioaktivitását okozza. Második következtetésünk pedig az volt, hogy az átlagos radonkoncentráció a felszín felé nő. Mind a három kút szűrője közel van az eocén márga réteghez (ld. 9. ábra), ezért pusztán a kőzetek elhelyezkedése nem magyarázhatja a különbségeket.

5.2.1.1. A mért adatok időbeli változékonysága

A mért koncentrációk átlagtól való eltérése két dolog miatt lehetséges. Egyrészt a vizek radontartalma fizikailag időben változik az ehhez tartozó szórás jelöljük σ_f -el. Másrészt méréskor statisztikusan és szisztemetikusan a valós koncentrációtól eltérő értéket kapunk, ez a σ_o . Így a mérési adatsor szórását a következő összefüggés adja meg:

$$\sigma_m^2 = \sigma_o^2 + \sigma_f^2$$

Méréseinket igyekeztünk mindig azonos módon elvégezni, így a szisztemetikus mérési bizonytalanság mindig ugyanúgy jelenik meg, és legrosszabb esetben is egy idő független eltolást eredményez. Itt például a mintavételkori radonveszteségre kell gondolni, amit korábbi mérések során, sokkal kevésbé precíz mintavételi eljárás esetén is néhány százalékosnak találtunk ugyanezen kutak mérésekor. A másik szisztemetikus hiba lehetőség, hogy az Ivócsarnok csapjain kifolyó vízben már nem a felszín alatti vizek eredeti radontartalma található. Ezért a szisztemetikus hibákat elhanyagolhatónak tételeztük fel. A σ_o statisztikus bizonytalanságot jelent.

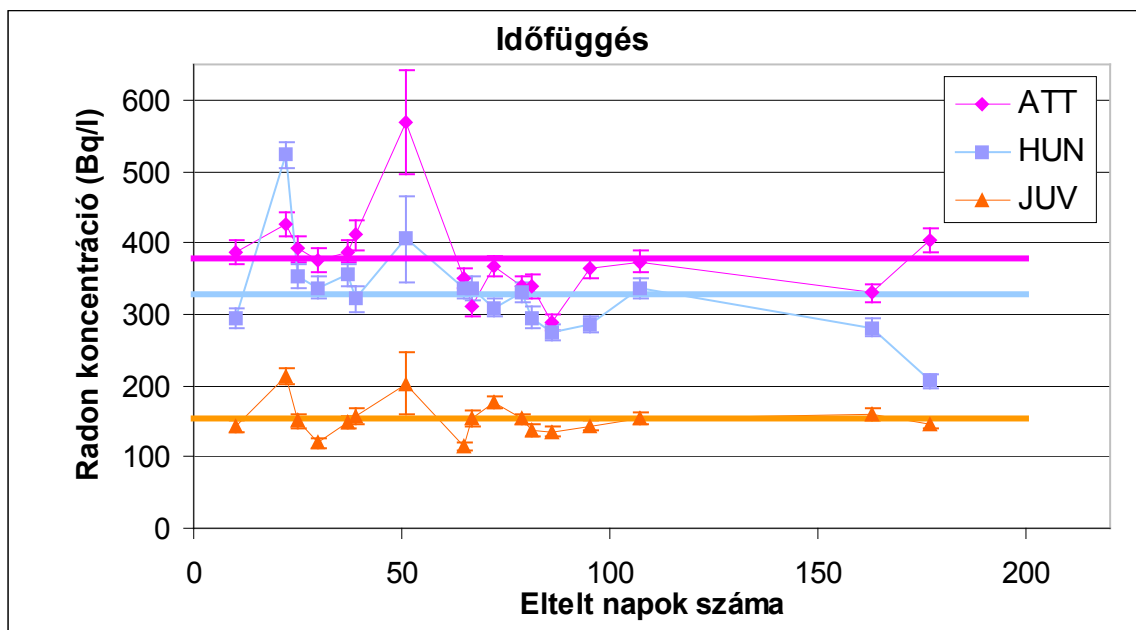
A 3. táblázat adatait még egyszer megfigyelve észrevehetjük, hogy a σ_m , a szórás értékek a mélységben lefelé haladva csökkennek. E változás okának inkábbba felszín eredetét valószínűsítjük, de a helyzet nem egyértelmű. A másik megállapításunk pedig az, hogy ezek az értékek a Dunától távolodva emelkednek. Ebből az következik, hogy ez a változékonyság nem tulajdonítható dominánsan a Duna vízjárásának.

A markáns területi gradiensből arra következtetünk, hogy nem a hidrodinamikai áramlások okozzák a különbséget. A hidrodinamikai áramlási kép ugyanis nem változik ilyen gyorsan 10-20 m-en belül. Azaz egy lokális jelenségről van itt szó. Ezt a jelenséget esetleg egy törésvonal közelsége vagy egy lokális kiválás okozhatja.

5.2.2. A második mérési ciklus koncentrációinak időfüggése

Közel két év kihagyás után ismét elkezdtem mintákat venni a Rudas fürdő Ivócsarnokából. A mintavételek az első ciklushoz hasonlóan, közel heti rendszerességgel történtek. A mintavétel és a mérések ugyanúgy zajlottak, mint az első idő intervallumban. 19 mintát vettem 2008. szeptember 10-től 2009. március 25-ig

A három kút radonkoncentrációinak 2008/2009-es időfüggését a 13-as ábrán mutatom be.



13.ábra A kutak monitorozása a második mérési ciklusban

A vízszintes vonalak itt is az átlagértékeket jelölik. Az Attila-kút vizében 377 Bq/l, a Hungária-kútban 328Bq/l-t, míg a Juventus-forrásban 153Bq/l átlagos radon koncentrációt mértünk a második időszakban.

Ezek az értékek továbbra is országosan kiemelkedően magasak, mint az első ciklusban. Az Attila-kút átlaga a második ciklusban hibán belül megegyezik az első ciklus átlagával. A Hungária-és Juventus kutak koncentrációinak átlaga az első mérési szakasz bizonytalanságát alig meghaladó mértékben emelkedtek. Az átfogó kép azonban a két ciklus folyamán azonos.

	átlag (Bq/l)	adatsorok szórása σ_m	%	Mérési bizonytalanság σ_o	%	kútvezek koncentráció változása σ_f	%
Attila-kút	377	61	16	19,06	5,05	60,79	16
Hungária-kút	328	66,147	20	17,12	5,21	65,94	20
Juventus-kút	153	25,239	16	10,41	6,79	24,31	16

4.táblázat A kutak átlagos radontartalma és szórásai a második mérési ciklusban

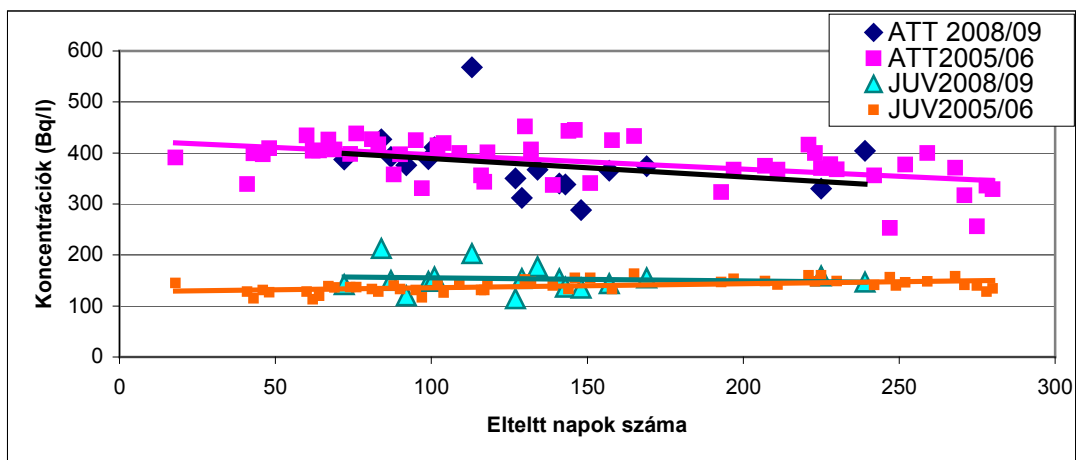
A második ciklusban a kutak statisztikus bizonytalansága a táblázatban lévő sorrendben 19, 17 és 10, ami százalékban 5-6%-ot tesz ki.

A második mérés sorozat alkalmával is megfigyelhetjük, hogy a forrásvezek radon aktivitáskoncentrációi időben állandóak, egy-két kiugró értéktől eltekintve. Ez az állandóság leginkább ismét a Juventus-kútra jellemző.

Az új eredmények ismeretében beigazolódni látszanak az első mérés sorozat végén megfogalmazódott következtetéseink, melyek szerint, valami lokális földtani tulajdonság okozhatja az Ivócsarnokban folyó három forrás kimagasló radonkoncentrációját.

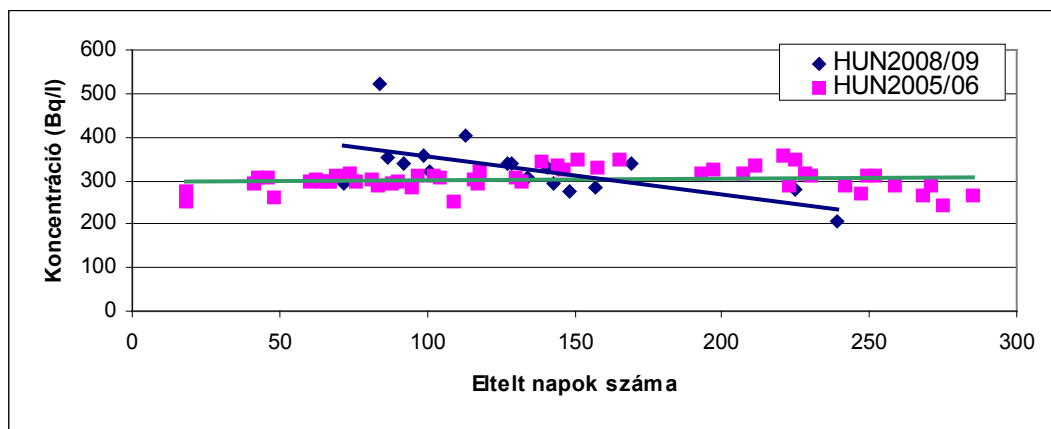
5.2.3. A két ciklus összehasonlítása, évszakok alapján is

Ebben a fejezetben a két ciklus évszakos változásait vizsgáltuk. A két mérési szakaszban különböző időpontokban vettük a mintákat, de szeptembertől februárig terjedő idő-intervallum mindkét ciklusban benne volt. Az ezeknél mért koncentrációkat hasonlítottuk össze. A 14. ábrán láthatók, hogy az Attila- és a Juventus-kút vizében mért radon aktivitáskoncentrációk, az adott év július 1-től számolva az eltelt időt. Mind két ciklusban hasonlóan változnak a koncentrációk. Az Attilánál csökkenés, míg a Juventusnál a már az előzőekben is említett állandóság figyelhető meg.



14. ábra A két ciklusban mért koncentrációk évszakos összehasonlítása az Attila- és a Juventus-kútnál

A Hungária-kútnál (15. ábra) viszont a két ciklusban mért aktivitások tendenciája eltér egymástól. 2005/06-ban nagyjából állandó volt a koncentráció, míg ezzel szemben 2008/09-ben csökkenést figyelhetünk meg.



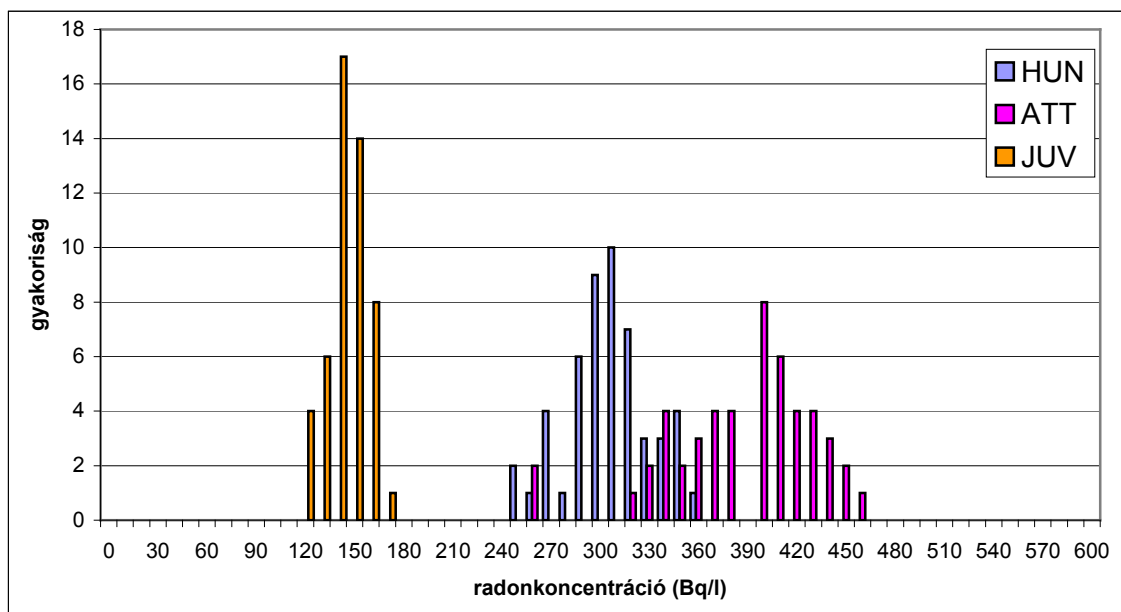
15. ábra A két ciklusban mért koncentrációk évszakos összehasonlítása a Hungária-kútnál

5.2.4. Gyakoriság-eloszlások

A 16. ábra grafikonja az első mérési sorozat alatt mért koncentrációk gyakoriság-eloszlását mutatja be. A 40 méter mélyen szűrőzött Juventus-kút eloszlása jó közelítéssel normális eloszlás, melynek szórása alig nagyobb a mérési bizonytalanságánál (3. táblázat). Ebből azt a következtetést vontuk le, hogy a Juventus-kút radontartalma időben állandó, és a hidrogeológiai környezettől sem függ. A két kb. 25 méteren szűrőzött kút esetén a gyakoriság-eloszlások szélesebbek, mint azt a mérési bizonytalanság magyarázná. Az Attila-kútnál 44,4Bq/l ; a Hungária-kútnál pedig 25,7Bq/l. Ezek szerint a kutak radontartalma függ az időtől.

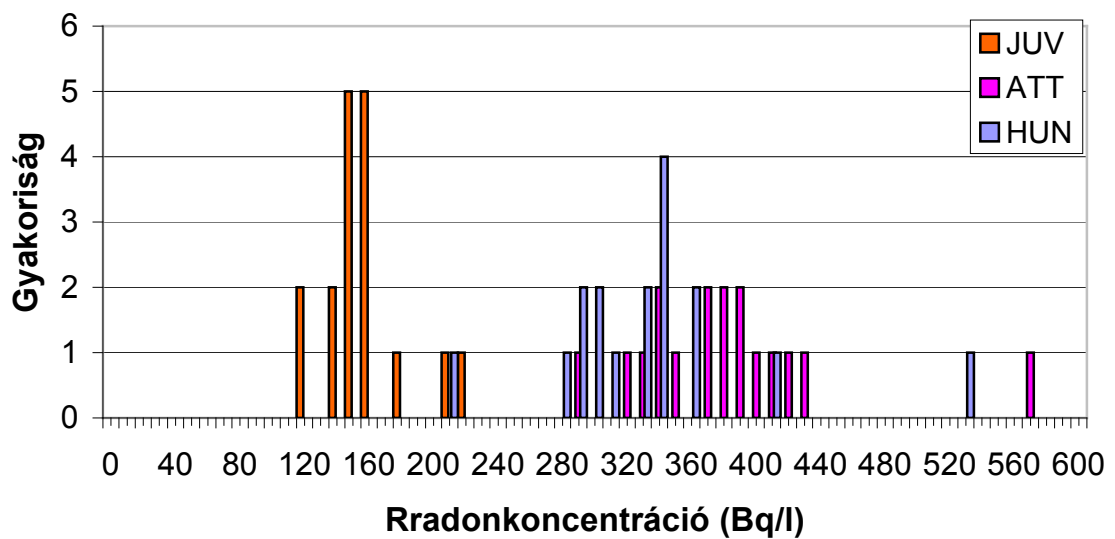
Az időfüggésre jellemző számot (σ_f százalékban, lásd az 5.1.1.1.-es fejezetben) vizsgálva ez a változás 12% alatt marad, mind a három kútnál. Tehát van időfüggés, de nem túl nagy. A statisztikus kiértékelés megmutatta, hogy a kútvizek radontartalmának változékonysága (a mérés statisztikus bizonytalanságát már leszámítva) a mélységgel csökken, és 40 méteren már elhanyagolható.

A gyakoriság-eloszlások a Hungária- és Attila-kutakra már nem csak szélesebbek, de már nem is mutatnak normális eloszlást. A felszínhez legközelebbi Attila-kút kifejezetten különös viselkedést mutat, 380 és 390Bq/l érték között egyszer sem mértük a radontartalmát. A két eloszlást inkább két normális-eloszlás összegeként lehetne értelmezni, de ezt az eddigi adataink nem bizonyítják egyértelműen.



16. ábra Az első ciklusban mért gyakoriság eloszlások az egyes kutakra

A második mérési sorozat gyakoriság eloszlását a 17. ábra segítségével szemléltetem. Jól látható, hogy a két mérési ciklus gyakoriság-eloszlás grafikonja nagy hasonlóságot mutat. A második esetben is megállapítható, hogy a Juventus-kút radonkoncentrációja időben állandó, és hogy a másik két kút radontartalma függ az időtől. Az időfüggést jellemző szám (σ_f) nagyobb, mint az elsőnél, de még ez sem túl magas. Ebben a ciklusban ez az érték 21% alatt maradt. Tehát itt is egy kis mértékű időfüggés figyelhető meg.



17. ábra A második ciklusban mért gyakoriság eloszlások az egyes kutakra

5.2.5. Korrelációk

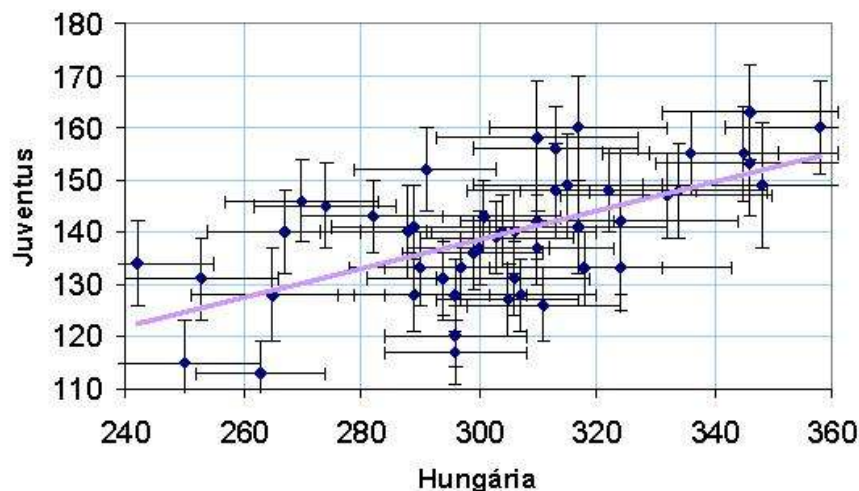
Az első mérési sorozat adatainak statisztikus értelmezéseként korrelációanalízist is végrehajtottunk a mért koncentrációk és a Duna a mérési napokon 12 órakor Budapestnél mért vízállásának adatsorán (www.hydroinfo.hu/vituki/viztabla.htm). Az 5. táblázat mutatja a korrelációs együtthatókat, melyeket a szokásos módon, a következő képlettel számoltunk ki.

$$\rho = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (c_{1,i} - \bar{c}_1)(c_{2,i} - \bar{c}_2)}{\sigma_1 \sigma_2}$$

kutak	Korrelációs együttható	kút és a Duna	korrelációs együttható
Attila – Hungária	0,18	Hungária – Duna	-0,48
Attila – Juventus	-0,07	Attila – Duna	-0,33
Hungária – Juventus	0,6	Juventus – Duna	-0,33

5. táblázat Az adatsorok közötti statisztikus összefüggéseket mutató korreláció-analízis eredményei

A kutak egymás közötti korrelációjánál a korrelációs együtthatók értékeiből azt a következtetést vontuk le, hogy a két mélyebben fekvő kút, a Hungária és a Juventus radontartalma időben pozitív korrelációt mutat egymással. Ezt a 18. ábrán részletesen be is mutatjuk.

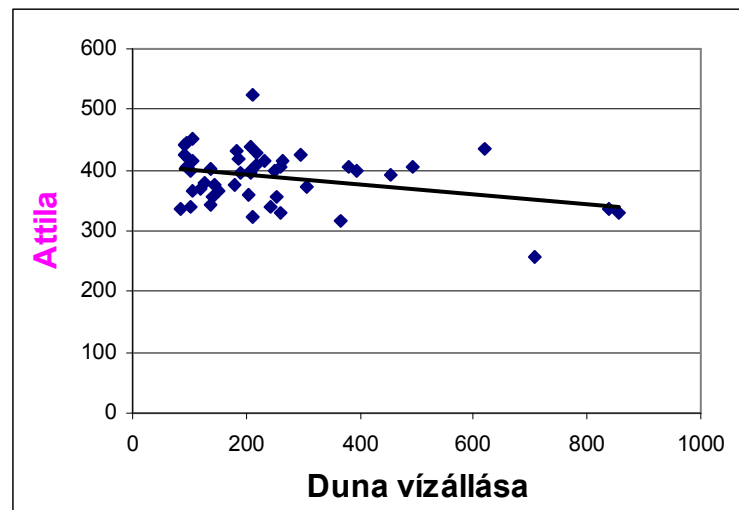


18. ábra A Hungária-kút és a Juventus-kút radontartalmainak korrelációja

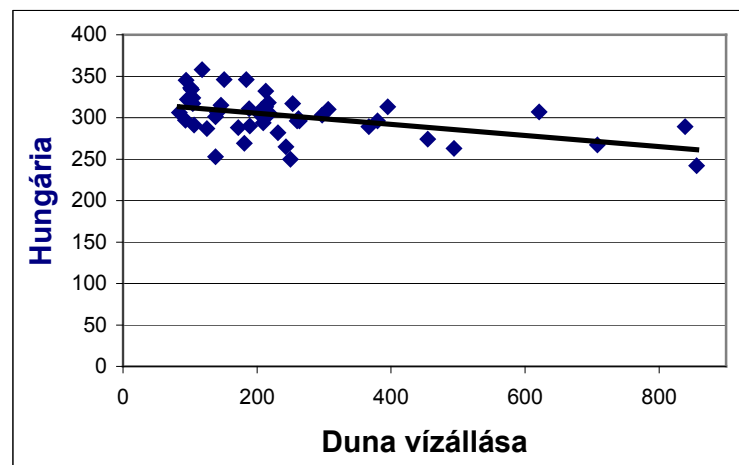
A függőleges tengelyen a Juventus-kút radonkoncentrációja van Bq/l egységekben, a vízszintes tengelyen ugyanez a Hungária II. kút esetére. Az egyenes vonal lineáris illesztés eredménye. A 0,6-os korrelációs együttható nem jelent erős korrelációt, de az illesztett egyenes meredeksége szignifikánsan különbözik 0-tól.

Az Attila kút egyik kúttal sem változik hasonlóan. Ezért a területen általánosan érvényes esetleges hidrogeológiai változások nem magyarázzák az idősorokat. Az Attila forrásnál még a felülről jövő hatások is fontosak lehetnek

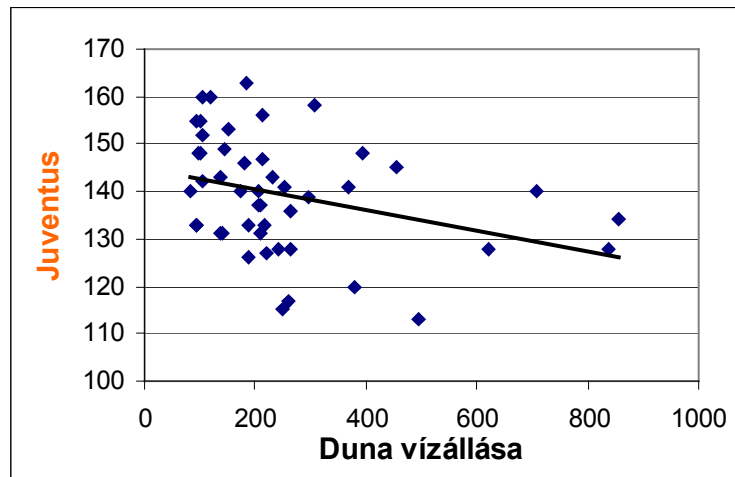
A kutak és a Duna vízállásának korrelációs vizsgálatánál a Duna enyhe negatív korrelációt mutat mindhárom kút radontartalmával. Ezért a negatív korrelációért azonban leginkább az adatsor egy szűk időre behatárolható része a felelős. Méréseink alatt volt ugyanis a Duna utóbbi évtizedben történt egyik legnagyobb árvize. Ez alatt mért radonkoncentrációk kis mértékben az átlag alá estek mindhárom kútnál.



19. ábra Az Attila- kút radontartalmának és a Duna vízszintjének korrelációja



20. ábra A Hungária-kút radontartalmának és a Duna vízszintjének korrelációja



21. ábra A Juventus-kút radontartalmának és a Duna vízállásának a korrelációja

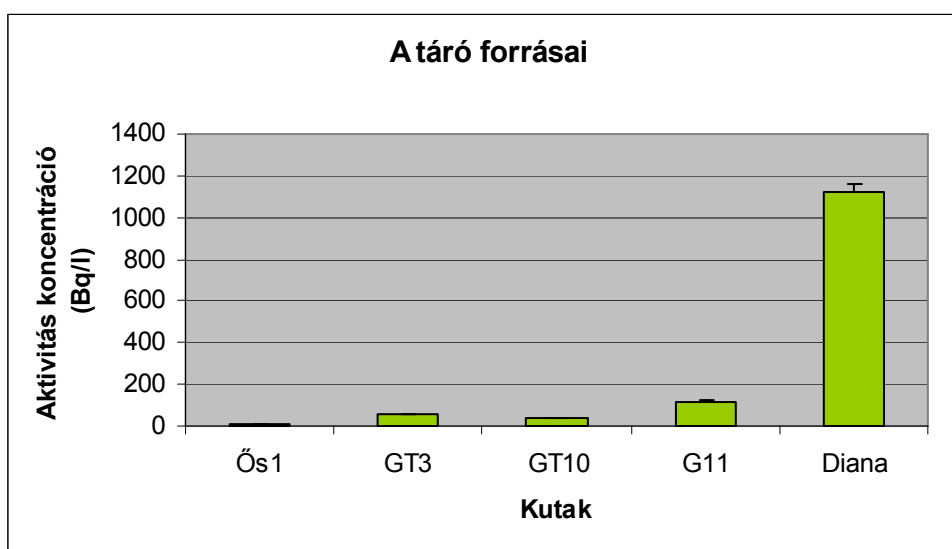
A vizsgálataink során arra az eredményre jutottunk, hogy a kutak radontartalmának időbeli változását a Duna nem befolyásolja számottevő mértékben, viszont nem is a mélyből feláramló melegvíz lehet a forrása ennek a jelenségnek, tehát csakis valami kb. 20m mélységben található lokális anomália lehet a felelős ezért a természeti jelenségért.

5.3. A Gellért-hegyi források vizeinek radontartalma

A gellérthegyi táró forrásainak és Diana-forrásnak a radonkoncentrációját nem mértük olyan hosszú időtartamon keresztül, mint az Ivócsarnokbeliekét. Ezeket egyszer mintáztuk meg ugyanolyan mintavételi és mérési feltételek mellett, mint azt már előző fejezetekben leírtam. Az volt a célunk a mérésekkel, hogy megnézzük, hogy a Rudas fürdő felé haladva hogyan változnak az aktivitáskoncentrációik. A 6. táblázatban szereplő adatok és az ezekből megrajzolt grafikonból megállapítható, hogy a táró bejáratától a fürdő felé haladva nőnek a koncentrációk. A Diana-forrás, amelynek a radonkoncentrációja a legmagasabb, közvetlenül a Rudas fürdő gépházában tör a felszínre. Ez a mérési is igazolja az előző feltevésünket, hogy az Ivócsarnokban vizsgált három kút kimagasló radonkoncentrációját valami lokális földtani tulajdonság okozhatja.

	Ős1	GT3	GT10	G11	Diana
Koncentráció (Bq/l)	8	58	36	116	1125
Hiba	1	4	3	6	36

6. táblázat A források koncentrációi és azok hibái



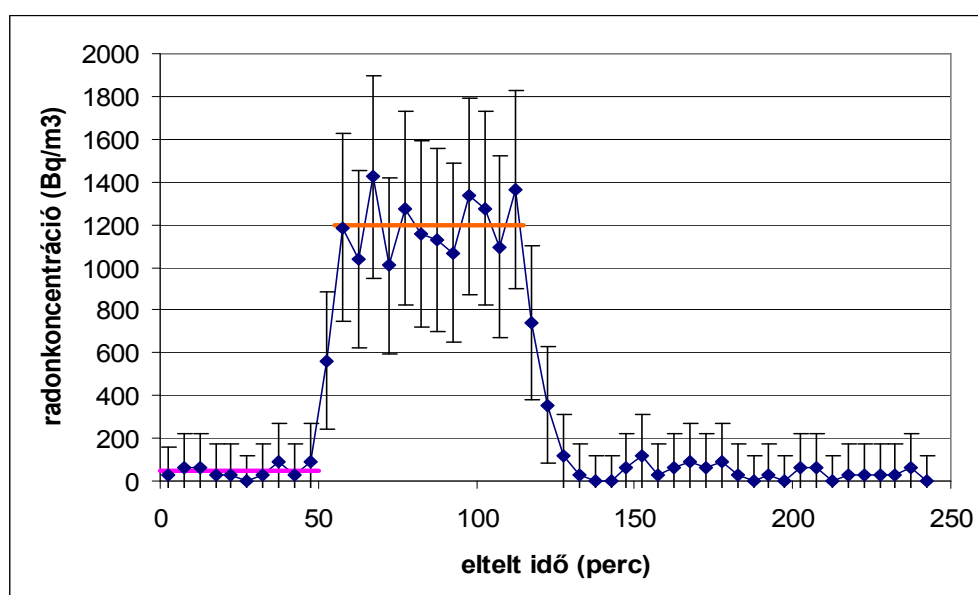
22. ábra A gellérthegyi táró forrásainak koncentrációi

5.4. A gellérthegyi táró levegőjének radontartalma

A Gellért-hegyi táró levegőjének koncentrációját 2009. február 29-én mértük meg. A IV. beugrónál 15: 21-kor tettük le a RAD7-et és 5 perces méréseket indítottunk el rajta. A 9-edik mérés-rész közepén átszállítottuk az Aragonit-barlangba, és ott folytattuk az elkezdett mérést. Innen a 23-ik futtatás közben hoztuk el a műszert és kivittük a szabad levegőre (25-48. mérés).

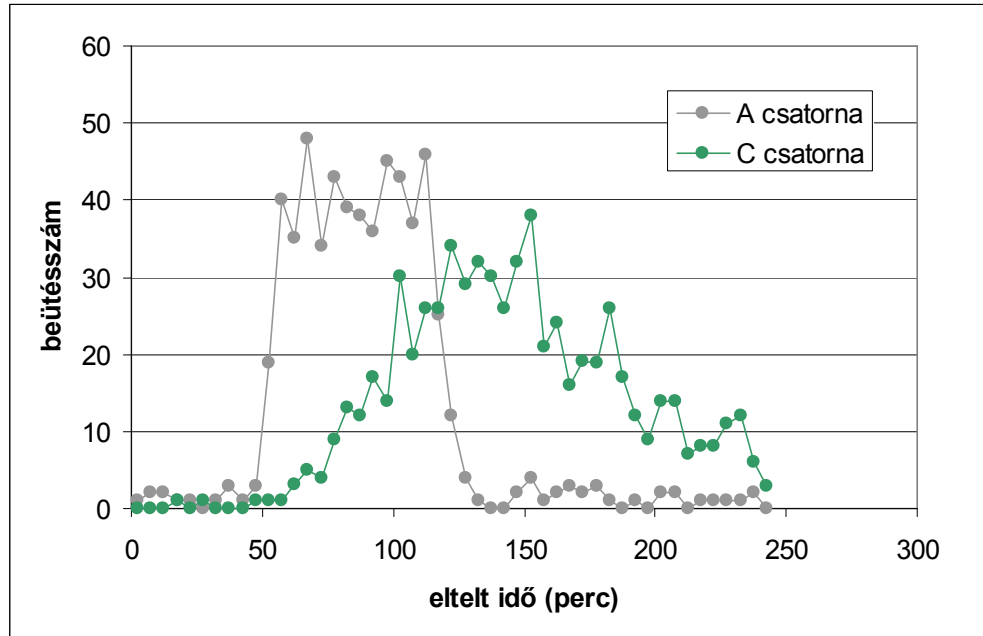
A 23. ábra grafikonján megfigyelhetjük, hogy miután a műszert a táróból átvittük a barlangba, a 12-ik mérésnél mérte a barlang átlagos radon tartalmát. A szállítás és a beállítás között 3 mérés rész telt el. Majd amikor az Aragonit-barlangból is kivittük, akkor is nagyjából 3 mérés alatt bomlott el a barlangban beszívott radon és már csak a szabad levegő radonkoncentrációját mérte. A grafikonon még az is látszik, hogy a táró és a szabad levegő radontartalma csak nagyon kis mértékben térnek el egymástól.

Meghatároztuk a táró, $46 \pm 25 \text{Bq/m}^3$, és az Aragonit-barlang, $1995 \pm 66 \text{Bq/m}^3$, átlagos radontartalmát. Méréseink alapján feltételezzük, hogy a táróba kintről, a szabad levegő áramlik be. Ezt a gondolatot egy régebbi állítás, miszerint télen a levegő befelé áramlik a barlangokba a sűrűség különbségből kifolyólag, és a méréseink is igazolják. Az Aragonit-barlang koncentrációja magasabb, mint a táróé, de nem túl magas. Ennek az lehet az oka, hogy a barlang valamennyire elzárt terület, a kőzetekből pedig diffundál a radon, viszont nem tud felhalmozódni, feldúsulni, mert a barlang a táró felé nyitott és erre felé ki tud szellőzni.



23. ábra A táró, az Aragonit-barlang és a szabad levegő radonkoncentrációi

A mérés során az A csatornába összegyűjtött beütésekkel, az új radonnal számoltunk. Mégpedig azért, mert az időfüggést az öreg radon, a C-csatorna csak nagy késéssel követte. A gyors időbeli változásokat nem lehetett volna nyomon követni, ha a C-csatornát is beleszámoljuk, ezért ezt nem is használtuk. Ezt szemlélteti a 24. ábra.



24. ábra Az A- és C-csatorna koncentrációi

5.5. Kőzet- és ásványminták rádiumtartalma

2009. március 26-án az Aragonit-barlang faláról kőzetmintát, az Ősforrás vízfelszínéről pedig kalcit-ásványokat gyűjtöttünk. Az Ősforrásnál vett mintát egy hétig szárítottuk, míg teljes el nem veszítette a nedvesség-tartalmát. A minták laboratóriumi vizsgálatának célja, hogy kiderítsük, lehetnek-e a barlangi levegő és/vagy vizek esetleges radonforrásai. Két – a korábbiakban már részletezett – mérési módszert használtunk fel. Egyrészt megmértük a minta fajlagos radonexhalációját, másrészt gamma-spektroszkópiával meghatároztuk a minták rádium és urántartalmát.

Radon-exhaláció mérése

A két mintát alumínium radonkamrákba helyeztük, és három hétre lezártuk, azért, hogy beálljon a szekuláris egyensúly a rádium és a radon között. A minták magasságát és tömegét is megmértük, mert ez a fajlagos aktivitáshoz és a határfok meghatározásához szükséges adat. Három hét után elvégeztük az exhaláció-mérést. A radonkamrát összekötöttük a RAD7 detektorral, és a kamrában lévő levegő (c_l) radonkoncentrációját megmértük. Méréskor a kamrában a levegő felhígul, mert a csövekben, a detektorban és a nedvességelszívóban lévő levegő hígítja. Ezért mérés előtt a detektorban lévő levegő radonkoncentrációját és a rendszer elemeinek térfogatát meg kell mérni (V_{det}), és a későbbi számolásoknál figyelembe kell venni. Az össztérfogatuk $990,7\text{cm}^3$ volt.

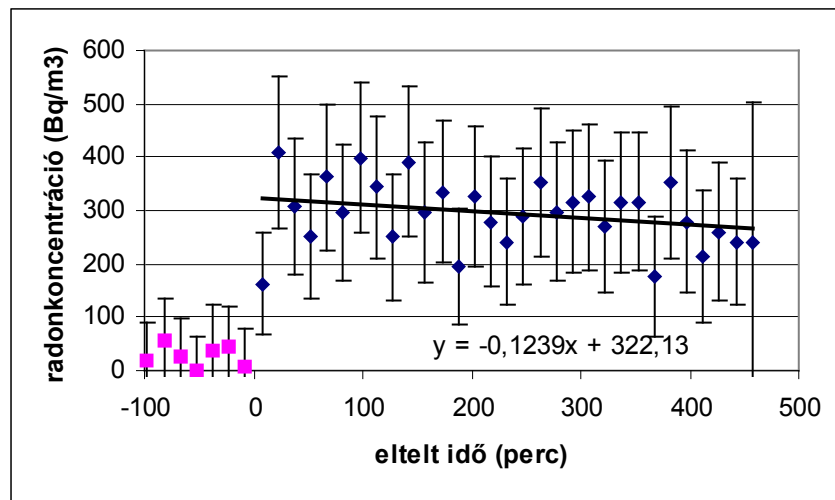
Még mielőtt a radon kamrák levegőit elkezdtek volna mérni, megmértük a háttérrel (c_h), ami $46\pm 28\text{ Bq/m}^3$ volt. A felhígulást is figyelembe vevő összefüggés alapján számoltuk ki a kamrában a minta felett kialakuló radonkoncentrációt:

$$c_{lev} = c_m \left(1 + \frac{V_{det}}{V_{net}} \right) - c_h \frac{V_{det}}{V_{net}}$$

A minta feletti térben a teljes aktivitás $A = c_{lev} V_{net}$ megadja az időegység alatti elbomló radonatomok számát. Egyensúlyban annyi radonatom bomlik, mint amennyi érkezik a mintából exhalációval. Ezért $A = E$, (E az exhaláció, db/s egységekben, amit a következőkben Bq-nek jelölünk). Ezek alapján az exhaláció meghatározására szolgáló egyenlet:

$$E = c_{lev} V_{net} = c_{lev} (V_{kamra} - V_{minta})$$

A minta térfogatát az ismert alapterületből és a minta megmért magasságából számoltuk ki. $V_{minta}=h*r^2*\pi$, $r=3,5$ cm; h = minta magassága a kamrában.



25.ábra Az Aragonit-barlangból vett kőzetminta exhalációja

Az Aragonit-barlangból származó minta mérése:

A méréskor 15 perces ciklusokat mértünk, azt több órán keresztül. Az eredményeket mutatja a 25. ábra. Rózsaszínű pontok jelzik a háttér mérését. Az átlag koncentráció $c_h=28\pm 12$ Bq/m³-nek adódott. Utána 31 cikluson keresztül mértük a kamra légtérét (kék pontok). A koncentráció közben trendszerűen csökken. Ennek oka az, hogy a csövek illesztése valahol nem volt tökéletes. Maga a kamra a három hét során nem valószínű, hogy eresztett. A csökkenésre illesztett lineáris trendvonal $t=0$ időpillanatban felvett értékével számoltunk a továbbiakban $c_m=322\pm 14$ Bq/m³, így kűszöböltük ki az eresztés miatti koncentráció-csökkenést. Az első mérési adat nem része az illesztésnek. Ugyanis az első 15 percben a radon és a leányeleme nincs radioaktív egyensúlyban.

Az exhalációt a fenti összefüggések alapján számoltuk ki. A detektortérfogat 990,7 cm³ volt, amíg a kamra nettó térfogata 204,4 cm³ volt, ezért a bezárt levegő kb. 6-szorosára hígult fel. $c_{lev}=1747$ Bq/m³ adódott, amiből az exhalációra $E=0,36\pm 0,025$ Bq-t számoltunk ki.

A kalcitminta exhalációját hasonlóan határoztuk meg, eredményül $E=0,80\pm 0,03$ Bq-t kaptunk.

A gamma-spektroszkópia eredményei:

Már Weszelszky is közzé tette, hogy a Gellért-hegy területén található karbonátos kőzetek a forrásmedencékben, a vízben oldott rádiumot megköthetik, így a forrásban magas radonkoncentrációt okozhatnak. Ezt Vojnits Anna (2008) vizsgálatai is igazolták. Mérései alapján az Ősforrásban kiváló kalcitlemezek képesek megkötni a rádiumot és ezzel biztosítják a forrás és a forrás levegőjének radontartalmát.

Ezek ellenőrzőse és új mintákra történő meghatározása volt a gamma-spektroszkópai mérések célja. A két mintát a radonkamrákban a várakozási 3 hét alatt mértük le HPGe detektorral. A radonexhaláció és a rádiumtartalom méréseket azonos mintákon, és teljesen azonos körülmények között végeztük el. A két spektrumot 16 órás mérési idő alatt vettük fel, és ezekben a 143 keV, 186 keV és 1001 keV energiájú csúcsokat értékeltük ki. A 186 keV-es csúcsban a ^{226}Ra és a ^{235}U izotópok bomlásaikor keletkező gamma fotonok teljes-energiájú detektálásai kerülnek bele. Az első közelítésünk az, hogy az urán és a rádium között fennáll a radioaktív egyensúly, ami a kőzetminták esetében általában igaz. A 143 keV és a 1001 keV-es csúcsokat azért értékeltük ki, hogy ezt a feltételezést ellenőrizzük. Ezen gamma fotonok kis relatív gyakoriságúak, ezért kis csúcsterületek adódnak, így belőlük pontos koncentráció-meghatározás nem alkalmazható. Eredményeink szerint az egyensúly a mérés bizonytalanságán belül fennállt az Aragonit-barlangi minta esetén, de egyáltalán nem állt fenn a kalcitminta esetén. Ez utóbbi minta spektrumában a 143 keV és a 1001 keV-es csúcsok a háttérből származó területek intenzitását nem haladták meg.

Tapasztalatunk tehát az, hogy a kalcitban csak rádium és leányelemei találhatóak. Ebből közvetlenül adódik, hogy keletkezési ideje az 1500 éves felezési idejéhez képest rövid. Ez valóban elképzelhető, egy vízből történő kiválásnál, ami a víz felszínén helyezkedik el. Ezen tapasztalatok alapján a 186 keV-es csúcs kiértékelésekor az első esetben az egyensúlyt feltételező 5,91%-os, ill. az utóbbi esetben 3,28%-os relatív intenzitással számoltunk. A csúcsterületek külső forrásból származó részének meghatározása céljából, 72 órás háttér-mérést végeztünk, melyben az említett energiákhoz tartozó csúcsterületeket meghatároztuk.

mintavételi hely	Aragonit barlang fala	Ősforrás vízének felszíne
bemért minta tömege	284 g	26 g
bemért minta magassága	4,32 cm	1,0 cm
spektrum neve	ra_25.spm	ra_tj1.spm
T (143keV)	27±29	-1±81
143 várt terület	41	174
U-Ra egyensúly	van/lehet	Nincs
T (186keV)	492±60	2070±87
T (1001keV)	19±17	21±22
hatásfok 186 keV-nél	4,18%	9,53%
relatív intenzitás	5,91%	3,28%
eltelt idő	57600 s	57600 s
aktivitás	3,4±0,4 Bq	11,5±0,5 Bq
fajlagos aktivitás	12±1,4 Bq/kg	442±19 Bq/kg
exhaláció	0,36 Bq	0,80 Bq
fajlagos exhaláció	1,26 Bq/kg	30,7 Bq/kg

7. táblázat A gamma-spektroszkópiai és a radonexhaláció eredmények

A táblázat eredményeit a mérési módszerek fejezet összefüggései szerint számoltuk ki. Az Aragonit-barlang falának rádiumtartalma 12 Bq/kg, a talajok rádiumtartalmának átlagos értéke (25 Bq/kg) alatt van, ebben a radonforrásban nincs rádium vagy urán dúsulás. A kalcit fajlagos aktivitása az átlagos érték 16-szorosa. Cserében a kivált kalcit tömege a vízfelszínen kicsi, de eredményünk mutatja, hogy valóban rádiumkiválás történik. A spektrumokban ugyanis az urán jelenlétére utaló csúcsok csak a háttérnek megfelelő intenzitással vannak jelen. Az urán-rádium egyensúly feltételezésével becsült 143keV-es csúcsterület a kalcit esetében 2-szeres szóráson kívül esett. Ezért a kalcitmintában méréseink szerint nincs urán, csak rádium. Szemléletesen eredményeink azt jelentik, hogy a 26 g-os mintában kb. $2 \cdot 10^{23}$ db CaCO_3 molekula és $7,7 \cdot 10^{11}$ db rádiumatom van.

A kalcitkiválás magas rádiumkoncentrációjú, de az Ősforrás légréteggel kapcsolatban lévő kalcit mennyisége nem túl nagy. Vékony réteget képez csak a víz felszínén. Közelítő becslésként, az általunk vett 29 g minta egy kb. 0,12 m² területű vízfelszínről származott. Felette kb. 4 m magas légtér volt, azaz ez a 0,8 Bq exhaláció, ezt a vastagságú kalcitot az egész vízfelszínre vonatkoztatva, kb. 1-2 Bq/m³ es radonkoncentrációt okoz a felette levő légtérben. Ennél sokkal több a levegő radontartalma. Ezért ennek a radonnak az oka inkább a vízben keresendő.

6. Összefoglalás

A környezetet, beleértve az embert is folyamatosan érik radioaktív sugárzások. A mi szempontunkból az ^{238}U és ^{232}Th alfa-bomló atommagok és szintén radioaktív leányelemeik a legfontosabbak. A leányelemek közül is a ^{222}Rn és annak leányelemei, mert a természetes háttérsugárzás dózisének az 54%-át ezek sugárzása teszi ki. A radon gáz a levegőben, a talajban és a vízben oldott állapotban egyaránt előfordulhat.

Hazánk felszín alatti vizei közül a Rudas-fürdő források csoport vizeinek kimagasló a radontartalma. Ezt számos kutató vizsgálta már korábban, (Weszelszky, Alföldi, Szerbin, Baradács, Kasztovszky stb.).

Mi a Rudas-fürdő – Gellért-hegy körüli radonanomáliát több szempontból vizsgáltuk. A Rudas-fürdő ivócsarnokának 3 kút vizét (Attila-kút, Hungária-kút, Juventus-kút) két mérési ciklusban 79 alkalommal mintáztuk meg. Ezen kívül megvizsgáltuk a Gellért-hegyi táró, Aragonit-barlang levegőjének radontartalmát, az ott található vizek radontartalmát. A barlangban és az Ősforrásban szilárdmintát is vettük, azért, hogy megvizsgáljuk őket, lehetnek-e a radon forrásai.

Meghatároztuk a Rudas-ivócsarnok vizeinek radontartalmának időfüggését, korrelációját egymással és a Duna vízállásával, évszakos változásokat, továbbá a gyakoriság-eloszlásukat. A kőzet- és ásványmintákban megmértük a rádiumtartalmat és a belőlük tömegegységként kilépő radontartalmat, a fajlagos radonexhalációt.

A radontartalom nagyságának sorrendje mindig azonosan alakult: Attila-kút átlagosan $380\text{Bq/l} \pm 6\%$, Hungária-kút $315\text{Bq/l} \pm 6\%$, Juventus-kút $146\text{Bq/l} \pm 5\%$. Megállapítottuk a vizek radontartalmának időbeli változását. A Juventus-kút, ami legmélyebben van, állandóbb, mint a felül lévők. A radontartalom gyakorisága jó közelítéssel normál-eloszlás. A magasabban szűrőzött kút radonkoncentrációja kicsit változik. Az első ciklusban 8 és 11% a második ciklusban 16 és 20% volt a radontartalom változása. Ezt a felszíni eredetű vízzel való keveredés lehetőségével lehet magyarázni. A radontartalom lassú, több hónapos, változásait figyeltük meg, tendencia szerű emelkedés és csökkenés volt látható adatainkban. Ennek oka a hidrogeológiai áramlási rendszerek változása és a csapadék mennyisége lehet.

A három kútnál a Dunával és egymással korreláció alig figyelhető meg. A Hungária- és a Juventus-kutak radontartalmi időben kis pozitív korrelációt mutatnak egymással. A Duna vízállásával enyhe negatív korrelációt tapasztaltunk, de kizárólag

csak extrém magas vízállásnál (mérési időszakunkba beleesett a Duna egyik nagy árvize).

Mérési eredményeink azt mutatták, hogy a kutak radontartalma jó közelítéssel állandó, viszont az egymástól kb. 10-20 méterre lévő források radonkoncentrációi között nagy a különbség, ami időben állandóan fennáll. Ebből arra következtettünk, hogy valamilyen lokális földtani oka van az itt mérhető magas radonkoncentrációnak. Feltevésünket az a mérési sorozat is igazolja, amiben a táróban lévő kutak és a Diana-forrás koncentrációját is megmértük, és a Diana-forrásé, aminek az aknája Rudas gépházában van, kimagaslóan magas volt a közelben lévő többi vízéhez képest. Ezenkívül azt is megállapíthatjuk, hogy a más szerzők korábbi (évekkel ezelőtti) méréseihez képest számottevő mértékben nem változott a kutak radontartalma.

Az Aragonit-barlang falának rádiumtartalma nem számottevően nagy, az Ősforrás vízfelszínén kivált kalcit viszont jelentősen felhalmozza a rádiumot. A kalcit 442 Bq/kg fajlagos aktivitása az átlaghoz képest nagyon magas. A gamma-spektroszkópiás méréseinkkel kimutattuk, hogy a kalcitban nincs urán, ami a vízből történő kiválás folyamatát bizonyítja. A kalcitréteg összeszedi a rádiumot a vízből, de radonexhalációja nem elegendő a felette levő légtérben mért magas radonaktivitás magyarázatához. Ez alapján azt gondoljuk, hogy az Ősforrásnál mérhető magas radontartalom másik forrásai lehetnek a vízből kidiffundáló radon atomok. A kiválás folyamata azonban érdekes lehet a térség radonanomáliájának tisztázásakor.

7. Köszönetnyilvánítás

Elsősorban köszönöm Lóbb Henriett barátnőmnek, az első méréseknél nyújtott közös munkánkat és az Országos Tudományos Diákköri Dolgozatunk közös megírását.

Köszönettel tartozom témavezetőmnek, Horváth Ákosnak, aki többször éjszakába nyúló munkájával segítette a dolgozatom létrejöttét.

Továbbá nagyon köszönöm Mindszenty Andrea professzorasszonynak és Mádlné Dr. Szőnyi Juditnak és Erőss Anitának, hogy a Gellért-hegyi táró és a Rudasfürdő Diana- forrás vizsgálatakor csoportjukkal tarthattam és ez lehetővé tette a mintavételeket, valamint köszönöm a szakmai tanácsaikat.

8. Irodalomjegyzék

- ALFÖLDI L., BÉLTEKY L., BÖCKER T., HORVÁTH J., KESSLER H., KORIM K., ORAVECZ J., SZALONTAI G. (1968): Budapest hévizei.-
Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóintézet, Budapest.
- ALFÖLDI, L. (1981): A budapesti geotermikus áramlási rendszer modellje.-
Hidrológiai Közlöny, IX, pp 397-403.
- BARADÁCS, E., HUNYADI, I., DEZSŐ, Z., MÓCSY, I., CSIGE, I., SZERBIN, P., VAUPOTIC, J. (1999):²²⁶Ra in geothermal waters of the Carpathian Basin. - IRPA Regional Congress on Radiation Protection in Central Europe, Budapest, 23-27 August 1999.
- BARADÁCS, E., HUNYADI, I., DEZSŐ, Z., CSIGE, I., SZERBIN, P. (2001):
²²⁶Ra in geothermal and bottled mineral waters of Hungary. - Radiation Measurements 34, pp 385–390.
- BARÓTFI I. (szerk.) (2000): Környezettechnika, Mez-gazda Kiadó, Budapest, ISBN 963 286 009 8. (A radioaktivitás a környezetben: pp. 871-927.)
- DEZSŐ Z. (2000): A barlangi radon eredetének vizsgálata. - II. Karsztfejlődés Konferencia, Szombathely, 2000 ápr. 13-14.
- DEZSŐ Z, HAKL J, MOLNÁR L. (2001): Barlangi kőzetek radon exhalációja. - Karsztfejlődés VI, Szombathely 2001, Ed. Veress M., pp. 305-313.
- FEKETE, J. (2006): A radon eredetének vizsgálata a Gellért-hegy Rákóczi-forrás csoportján. Diplomamunka, ELTE TTK FFI, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék
<http://www.budapestgyogyfurdoi.hu/tartalom.php?idx=17>
<http://ion.elte.hu/~akos/kflab/lev.htm>
<http://ion.elte.hu/~akos/kflab/tau.htm>
<http://ludens.elte.hu/~akos/kt/rad.html>
<http://ludens.elte.hu/~akos/sflab/rex>
<http://members.iif.hu/rad8012/kemia/izotop1.doc>
- JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., TÓTH GY., SÁSDI L., ROTÁRNÉ SZALKAI Á. (2002): Karsztvízföldtani vizsgálatok a Magyar Állami Földtani Intézetben. In: Liebe Pál (szerk.): Karsztvízkutatás Magyarországon. I. Felszín alatti vizekért Alapítvány kiadványa, Miskolc, pp. 1-17.

- KASZTOVSZKY, Zs., KUCZI, R., SZERBIN, P. (1996): On the Natural Radioactivity of Waters in Hungary. – Central European Journal of Occupational and Environmental Medicine 2/4, pp 335–347.
- KOVÁCS, J., MÜLLER., P. (1980): A Budai hegyek hévizes barlangjainak fejlődéstörténete. Karszt és barlang, 1980/II, pp 93-98.
- KORPÁS, L., FODOR, L., MAGYARI, 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.
- KÖTELES GYÖRGY: Radon a környezetünkben. - Fizikai Szemle, Budapest 1994/6, XLIV. évfolyam, 6. szám. HU ISSN 0015-3257 (pp 233-241.)
- MARX GYÖRGY (1996): Atommag-közelben. - MOZAIK Oktatási Stúdió, Szeged, 1996.
ISBN 963 697 027 0. (Sugárvédelem: pp 197-204.)
- ORBÁN ILDIKÓ (2008): Felszín alatti vizek radontartalmának vizsgálata Békés és Pest megyékben. - Diplomamunka, ELTE TTK Atomfizikai Tanszék
- ORSÁNYI BEATRIX (2003): Radon mérés barlangokban. - Diplomamunka, ELTE TTK Atomfizikai Tanszék
- PALOTAI MÁRTON (2004): A Gellért-hegy és a Lukács-fürdő vizeiben mért radon- és rádiumtartalom lehetséges forrásai. - Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék
- PALOTAI MÁRTON, MÁDLNÉ SZŐNYI J., HORVÁTH Á., (2005): Általános Földtani Szemle 29, 25–40, Budapest.
- SCHAFARZIK, F. (1926): A Szent Gellérthegy geológiai múltja és jelene. Természet Tudományi Közlemények, 58. kötet, 468.
- SCHAFARZIK, F. (1928): Adat Budapest /Pest/ talajvizének ismeretéhez - Hidrológiai Közöny, III, pp 46.
- SZERBIN P. (1994): Radon a Rudas-fürdő légterében. - Fizikai szemle 1994/6. p. 241
- SZERBIN, P. (1996): Natural Radioactivity of certain spas and caves in Hungary – Environment International, Vol 22 (1), 389-398.
- SOMLAI, J. (2005): Veszprém megye területéről készült radiológiai összefoglaló helyzetértékelés 8-23.

- TÓTH E. (1999): Radon a falvakban. Fizikai Szemle 1999/2
- VÁRHALMI MÁRTA (2004): A budapesti termálvizek radontartalmának vizsgálata. - Diplomamunka, ELTE TTK Atomfizikai Tanszék
- VOJNITS ANNA (2008): A radon eredetének és a felszín alatti vizek keveredésének vizsgálata a Gellért-hegy környezetében. - Diplomamunka, ELTE TTK FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék,
- WESZELSZKY GY. (1912): A budapesti hévvizek radioaktivitásáról és eredetéről. - Matematikai és természettudományi értesítő, **XXX**, 340-381.
- WESZELSZKY, GY. (1928): A budapesti Hungária-forrás rádióaktivitása. - Hidrológiai Közlöny, **IV-VI**, 45-52.
- WESZELSZKY, GY. (1933): A budapesti Rudas-fürdő körül fakadó hévforrások radioaktivitásáról. - Hidrológiai Közlöny, **XII**, 120-127.
- WESZELSZKY, GY. (1937): A budapesti hévizek rádiumemanációtartalmának eredetéről. - Hidrológiai Közlöny, **XVI**, 5-16.
- www.wikipedia.hu/radon
- ZSIGMONDY, V. (1878): A városligeti artézi kút Budapesten. – Földtani Közlöny, **IX**, pp 128-131.