

A soproni Csalóka-forrás magas radontartalma eredetének vizsgálata

TDK dolgozat 2008.

Készítette Freiler Ágnes

Témavezető: Horváth Ákos, egyetemi docens

ELTE Atomfizikai Tanszék

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	2
2. Elméleti háttér	4
2.1. A természetes radioaktivitás.....	4
2.2. A radon.....	4
2.3. Radioaktivitás a természetes vizekben, talajokban, levegőben.....	5
3. A Soproni hegység	8
3.1. Geológiai adottságok.....	8
4. A mintavételi helyszín leírása	9
5. Mérési technikák	11
5.1. Vizek radontartalmának meghatározása.....	11
5.1.1. A folyadékszcintillációs spektroszkópia.....	11
5.1.2. A Tri-Carb működése és a mérés menete.....	12
5.1.3. A vízmintavétel menete.....	14
5.2. Talajminták radonkibocsátásának mérése.....	15
5.2.1. A talajmintavétel menete.....	15
5.2.2. Vízbe történő exhaláció mérés menete.....	16
5.2.3. A RAD7 detektor.....	16
5.2.4. A levegőbe történő exhaláció mérés menete.....	17
5.3. Talajminták rádiumtartalmának meghatározása.....	18
5.3.1. A detektor leírása.....	18
5.3.2. A mintavétel menete.....	18
5.3.3. A mérés menete.....	19
6. A mérések eredményei és diszkussziójuk	20
6.1. Vízminták mérési eredményei.....	20
6.2. Radonexhaláció mérések eredményei.....	25
6.2.1. Vízbe történő radonexhaláció eredménye.....	25
6.2.2. Levegőbe történő radonexhalációk eredményei.....	28
6.3. Gamma-spektroszkópiás eredmények.....	30
7. Összefoglalás	31
Felhasznált irodalom	32

1. Bevezetés

A soproni Csalóka-forrás a Soproni-hegységben, pontosabban az Iker-árokban helyezkedik el. Megközelíthető az Ojtozi fasortól, a piros jelzésű turistaúton, vagy a Pedagógus-forrástól az úgynevezett hullámos nyiladékon. Nevét bizonytalan előtörési helyéről kapta. Az egykor rendezett forrás mára igencsak lehangoló látványt nyújt, a pihenőhely asztalai is csak nyomokban láthatók.

A forrás vizét az elmúlt években még fogyasztani is lehetett, hiszen ekkor még kiépített állapotában találhattunk rá. Ma már csak nyomai vannak meg, egy régi, elrozsdásodott vascső, ami mostanra csak az emléket őrzi annak, hogy abból valaha is forrásvíz csorgott.



1. ábra. Csalóka-forrás vascsöves kifolyója 1977.

A forrást 2007 novemberében kezdtem látogatni, hiszen a környék magas radontartalma felkeltette érdeklődésemet. A Soproni-hegység felszín alatti vizeinek korábbi felmérése alapján ugyanis a Csalóka-forrás mutatta a legmagasabb értéket (kb. 220 Bq/l), amely

országos viszonylatban is magas radonkoncentráció. A soproni radonkérdés tágabb értelemben engem is érint, hiszen ott lakom. Érdeklődésemhez hozzájárult továbbá az is, hogy személyesen kötődöm a helyhez, hiszen gyerekkoromban családommal sok alkalommal ezt az erdőt választottuk kirándulásunk célpontjául.

Témavezetőm támogatásával lehetőségem nyílt különféle vizsgálati módszerek elvégzésére. Egy év alatt 13 alkalommal látogattam el a forráshoz, 35 vízmintát, és 9 talajmintát gyűjtöttem. Ezen vízminták radontartalmát a laboratóriumban folyadékszintillációs spektrometriával, a talajminták radonkibocsátását levegőbe radon-kamrás exhalációméréssel, valamint a talajok urántartalmát gamma-spektroszkópiás méréssel határoztam meg.

Dolgozatom célja a Csalóka-forrás radontartalmának időfüggését megvizsgálni, a radonanómália területi kiterjedését meghatározni, a földtani eredetre vonatkozó vizsgálatokat elvégezni és az ott található talajok rádiumtartalmát meghatározni. Dolgozatomban ezekből szeretnék következtetéseket levonni és összefoglalni mindazt, amit kutatásaim során megtudtam.

2. Elméleti háttér

2.1. A természetes radioaktivitás

Életünk során állandó radioaktív sugárzásnak vagyunk kitéve, amely sugárzás lehet természetes és mesterséges. A mesterséges sugárzás a földi élet előrehaladtával fokozatosan nő, azonban egészségügyi szempontból itt nem elsősorban az atomerőművek sugárzására kell gondolni, nem ez jelenti a legnagyobb kockázatot, hanem az orvosi eszközökből származó sugárzás, például a CT, röntgen és MR [2].

A természetes radioaktivitás egyik fő része a kozmikus sugárzásból adódik, ami a világűrből érkezik. Másik csoportja a földkéregben található természetes eredetű radioaktív anyagok, például az urán és a tórium különböző vegyületeinek sugárzása. Ezek egy 4,5 milliárd évvel ezelőtt történt szupernóva robbanásból származnak. Bizonyos elemek elég hosszú felezési idővel rendelkeznek ahhoz, hogy túl tudták élni a Föld fejlődésének különböző szakaszait, éppen ezért környezetünk már természetes módon tartalmaz radioaktív sugárzást. Még egy összetevőt kell megemlíteni, amely nem más, mint a kozmikus sugárzás hatására kialakuló izotópok, a trícium (^3H) és a radiokarbon (^{14}C) radioaktivitása. [3]

A ránk ható sugárzás állandó és elkerülhetetlen. A mesterséges és természetes eredetű sugárzás kb. 36%-ért a radon és bomlástermékei a felelősek. Elmondhatjuk, hogy a természetes sugárzást figyelembe véve évente átlagosan 2,4 mSv/év terheléssel számolhatunk, aminek megközelítően fele a radon ésleányelemeintől származik [8].

Mivel évmilliárdok óta éri a Földet és már születésünk óta hat ránk a sugárzás, nem tekintjük veszélyesnek, azonban bizonyos felhalmozódási folyamatok és intenzitásnövekedések okait érdemes vizsgálni és elkerülni.

Az emberi egészség védelme érdekében a radioaktivitás vizsgálata nagyon fontos feladat, hiszen a nagymértékű sugárzás káros, főleg rákos és légúti megbetegedésekhez vezethet.

2.2. A radon

Több uránizotóp is jelen van a felszíni kőzetekben, ilyenek a 235 és 238-as tömegszámú urán [3]. Számunkra a ^{238}U a legjelentősebb, annak is egyik leányeleme, a radon (^{222}Rn). A radon színtelen szagtalan nemesgáz, a periódusos rendszer VIII. főcsoportjában található, 86-os

rendszámmal. Nemesgáz szerkezettel rendelkezik, azaz zárt elektronshéja van, emiatt igen kis mértékben létesít kémiai kötéseket más atomokkal, kémiaiilag inaktív. A ^{222}Rn közvetlenül a rádiumból (^{226}Ra) keletkezik alfa-bomlással. Három izotópja ismert, a radon (^{222}Rn) a toron (^{220}Rn) és az aktínion (^{219}Rn). Az utóbbi két izotóp felezési ideje annyira rövid, hogy környezetvédelmi és közegészségügyi szempontból általában elhanyagolható. A radon felezési ideje 3,82 nap, ez elég hosszú idő ahhoz, hogy a talaj mélyebb rétegeiből, illetve a talajszemcsékből a levegőbe és a felszín közeli vizekbe jusson. Nem maga a radon jelent veszélyt, hanem annak bomlástermékei, hiszen a radioaktív bomlás során polónium (^{214}Po) és bizmut (^{214}Bi) keletkezik, ami már könnyen kitapadhat a légköri aeroszolokra, majd onnan légzésünk során a tüdőbe jutva sok jelentős káros hatást fejthetnek ki.

2.3. Radioaktivitás a természetes vizekben, talajokban, levegőben

A természetes vizek kivétel nélkül radioaktívak kisebb-nagyobb mértékben. Az átlagos urántartalom egy talajban 2ppm.

A levegővel közvetlenül érintkező vizek radioaktivitását elsősorban a vízmolekula egyik hidrogénje helyére épülő trícium izotóp hozza létre, ha a mesterséges szennyeződés lehetőségét kizárjuk. A szervezetbe beépülő radiokarbonnak pedig az élő szervezetek aktivitása köszönhető. A légkörben e két izotóp egyensúlyának beállta után, diffúzióval bejuthatnak a természetes vizekbe, talajokba, valamint az élő szervezetekbe is.

Általában minden 10^{18} -odik hidrogén helyett trícium atom ül a molekulában, radiokarbon esetén pedig ez az arány kb. 5×10^{11} .

A felszín alatti vizek, így a forrásvizek sem érintkeznek közvetlenül a levegővel, ezért azok aktivitása nem a légkör, hanem a felszín alatti kőzetek radioaktív urán-, vagy tórium tartalmának következménye. A radon ezen elemek bomlásterméke, könnyen polarizálható, ezért jól oldódik vízben, ott pedig a radioaktivitás forrásává válik.

Különböző vizsgálatokkal bebizonyították, hogy a magyarországi felszín alatti vizek általában radioaktívak.

Ezen vizek radontartalma jól mérhető, szinte minden esetben a 1-500Bq/l tartományba esik. Összehasonlításként az EU ajánlása az ivóvíz maximális radontartalmára 100Bq/l [3].

Sok országban szigorú előírások vannak az ivóvízben lévő radon maximális mennyiségére vonatkozóan. USA-ban 11 Bq/l az ivóvízbeli radon mennyiségének megengedett felső értéke.

Ugyanez a korlát Nagy-Britanniában 100 Bq/l, míg az ivóvizek átlagos radontartalma itt 1 Bq/l [10].

A radon nemesgáz szerkezete miatt könnyen tud mozogni az egyes talajokban, diffúzióra, migrációra képes és konvektív áramlással is tud mozogni. Ha nagyon mély rétegben jön létre, nagyon kevés az esélye annak, hogy kijut a levegőbe. Mégis mivel migrálni képes a kőzetek repedésein belül, eljuthat felsőbb talajrétegekbe, ahol a jelen levő gázokba, illetve a vizekbe beoldódhat. Innen természetesen a levegőbe is kijuthat és ott további diffúzióra képes. Ebből fakad a radon egyik fontos alkalmazási lehetősége, a geológiai törésvonalak nyomon követése, hiszen a gáz ezen törésvonalak mentén könnyebben kerülhet a talaj közelébe, és koncentrációját mérni lehet. Egy másik felhasználási lehetőség a földrengések előtti radonfeldúsulásokról adódik. Kutatók megfigyelték, hogy egyes földrengések előtt a talaj pórusaiban több radon található, mint átlagosan. [7]

A radon útját a felszín alatt több tényező befolyásolja. Ilyenek a talaj porozitása, meteorológiai tényezők, a geológiai jellemzők, illetve az is nagyon fontos, hogy mekkora a radon élettartama. Szerepe van még a talajvíznek, nedvességtartalomnak, nyomás különbségeknek és a hőmérsékletnek is. A radon mozgását befolyásoló tényező a talaj szerkezete, homokos talajokban könnyebben, szinte zavartalanul mozoghat, míg agyagos talajokban nehezebben. Kiváló példa a radon mozgásának, a talaj nedvességtartalmának és a szerkezetének összefüggésére az agyagos talaj esete. Csapadékosabb időben az agyag szemcséi jó duzzadóképességük miatt megnőnek, így elzárják a migrációs utat a radon elől. Ezzel szemben szárazabb időben repedések keletkeznek, így biztosítva tökéletes utat a nemesgáznak. A ^{222}Rn diffúziós úthossza szilárd testekben néhány cm-től néhány száz méterig terjedhet [6] [5].

A mai városlakók (különösen a hideg tájakon élők) legtöbb idejüket (70-90%) otthon töltik, vagy legalábbis zárt térben, s ott a radon feldúsulása sugárterhelésükre is kihat [4].

A levegőben jelenlevő radon legfőbb forrása a talaj. Ez nem feltétlenül igaz a szabad légköri levegőre, hiszen ott hamar elbomlik, azonban a lakások, pincék, barlangok, alagutak, fürdők légtérében feldúsulhat jelentős mértékben és ott káros hatását kifejtheti.

A radon kisebb hányada érkezik diffúzióval (15%), a nagyobb hányadot (45%) általában nyomáskülönbség által szívott talajlevegő hozza magával nyílásokon keresztül (repedéseken, csatornákon, villanyvezeték mentén). Az építőanyagból kidiffundálva mintegy 20%, a külső levegőből bediffundálva 17%, a vízből 2%, a konyhai gázból 1% érkezik. Urándús talajra épült házban a talajból bediffundáló, onnan beszívott radon részaránya megközelítheti a 100%-ot. Padlószinten a legmagasabb, fentebb alacsonyabb a radon-koncentráció [8]. Reggelre szellőztetés híján a koncentráció megnő, napközben a szellőztetés miatt kisebb

értékeket mérhetünk. Ugyanígy télen magasabb a koncentráció, a fűtés miatt, hiszen a felszálló meleg levegő szívóhatást fejt ki a talajra, ahonnan több radon tud ennek hatására kiszökni.

Egészségügyi hatás

A radon sok különböző forrásból, például légzésből kerülhet az emberi szervezetbe. Itt nem közvetlenül a radon fejt ki egészségkárosító hatását, hanem annak bomlástermékei, pl. ^{214}Po és ^{214}Bi . Egészségkárosító hatásuk kifejtéséhez többféle út vezet. Vagy magát a ^{222}Rn -t lélegzi be az ember, vagy a légkör szilárd részecskéihez tapadt bomlástermékeket. Mint ahogy említettem már a polónium és a bizmut már nem nemesgáz szerkezetű, ezért könnyen kapcsolódhatnak a légköri aeroszolok felületéhez. Ezek az emberek légzése során a tüdőbe kerülnek, ott is leginkább a hörgők elágazásaiban ülepednek ki, ahol további bomlásokkal roncsolják a sejteket, szöveteket. A legnagyobb veszélyt azok a radon-leányelemek jelentik, amiket úgy lélegzünk be, hogy nincsenek kis részecskékhez kötődve, hiszen ezek sokkal mélyebb régiókba képesek eljutni a tüdőben, mint az aeroszolokon kötődött izotópok. Továbbá az alfa bomló izotópok szintén nagyobb kockázatot jelentenek, mint a béta-bomlók, hiszen ezek sokkal nagyobb energiával roncsolják azokat a sejteket, amiknek közelében elbomlanak, és sugárzást bocsátanak ki. A legjobban veszélyeztetettebbek a dohányos emberek valamint azok, akik dohányos emberek közelében élnek, dolgoznak. Ők a dohányfüst apró részecskéivel együtt szívják be a káros izotópokat (passzív dohányzás). A belélegzett porszemcsék néhány nap alatt távoznak a szervezetből, azonban a hozzájuk kötődött izotópok ezen idő töredéke alatt elbomlanak, fejtik ki káros hatásukat. Ha egy sejt elhal a kibocsátott sugárzást követően, nincs nagy baj, azonban az már problémát jelent, ha túléli, hiszen ekkor károsodhat, rákos, daganatos sejtté alakulhat át, ez pedig a légúti megbetegedésekhez, rákosodásához vezethet. A tüdő hólyagocskáin keresztül a bomlástermékek eljuthatnak a véráramba is, itt azonban már nagyon kicsi a kockázata betegségek kialakulásának.

Az ivóvízzel a gyomorba jutó radon bomlástermékeivel együtt a gyomorfal sejtjeire és a bélbolyhokra hat. (400 Bq/l radont tartalmazó vízből napi 1 liter elfogyasztása esetén az egészségre vonatkozó éves egyenértékű dózis 1mSv) [6]. További negatív hatással vannak a radon bomlástermékei a bőrfelületre, hiszen károsítják a felhám sejtjeit.

Fontos megemlíteni, hogy a radonnak egyes elméletek szerint nemcsak káros, hanem pozitív hatásai is vannak, gondoljunk csak a gyógyvizekre. Ezen vizeknek is kivétel nélkül magas radioaktivitásáról találhatunk feljegyzések, ilyen pl. a miskolctapolcai tavas barlang, vagy a budapesti Rudas-fürdő. Bizonyos vélemények szerint a Hévízi-tó iszapjában lévő radon például

megkönnyíti és fokozza az anyagcsere folyamatokat, megnyugtatja az idegrendszert, és gyógyítóan befolyásolja a sejtműködést is [6]. Más források arról számolnak be, hogy a radontartalmú víz fogyasztásával még a gyomorpanaszok, gyomorbetegségek is enyhíthetők. Természetesen ehhez nagyon fontos az állandó orvosi felügyelet, ellenkező esetben pont negatív hatást érünk el.

3. A Soproni hegység

Magyarország területén több helyen találtak már az átlagosnál magasabb radonpotenciálú területet. Ilyen például a gránit alapkőzetű Velencei-hegység és a Mecsek környéke [12]. Érdekeséget jelent, hogy a Soproni-hegység legnagyobb részét gneisz alkotja, a legnagyobb részben az úgynevezett soproni gneisz. Emellett azonban fontos a csillámpala és a leukofillit is [1]. Ezen kőzetekben található ásványokhoz - kvarcok, földpátok, biotit- kötődnek azok a különböző urán- és tóriumvegyületek, amik a Soproni-hegységet érdekessé teszik radiológiai szempontból [12]. Régebbi kutatások alatt is találtak már gneisz alapkőzetre épült településeknél magas radonkoncentrációt [1]. A hegységben találhatunk különböző törésvonalat, ami mentén a radon könnyen a felszínre juthat [12].

3.1. Geológiai adottságok

A Magyar Állami Földtani Intézet 1969-ben kezdett el a Soproni-hegységgel foglalkozni, feltérképezni azt.

A hegység metamorf kőzetei a Keleti-Alpok Alsó-ausztróalpi takarórendszerének egységébe tartoznak [1].

A prekambriumban az agyagos-homokos kőzetek a földkéreg alá kerültek, ahol csillámpalákká kristályosodtak, majd ezek közé kb. 800°C hőmérsékletű gránitos olvadék nyomult be. A gránitból palás szerkezetű gneisz keletkezett az átalakulási folyamatok során.

Az alpi hegységképződési ciklusban alakultak ki magas hőmérsékleten és nyomáson a csillámpalák és gneiszrétegek között lejátszódó fizikai- kémiai folyamatok során a leukofillitek. Ez jellegzetes fehér színű kőzet, jelzi a hegység idős átmozgásainak nyomát. Ebben a ciklusban alakult ki a Soproni-hegység kőzettani alapszerkezete.

A hegység területén leginkább egy palásabb típusú gneiszváltozat, a soproni- típusú gneisz található. Ebben a muszkovit az uralkodó ásvány.

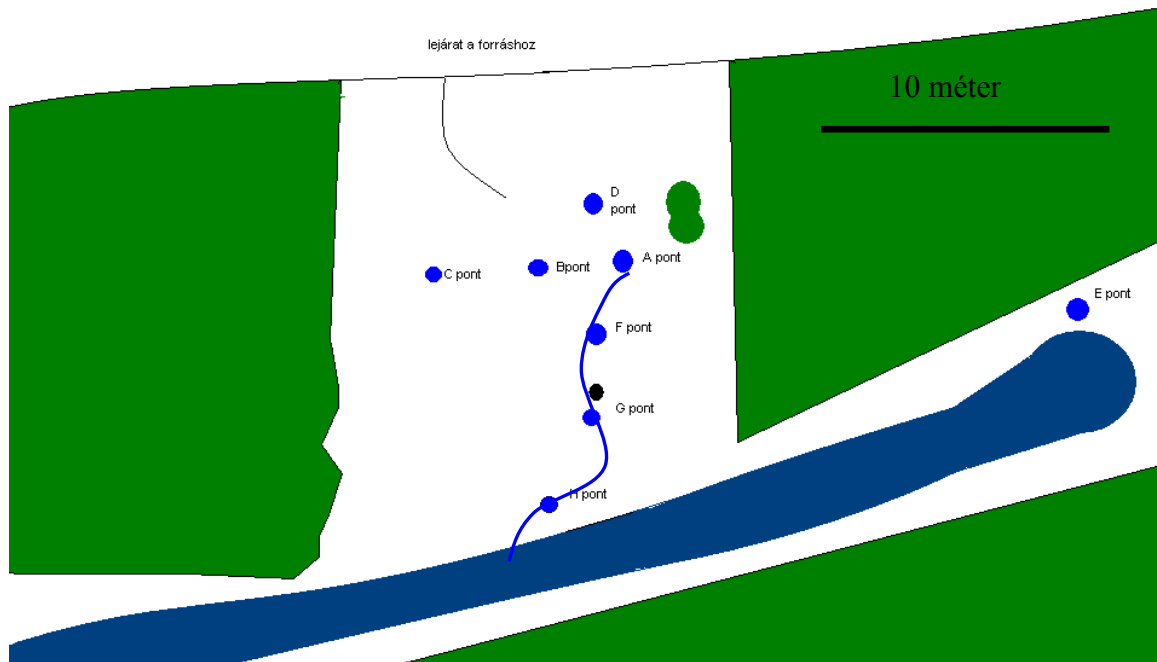
A hegység uralkodó kőzettípusa az ortogneisz. Ez magas nyomáson, alacsony hőmérsékleten keletkezett metamorfózis során, emiatt a kristályszerkezet palássá, irányítottá vált. Az ortogneiszben leginkább kvarc, földpátok, gránát, a csillámok közül biotit, muszkovit található, ezekben kereshetjük a radioaktív elemeket. A csillámpalákban található több radioaktív tartalmú ásvány, szemben a gneisz ásványaival. Ezek az ásványok a kőzetekben migráló vizes oldatokkal, CO₂-dal együtt távozhatnak és ha ilyen oldott sókat tartalmazó oldatok más pH-jú kőzetbe érnek, a benne oldott elemek kicsapódhatnak. A gránit átkristályosodása során sok ilyen oldat maradt vissza, ami különböző folyamatokat indított el. Ilyen folyamatoknak köszönhető a Soproni-hegység urán, és tóriumtartalma [4].

4. A mintavételi helyszín leírása

A mintákat minden esetben a Soproni- hegységből, azon belül az Iker-árok D-ágának felső szakaszán elhelyezkedő Csalóka-forrás területéről vettem. Nincs kiépített forrásfoglalás, a víz a földből tör fel, hol kisebb, hol nagyobb mértékben. A forrás területén leginkább égeres és lucfenyők találhatók, kicsit feljebb nagy dagonya.

A forrás egy kisebb lejtő oldalában helyezkedik el, így a gyengén felszínre jutó víz könnyen lefolyik rajta. 13 alkalommal látogattam el a forráshoz, környékéről 10-20méter sugarú körben gyűjtöttem 35 víz- és 9 talajmintát.

A helyszínről készítettem egy egyszerű ábrát, amin fel vannak tüntetve azok a pontok, aminek a tulajdonságait vizsgáltam. A forrás GPS koordinátái: északi szélesség 47,65°, keleti hosszúság 16,55°, tengerszint feletti magassága 395méter. A D pont látható legészakabbra.



2. ábra. A Csalóka-forrás területének egyszerű térképe, mintavételi helyszínekkel. A zöld terület a fás területet, a kék a vízzel borított területet jelöli.

A 2. ábrán látható pontok mindegyike maximum 3cm átmérőjűek, ekkora felületen érzékelik a felszínre a forrásvíz az adott pontokon.

A pontok ismertetése:

A pont: Ezen mintavételi pont mélysége kb. 10-15cm. Innen minden alkalommal vettem vízmintát, 4 alkalommal talajmintát, ezek módját azonban később ismertetem. A víz ebből a pontból tört elő legdinamikusabban és állandóan (ezért választottam ezt a pontot, hogy minden alkalommal megvizsgáljam), a talaj felszínén egy összefüggően lefolyó vízréteget hoz létre.

B pont: Az A ponttól balra található, kb. attól 50cm-re, mélysége szintén 10-15cm. Innen 9 alkalommal vettem víz- és 2 alkalommal talajmintát. Ezt a pontot ásóval hoztam létre meglazítva a talajt, hogy a forrás a felszínre juthasson. Általában nagyon gyengén szivárgott a víz, kis idő elteltével megtelt a gödre annyira, hogy fecskendővel mintát tudjak venni.

C pont: Az A ponttól balra, 4m-re található, innen 2 alkalommal tudtam vízmintát venni, hiszen a többi esetben teljesen száraz volt még akkor is, ha mélyebbre ástunk.

D pont: Az A ponttól felfelé, kb. 2 méterre található. 2 alkalommal vettem vízmintát, talajmintát itt nem gyűjtöttem. A két alkalmat itt is az indokolja, hogy csak abban az időben jutott a felszínre víz, de akkor is csak kis mértékben.

E pont: Itt egy állandó „dagonya” található, állandó vízborítottság jellemző. Az A ponttól messze, kb. 20m-re található. Az innen származó víz olyan erősen folyik le, hogy lejjebb, a H pontnál összefolyik a Csalóka-forrás vizével, ahogy ez az ábrán is látszik. 3 vízminta származik innen, talajmintát nem vettem.

F pont: Az A ponttól lefelé kb. 4 méterre helyezkedik el. Az innen származó 2 db vízminta az A pontból lefolyó forrásvízből származik, tehát ez már nem közvetlenül a talajból feltörő, illetve szivárgó víz.

G pont: Az A ponttól még nagyobb távolságra, kb. 5 méterre található. A G pont mellett helyezkedik el a forrás régi kivezető csöve. Az innen vett 2 vízminta is az A pontból lefolyó víz összegyülemeléséből származik, valamint egy talajmintát is itt vételeztem.

H pont: Itt találkozik az E- és az A pontból származó víz. Egy talajminta és egy vízminta került vételezésre innen.

5. Mérési technikák

5.1. Vizek radontartalmának meghatározása

5.1.1. A folyadékszintillációs spektroszkópia

A technika lényege, hogy olyan szcintilláló anyagot használtunk, amelynek részecskéi ionizáló sugárzás hatására gerjesztődnek, magasabb energiaszintre lépnek, majd energiájukat egy fényfelvillanás közben veszítik el. Tehát mindig szükség van egy szcintilláló anyagra, a koktéllra. A koktél egy vízzel nem elegyedő oldat, ezért a küvettában levő folyadék kétfázisú. Ez három összetevőből áll, oldószerből, primer és szekunder szcintillátorból. A kibocsátott alfa és béta részecskék energiájukat ütközés során a primer szcintilláló anyaggal ütközve átadják. Ettől a többlet energiától aztán a primer szcintillátor felvillanás formájában válik meg. A felvillanás hullámhossza azonban nem a látható fény tartományába esik, ezért van szükség a szekunder szcintilláló anyagra a koktélban.

5.1.2. A Tri-Carb működése és a mérés menete



3. ábra Tri-Carb 1000 típusú folyadékszintillációs spektrométer

A vízminták radontartalmának meghatározásához Tri-Carb 1000 típusú folyadékszintillációs spektrométert használtam. A mintában keletkezett felvillanásokat két koincidenciába kapcsolt, egymással szemben elhelyezett fotoelektron-sokszorozó detektálja. A koincidenciába kapcsolás azt jelenti, hogy a műszer csak azokat a felvillanásokat detektálja, amelyeket mindkét elektronsokszorozó érzékel, így tudja a zavaró hatásokat kiküszöbölni. A zavaró hatásoktól megszűrt impulzusok egy analóg-digital konverter (ADC) bemenetére jutnak, ami megméri az amplitúdókat, szétválasztja magasság szerint, és az ennek megfelelő csatorna számát megnöveli eggyel. Meg kell említeni a kioltás jelenségét, ami újabb problémához vezethet. Ez azt jelenti, hogy a mintában keletkezett fotonok még azelőtt elveszítik energiájukat, hogy a detektorhoz érnének. Beszélhetünk optikai kioltásról, ez akkor lép fel, ha pl. ujjlenyomat marad a küvettán, emellett létezik még kémiai- és színkioltás. Ezek a zavaró hatások esetünkben mégsem jelentenek nagy problémát, mivel a radon spektruma nagy fényhozamnál mutat csúcsokat (fényhozamnak a bomlást követően felvillanó fotonok számát nevezik).

A műszer statisztikát készít a kapott elektromos impulzusok magasság (amplitúdó) adataiból, tehát amplitúdó gyakoriság eloszlást mér. A műszert bekapcsolás után, használata előtt kalibráltam egy ismert ^{14}C oldattal, majd beállítottam a megfelelő működési paramétereket (protokollt). Ilyen pl. a mérési idő és a fényhozam tartomány (én általában 15 perces méréseket végeztem). Ezek után megkezdődik a mérés, a kapott adatokat (pl. mérési idő, A, B, C csatornák beütésszámai, mérés kezdete és vége között eltelt idő, belső standarddal mért kioltás, spektrumot jellemző spektrális index) kinyomtattam és exceltáblázat segítségével

dolgoztam fel, értékeltem. Ehhez a $c = (\text{CPM}-12,1)/1,98\text{Bq/l}$ kalibrációs egyenletet használtam fel, amit ismert ^{226}Ra tartalmú vízminták segítségével határoztam meg, ahol CPM a percnként detektált elektromos jel, c a mérés kori koncentráció. Ezek után az exponenciális bomlástartörvény alapján kiszámoltam a mintavétel kori aktivitást a $c(\text{mérés kori}) = c(\text{mintavétel kori})e^{-\lambda t}$ képlettel.

Minta	CS1	CS2	CS3	
minta vétel	11	11	1	Mintavételi adatok
	3	25	7	
	11	15	10	
	30	0	30	
mérés kezdete a printen	11	11	1	Printen található adatok
	6	27	8	
	20	16	17	
	2	27	34	
mérési idő	15	15	15	
eltime	16	16,2	16,06	
cpm	208,93	276,2	266,67	
cpmhiba	3,57	3,11	3,16	
sis	1205,3	1139,5	1122,8	
tsie	622	599	604	
dt	80,3	49,22	30,83433	$dt = (B7-B3)*24 + B8 - B4 + (B9-B5)/60 + (B11-2*B10)/60 + (B6-B2)*31*24$
c1	0,545226	0,6895	0,792225	$c1 = \lambda * B16 = \text{kitevő}(-0,0075536 * B16)$
Bq	99,15657	133,1313	128,3182	$Bq = (B12-12,6)/1,98$
kon (Bq/l)	181,8631	193,0838	161,972	$\text{Kon (Bq/l)} = B18/B17$
hiba	10,12977	9,866581	8,357753	$\text{hiba} = (B13+2)/100 * B19$
	10	10	8	a hiba egész számra kerekítve

2. táblázat. Kiértékelés lépései excel táblázattal

A második táblázatban tehát az, az excel táblázat szerepel, amivel a vízminták radonkoncentrációját számoltam.

Dt a mintavétel és a mérés között eltelt idő, órában kifejezve. A képlet alapján mérés kezdetének napját kivonjuk a mintavétel napjából, és átszámoljuk órába, majd az időpontokat vonja ki egymásból és így tovább.

$C1 = e^{-\lambda \Delta t}$, $0,0075536 = \ln 2 / T_{1/2}$ óra dimenzióban.

Bq a mért koncentráció, a $(\text{CPM}-12,1)/1,98\text{Bq/l}$ képletből

$\text{Kon} = Bq/c1$ Bq/l egységben

Hiba a cpmhiba és a kalibráció hibájának (2%) összege osztva 100-zal, hogy százalékban kifejezett legyen, és megszorozva a koncentrációval

5.1.3. A vízmintavétel menete

A mintákat minden alkalommal egy 10ml-es fecskendővel vételeztem, ügyelve arra, hogy a mintám a lehető legkevesebbet érintkezzen a levegővel, hiszen a radon könnyen kiszökhet onnan, mérésem során pedig már nem kapnék pontos eredményt. Ezután a vizet egy 20ml-es küvettába fecskendeztem, ami 10ml koktélt-OptiFluor O-t már tartalmazott, majd jól lezártam, elneveztem, dátumoztam, parafilmmel körbetekertem, hogy minél kevesebb legyen a szállítás során bekövetkező veszteség. Míg Sopronból az ELTE Atomfizikai Tanszékre juttattam a mintámat, elegendő idő telt el ahhoz, hogy beálljon a két fázis között a diffúziós egyensúly. Ennek mindenképp meg kell történnie azelőtt, hogy a mintát a műszerbe helyezzük. A vízminták radontartalmát mindig 3 napon belül megmértem, a radon felezési ideje miatt (3,8 nap).

A minták neve CS1, CS2, CS3 és így tovább egészen 13-ig. Amikor egy alkalommal több mintát is hoztam „/” jellel elválasztva számoztam tovább, pl. CS4/1, CS4/2.

Minta neve	Mintavétel pozíciója ld. Térkép	Mintavétel időpontja			
			CS7/3	E	2008.03.25. 10:29
			CS8/1	A	2008.07.23. 11:00
			CS8/2	B	2008.07.23. 11:00
CS1	A	2007.10.03. 11:30	CS9/1	A	2008.08.07. 11:30
CS2	A	2007.10.25. 15:00	CS9/2	D	2008.08.07. 11:30
CS3	A	2008.01.07. 10:30	CS10/1	A	2008.09.14. 11:14
CS4/1	A	2008.01.30. 10:30	CS10/2	B	2008.09.14. 11:14
CS4/2	B	2008.01.30. 10:32	CS10/3	C	2008.09.14. 11:14
CS4/3	D	2008.01.30. 10:35	CS11/1	A	2008.09.21. 11:42
CS4/4	G	2008.01.30. 10:36	CS11/2	B	2008.09.21. 11:42
CS5/1	A	2008.02.05. 13:30	CS11/3	G	2008.09.21. 11:42
CS5/2	C	2008.02.05. 13:30	CS11/4	H	2008.09.21. 11:42
CS5/3	B	2008.02.05. 13:30	CS11/5	F	2008.09.21. 11:42
CS5/4	F	2008.02.05. 13:30	CS12/1	A	2008.10.05. 11:36
CS5/5	E	2008.02.05. 13:30	CS12/2	B	2008.10.05. 11:36
CS6/1	A	2008.03.08. 10:15	CS13/1	A	2008.10.19. 14:34
CS6/2	B	2008.03.08. 10:15	CS13/2	B	2008.10.19. 14:34
CS6/3	E	2008.03.08. 10:15	CS13/3	E	2008.10.19. 14:44
CS7/1	A	2008.03.25. 10:29			
CS7/2	B	2008.03.25. 10:29			

1. táblázat. Vízminták neve és pozíciója
(a mintavétel pozíciója az 1. ábrán található)

Összefoglalva tehát, 35 vízmintát 13 alkalommal mértem, egy év időtartam alatt.

5.2. Talajminták radonkibocsátásának mérése

Vizsgálataim során kétféle exhaláció mérést végeztem. Egyik esetben a talaj, vízbe történő exhalációját vizsgáltam a későbbiekben, a 6.2.2- es fejezetben leírtak alapján, másik esetben pedig a 6.2.4- fejezetben leírt módon vizsgáltam a talaj radonkibocsátási tulajdonságait a levegőbe. A két mérés eredményeit összevetve céлом az, hogy megismerjem a talaj radonkibocsátó képességét, valamint az hogy megtudjam, lehet-e ez a talaj a Csalóka-forrás vize magas radontartalmának eredete.

5.2.1. A talajmintavétel menete

A Csalóka-forrás területéről 9 talajmintát hoztam 4 különböző alkalommal kb. azonos helyről (A pontból), de különböző mélységből és 5-öt azonos alkalommal különböző helyről, így kb. 10-15méter sugarú kör mentén igyekeztem a mintákat gyűjteni. Ezeket CSF1, CSF2 stb. nevekkkel láttam el.

Kis vaslapáttal, vagy ásóval vételeztem mintát, attól függően, hogy milyen mélységből (0-30cm mélységig vannak mintáim) szerettem volna. A talajt befőttesüvegekbe gyűjtöttem, jól lezártam és a laboratóriumba szállítottam. A mintákat bolygatatlanul, eredeti állapotukban, de egy napos 80°C-os szárítás után helyeztem a radonkamrába.

Az alábbi táblázat tartalmazza az egyes mintavételi területeket, a minta nevével.

Minta neve	Mintavételi pozíció	Mintavétel időpontja
CSF1	A~ 0-15 cm mélyről	2008.01.07.
CSF2	A ~10-15cm mélyről	2008. 03. 25.
CSF3	B 10-15cm mélyről	2008. 03. 25.
CSF4	A 15-20 mélyről	2008. 07. 23.
CSF5/1	A ~20cm mélyről	2008. 09. 14.
CSF5/2	D ~ 30-40cm mélyről	2008. 09. 14.
CSF5/3	B ~40cm mélyről	2008. 09. 14.
CSF5/4	G ~10cm mélyről	2008. 09. 14.
CSF5/5	H 1~20-30cm mélyről	2008. 09. 14.

*3. táblázat. Talajminták neve, pozícióval
(a mintavételi pozíciók a 2. ábrán találhatóak)*

5.2.2. Vízbe történő exhaláció mérés menete

A vizsgálatot egy talajmintán (CSF1) hajtottam végre. Kétszer 5g talajt kimértem és 1-1 küvettába tettem, amikre 5ml vizet és 10ml liter OptiFluor O-t öntöttem. Az egyik küvettát különösebb várakozási idő nélkül a folyadékszintillációs spektrométerbe helyeztem és mértem a koncentrációt több, mint egy napig. Három hét várakozási idő után mindkét minta radonkoncentrációját lemértem. Azért végeztem két mérést, hogy a szisztematikus hibát megtudjam.

5.2.3. A RAD7 detektor

A talajminták radonkibocsátását laboratóriumi körülmények között radonkamrás vizsgálatokkal végeztem. A radonkamrák henger alakúak, kb.1,6-2 dm³ térfogatúak. Ennek mindkét végéhez cső kapcsolódik, az egyik páralekötőn keresztül, másik közvetlenül egy RAD7 nevű detektorhoz csatlakozik. A RAD7 egy hordozható alfa-spektrométer, amivel a radon és a toron aktivitáskoncentrációit mérhetjük. A műszer belső térfogata 0,7 dm³, egy Si szilárdtest félvezető detektort használ, ezzel alakítja át a sugárzás energiáját elektromos jellé. A detektor belseje félgömb alakú, ez be van vonva egy elektromos vezető réteggel, amit magas feszültségre kell kapcsolni, így elektromos tér jön létre a műszer belsejében. Ez az elektromos tér a Rn leányelemeit a detektorra tereli nagy hatékonysággal. A detektor az alfa részecskéket detektálja, felerősíti, megszüri a zavaró hatásoktól és rendezi amplitúdó szerint, majd eredményül egy amplitúdó spektrumot ad



4. ábra. Talajminták a radonkamrákban [2].



RAD7 radonmonitorral történő mérés [2].

5.2.4. A levegőbe történő exhaláció mérés menete

A mérés célja az, hogy megtudjam, természetes környezetben mennyi radont bocsát ki a talaj a pórusaiba. Ehhez méréseimet laboratóriumi körülmények között végeztem, és megmértem, mennyi radon került a talajminta felé a radonkamrában. A mintákat kivétel nélkül felül nyitott papírdobozokba helyeztem, majd radonkamrákba kerültek. Ott teljesen zárt körülmények között 3 hetet kellett eltölteniük mielőtt a RAD7 detektorral mérni kezdem volna. Ez a szekuláris egyensúly beállása érdekében fontos, hiszen ennyi idő kell ahhoz, hogy ugyan annyi radon keletkezzen, mint amennyi elbomlik a bezárt légtérben, ez a radon felezési ideje miatt legalább $5 \times 3,8$ nap, ~3 hét.

Minden alkalommal háttérkoncentráció mérést kellett végeznünk, mielőtt a tényleges radonkoncentráció mérést elkezdtük volna az adott radonkamrával. Ez a mérés a RAD7 detektor szippantási üzemmódjában zajlik (sniff), és a ^{218}Po beütéseit számolja. Ezután sokáig mértük a tényleges radonkoncentrációt a kamrában, aminek átlagát excel táblázatban és egyenes illesztéssel is meghatároztuk.

Ahhoz, hogy hiteles eredményeket kapjunk, ki kellett számolnunk az összekötő csövek, a páralekötő, a RAD7 és a kamra térfogatát, ezzel pedig korrigálni a mérési eredményeket, hiszen a RAD7 detektor bekötésekor a radonkamra levegője felhígul.

Ezután pedig a $C_{lev} = C_m + (C_m - C_h) * T/V$ képlet felhasználásával megkaptuk egy excel tábla segítségével a valódi radonkoncentrációt [3].

C_{lev} a kamrában levő radontartalom a detektor hozzákapcsolása előtt

C_m a műszer által mért eredmény (a radonkoncentráció felhígult)

C_h a mért háttérkoncentráció - a detektorban levő levegő radontartalma

V a kamra és a minta térfogatának különbsége – a kamrában levő levegő térfogata

T a műszer belső- és a csövek térfogata

5.3. Talajminták rádiumtartalmának meghatározása

5.3.1. A detektor leírása

A gamma spektroszkópiás méréseimet GC1520-7500SL típusú HPGe detektorral végeztem. Ez egy nagy tisztaságú germánium félvezető detektort használ. A műszer gamma fotonok által a detektorban leadott energiát méri, ami leadódhat fotoeffektussal, Compton-szórással és párkeltést követő annihilációs folyamatban keletkezett 511 keV energiájú fotonok megfogásával. A megkötött elektronok mozgási energiája sokszorosa a detektor atomjaiban levő elektronok kötési energiájának, így egy meglökött elektron 10^2 – 10^7 töltéshordozó párt hoz létre a leadott energiájával arányosan. A keletkezett töltésmennyiséget határozzuk meg a töltések 10 μ s alatt történő begyűjtésével. A detektor lineáris méretei: 5cm magasság, 5cm átmérő [3]. A detektort egy ólom-vas burkolat veszi körül, ez az ólomtorony, ami 2-3 ólomrétegből áll, összesen kb. 10-10cm vastag, valamint a torony belsejében levő vasréteg 1cm körüli. Az ólomréteg kiszűri a környezetből érkező zajokat.

A HPGe detektor nagyfeszültségre van kapcsolva, kb. 4000V-ra, ami azért szükséges, hogy az előbb leírt reakciók által keltett elektronlyuk-párok rekombinálódását elkerüljük. Ehelyett a lyukak a negatív elektródra kerülnek, ott pedig áramimpulzust hoznak létre. Hűtőberendezés, folyékony nitrogén használatára van szükség, hiszen e nélkül a nagyfeszültség hatására akkor is folyna áram, ha a műszert nem érné radioaktív sugárzás. A detektor egy rézrúd végén helyezkedik el, aminek alsó része folyékony nitrogén tartályba érkezik, hőmérséklete a nitrogén forráspontja, -196°C. A kapott energia spektrumban kb. 100 eV széles, Gauss-görbe alakú csúcsokat detektálunk. A csúcsok alatti terület az adott energiájú gamma-foton anyaelemének aktivitásával arányos.

5.3.2. A mintavétel menete

Ehhez a méréshez a RAD7-tel történő radonkamrás mérés során használt talajmintákat használtam fel, mindegyiket ugyan olyan állapotban, az egész tömeget átmérve. A mintákat alumíniumdobozba tettem, amit a műszerbe helyeztem külön várakozási idő nélkül. Ez azért így történt, mert a Ra és a Rn közötti radioaktív egyensúlyt nem vártuk meg, hiszen a Rn utáni leányelemekhez tartozó csúcsokat nem értékeltük ki. Mi csak a 185,99keV-es csúcshoz tartozó ^{226}Ra aktivitásra voltunk kíváncsiak.

5.3.3. A mérés menete

A talajminták gamma-spektroszkópiás mérésének lényege az, hogy megállapítsuk a talaj ^{226}Ra tartalmát. A mérés során a minta gamma-sugárzásának energiaspektrumát általában 10-16 óra alatt vettem fel.

A minta aktivitásának kiszámolásához egy Spill nevű program áll rendelkezésünkre, ami a

$$A = \frac{Cs_m / T_m - H / T_h}{\varepsilon\eta} = \frac{I}{\varepsilon\eta}$$

következő képlettel számol:

A a minta aktivitása

I a nettó intenzitás

ε a gamma-foton keletkezésének csatornaaránya (valószínűség/bomlás)

η az adott energiájú foton fotoeffektussal történő detektálásának hatásfoka

Cs a tapasztalt csúcs területe

H a háttérben levő csúcsok kiértékeléséből adódó csúcsterület

T a mérések idejét jelenti

A háttérrel három napig vettük fel úgy, hogy a minta helyét üresen hagytuk. Ez valójában egy kis szisztematikus hibát okoz, hiszen mikor a mintát mérjük, jelen van a mintatartó alumíniumdoboz és a talajminta nem Ra atomjai is, ami bizonyos mértékben megváltoztatja a detektoron belüli körülményeket, eltéríti, elnyelheti a fotonokat.

A háttér beütések összege általában, a 100keV-2800MeV tartományban 2000 beütés/óra lett. A 186keV-es csúcs helyén, a háttérben 1872db beütést detektáltunk három nap alatt, ami 26 beütés/óra.

A hatásfok kiszámítása:

A hatásfokot Monte Carlo szimulációval számoltuk ki úgy, hogy a minta átlagrendszerét használtuk fel. Fontos, hogy a geometriai viszonyokat is figyelembe vegyük, ezek a minta magassága a mintatartóban, a doboz sugara, a minta és a detektor távolsága. Figyelembe kell venni továbbá, hogy milyen energiákon szeretnénk a méréseket elvégezni, a molekulatömegeket, a minta sűrűségét, a molekulák rendszámát és darabszámát.

Ahogy fentebb említettem, a ^{226}Ra aktivitását számoltuk ki a 185,99keV-hez tartozó csúcs területéből. Ez esetben sajnos számolnunk kell egy problémával, méghozzá azzal, hogy a 186keV-es energián nemcsak a ^{226}Ra jelenik meg, hanem a ^{235}U is 0,5724 relatív intenzitással. A rádiumot a 186keV-es csúcson vizsgáljuk, ahol 0,0328 relatív intenzitással 3,28%-os

valószínűséggel jelenik meg. A ^{235}U megjelenik máshol, pl. a 143keV energián 43%-os valószínűséggel.

Az aktivitás kiszámolására az $A = \frac{N}{\eta \times I \times t}$ képletet használtuk.

A az aktivitás

N a csatornaszám

η a hatásfok

I az intenzitás

t a mérési idő

A probléma lényege tehát az, hogy az egész csúcshoz tartozó aktivitást könnyen kiszámolhatnánk, nekünk azonban csak a rádiumból eredő beütésekre van szükségünk. Ehhez valójában az összes területből ki kéne vonni az urából származó területet, de egyszerűbben is megoldhatjuk, az eredeti képletben szereplő intenzitás értéket (3,28%-ot, amit a Nuclides táblázatból tudunk) egy másik számmal, 5,91%-kal helyettesítjük.

6. A mérések eredményei és diszkussziójuk

6.1. Vízminták mérési eredményei

Egy év alatt 35 vízminta radonkoncentrációját 13 alkalommal mértem meg folyadékszcintillációs mérés technikával.

A 4. táblázatban bemutatom az összes vízminta mérési eredményét hibával együtt, feltüntetve a mintavételek idejét és a pozíciókat. A 2. ábráról leolvashatjuk a mintavételi pontok egymáshoz viszonyított helyzetét.

minta neve	pozíció ld. térkép	mintavétel időpont	radon-koncentráció (Bq/l)	cRn bizonytalansága (Bq/l)
CS1	A	2007.10.03. 11:30	181	10
CS2	A	2007.10.25 15:00	193	10
CS3	A	2008.01.07. 10:30	161	8
CS4/1	A	2008.01.30. 10:30	229	11
CS4/2	B	2008.01.30. 10:32	114	7
CS4/3	D	2008.01.30. 10:35	21	3
CS4/4	G	2008.01.30. 10:36	26	3

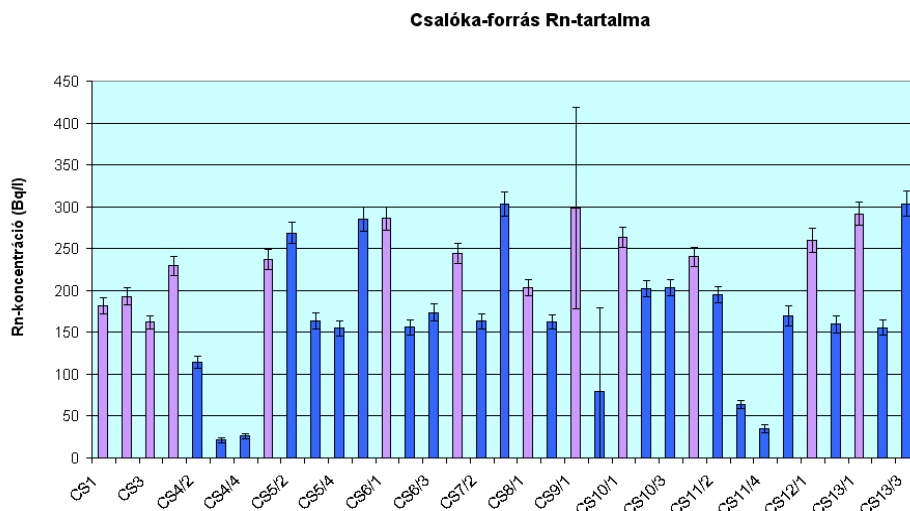
CS5/1	A	2008.02.05. 13:30	237	12
CS5/2	C	2008.02.05. 13:30	269	13
CS5/3	B	2008.02.05. 13:30	163	10
CS5/4	F	2008.02.05. 13:30	155	9
CS5/5	E	2008.02.05. 13:30	285	14
CS6/1	A	2008.03.08. 10:15	286	14
CS6/2	B	2008.03.08. 10:15	156	9
CS6/3	E	2008.03.08. 10:15	173	10
CS7/1	A	2008.03.25. 10:29	244	12
CS7/2	B	2008.03.25. 10:29	163	9
CS7/3	E	2008.03.25. 10:29	303	14
CS8/1	A	2008.07.23 11:00	203	10
CS8/2	B	2008.07.23. 11:00	162	8
CS9/1	A	2008.08.07. 11:30	298	120
CS9/2	D	2008.08.07. 11:30	79	100
CS10/1	A	2008.09.14 11:14	263	12
CS10/2	B	2008.09.14 11:14	202	10
CS10/3	C	2008.09.14 11:14	203	10
CS11/1	A	2008.09.21. 11:42	240	11
CS11/2	B	2008.09.21. 11:42	195	10
CS11/3	G	2008.09.21. 11:42	64	5
CS11/4	H	2008.09.21. 11:42	34	5
CS11/5	F	2008.09.21. 11:42	170	12
CS12/1	A	2008.10.05. 11:36	260	14
CS12/2	B	2008.10.05. 11:36	159	10
CS13/1	A	2008.10.19. 14:34	291	14
CS13/2	B	2008.10.19. 14:34	155	9
CS13/3	E	2008.10.19. 14:44	303	15

4. táblázat. A Csalóka-forrás területéről vett összes minta radonkoncentrációja, mérési hibával együtt

A következő ábrán (5. ábra) az összes vízminta radonkoncentrációja látható egy oszlopdiagramban, a mérési hibákkal együtt. A rózsaszín oszlopok mindig az A mérési helyszínen vett minták eredményét jelölik, hiszen azt minden alkalommal mintáztam. A többi, kékkel jelölt oszlopokhoz tartozó értékek pedig a forrás területének többi pontjából származó minta koncentrációit mutatják. Az ábráról leolvashatjuk, hogy a koncentrációk legnagyobb része 150-300Bq/l között van.

A 150Bq/l alatti tartományban levő oszlopok azért mutatnak kis koncentrációt, mert azok nem a talajból előbukkanó forrásvízből származnak, hanem a lefolyó vízből, ami már hosszabb ideig érintkezett levegővel, és radontartalmának egy része kiszökhetett a levegőbe.

A CS9/1 és CS9/2 mintáknak nagyon nagy hibája látható az ábrán. Ez azért fordulhatott elő, mert a mérést nem a mintavételt követő 3 napon végeztem az ELTE épületének nyári zárva tartása miatt, hanem később.



5. ábra. A Csalóka-forrás területéről származó összes vízminta radonkoncentrációja

Készítettem egy újabb egyszerű térképet (6. ábra) arról, hogy a Csalóka-forrás környékén található mintavételi pontokból vett minták mekkora átlagos koncentrációt mutatnak. Ezeket az értékeket mutatom be színek alapján (7. ábra).

Az egyes pontokban mért átlagos koncentráció (4. táblázat alapján):

A pont: 237Bq/l

B pont: 163Bq/l

C pont: 236Bq/l

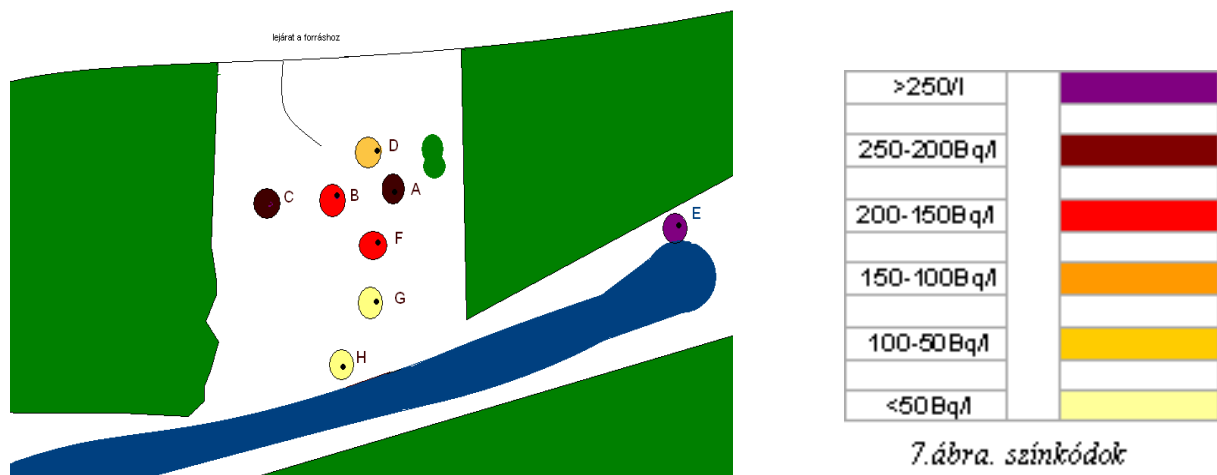
D pont: 50Bq/l

E pont: 254Bq/l

F pont: 162Bq/l

G pont: 45Bq/l

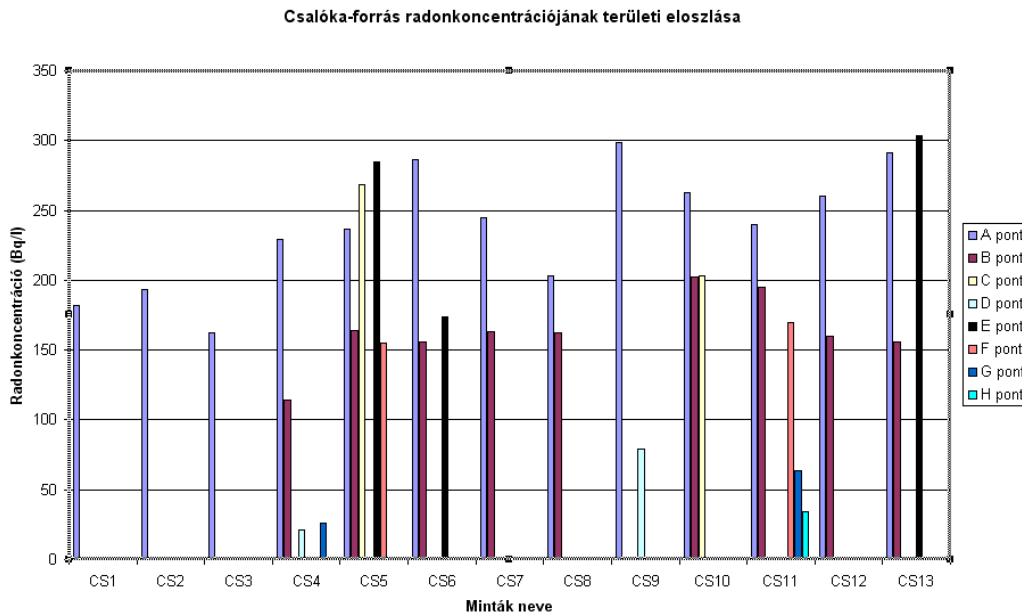
H pont: 43Bq/l



5. ábra A Csalóka-forrás mintavételi pontokban mért átlagos radonkoncentrációinak szemléltetése

Valójában csak az A, B és D pontokból vonhatunk le pontosabb következményeket, hiszen ezekből származó minták koncentrációját mértem meg legalább háromszor, a többit legfeljebb kétszer.

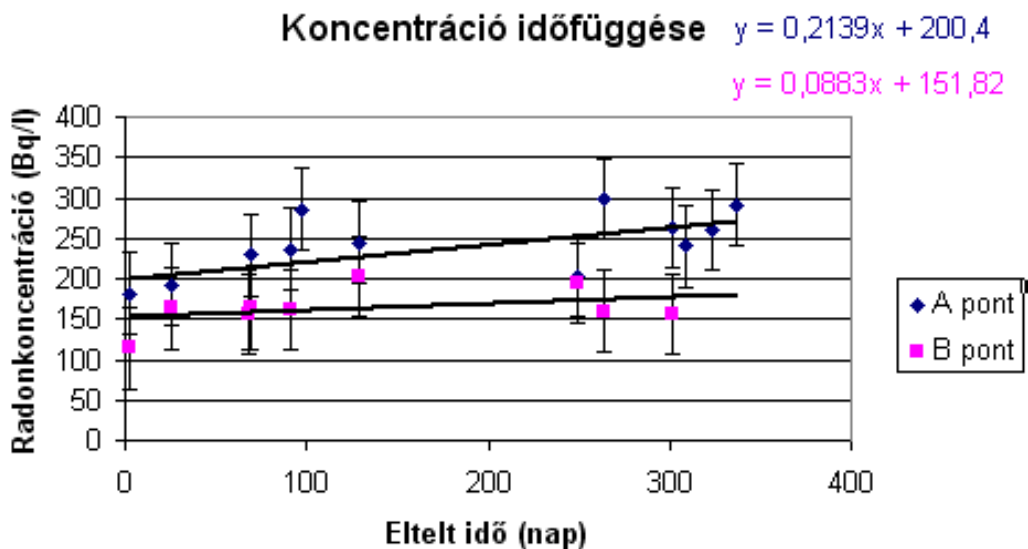
A 6. ábrán az egyes pontokhoz tartozó radonkoncentráció értékeket láthatjuk. Egy színhez egy mintavételezési pont tartozik. Látható, hogy az A pontban a legnagyobb a radonkoncentráció minden esetben, ugyanakkor ez változik legszélesebb határok között. A többi esetben az egy helyen mért koncentrációk nagyjából megegyeznek.



6. ábra. A Csalóka-forrás környéke radonkoncentrációjának területi eloszlása

A 7. ábrán látható az A és B mintavételi pontokban mért radonkoncentrációk időfüggése. Az x tengely első pontja az első mintavétel időpontját, 2007. november 3-t mutatja, a második pont a második alkalmat, és így tovább. Az ábráról jól leolvasható, hogy a koncentrációk az időben majdnem állandóak. Az A pont esetén az idő előrehaladtával a koncentrációk azonban tendencia szerűen nőnek. Az első és az utolsó mintavétel alkalmával mért koncentrációk között $\sim 70\text{Bq/l}$ különbség adódott, ami a koncentrációk átlagának kb. 30%-a. Ugyanígy növekedés látható a B pontban mért koncentrációk megfigyelésével, azonban itt már kisebb mértékű, az első és az utolsó mintavétel alkalmával mért koncentrációk között $\sim 40\text{Bq/l}$ a különbség, ami a mérési bizonytalanságnál alig több. A növekedés oka lehet az, hogy a Csalóka-forrás folyási sebessége lelassult. Ez azért okozhatja a koncentrációnövekedést, mert ilyenkor a víz hosszabb ideig van kapcsolatban a talajjal, ahonnan tehát ezalatt a hosszabb idő alatt több radon tud a vízbe exhalálni.

Azért csak az A és B pontokat ábrázoltam, mert a többi pontból nem vettem annyi mintát, hogy értékelhető eredményeket kapjunk.



7. ábra. A Csalóka-forrás A és B mintavételi pontjában mért radonkoncentrációk időfüggése

6.2. Radonexhaláció mérések eredményei

6.2.1. Vízbe történő radonexhaláció eredménye

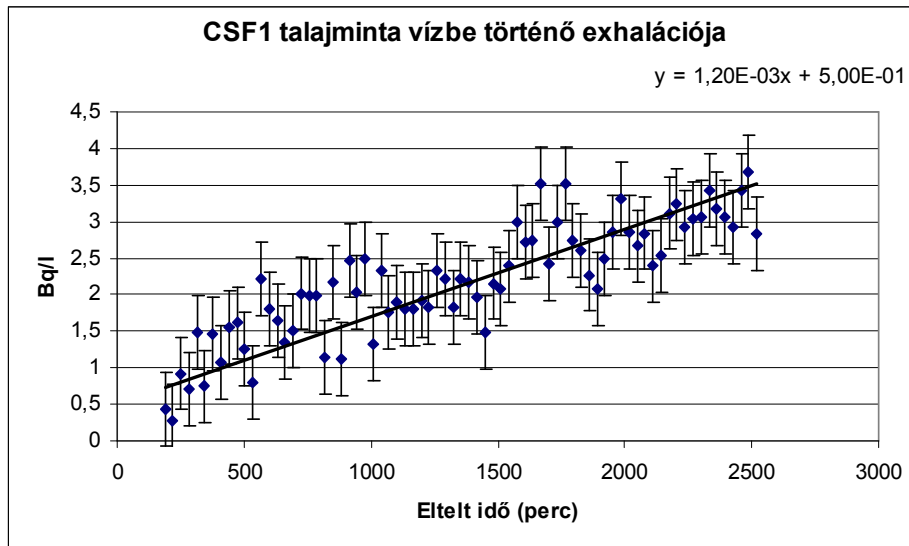
Egy talajminta (CSF1) esetében vizsgáltam a talaj, vízbe történő exhalációját. Az eredmények, telítődési koncentráció és a mérés bizonytalansága az 5. táblázatban láthatók.

	C telítődési (Bq/l)	bizonytalansága (Bq/l)
CSF1E1	10,8	1,5
CSF1E2	9,8	1,8

5. táblázat. CSF1 talajminta telítődési koncentrációja

A telítődési koncentrációk átlagát vettem, ami 10,3Bq/l. A $c=E/V$ képlet alapján kiszámoltam az exhaláció értékét, ami ebben az esetben $E=c \cdot V$, vagyis 0,051 1/s. A minta térfogata a küvettába töltött víz mennyisége, azaz 5ml.

Másik esetben a küvettát (CSF1) a talajmintával egyből a TriCarb műszerbe tettem, és azt vizsgáltam, mennyi radon exhalált a vízbe ennyi idő alatt, lehet-e ez a talaj a forrásvíz radontartalmának okozója. (a CSF1 kód azt jelenti, hogy a vizsgált talajminta a CS1 vízmintavételi pont mellől származik)



7. ábra

A 7. ábra x tengelyén a mérés kezdete óta eltelt időt ábrázoltam, az y tengelyen pedig a radonkoncentráció látható.

Az ábráról jól leolvasható, hogy a küvettában levő aktivitáskoncentráció lineárisan növekszik a mérési hibán belül.

Az $m=E*\lambda/V$ képletből kiszámoltam a talaj, vízbe történő exhalációját, ami 0,039 1/s a CSF1 talajminta esetén. A egyenletet átrendezve kaptam meg az exhalációt ami így $E=m*V/\lambda$. A meredekséget a 7. ábrán látható trendvonal egyenletéről olvashatjuk le, ami $1,20*10^{-3}$ Bq/l/perc-nek adódott. A minta térfogata 5ml, a két értéket összeszorozva és elosztva a bomlási állandóval kapjuk meg az előbb említett értéket, tehát a talajminta vízbe történő exhalációja ezen mérési módszer szerint 0,039 1/s.

Az exhaláció ismeretében meg lehet becsülni egy egyszerű modellben, hogy a talajt természetes környezetben körülvevő víznek mekkora lesz a radonkoncentrációja, ha ott is ugyanekkora az exhaláció. Ezzel a forrásvíz mért radonkoncentrációját becsüljük meg, és így meg tudjuk vizsgálni, hogy a talaj lehet-e forrása a mért radonkoncentrációnak

Vesszünk $V=1m^3$ talajt, ebben $P*V$ térfogatú pórus van, amit 100%-ban víz tölt ki, ahol P a porozitás. A talaj szemcséiből állandó radonexhaláció van, és ez szolgáltatja a víz radontartalmát. Feltesszük, hogy a víz és a talaj legalább 3 hétig volt már kölcsönhatásban. Ekkor kapunk egy maximális radonkoncentrációt, amit ez az exhaláció szolgáltatni tud. Ha ez kisebb, mint a víz mért radontartalma, akkor valami más forrás is számottevően jelen van. Ha ez nagyobb, mint a mért koncentráció, akkor lehet a talaj önmagában is az eredet. Mivel a víz áramlik a talajban, ezért nem valószínű, hogy a 3 hetes feltétel teljesül. Ezért az egyszerű

modellünk csak egy maximális értéket ad. Továbbá a porozitást sem fogjuk ismerni pontosan, és az exhaláció meghatározása is szemcséből levegőbe történik és nem a szemcséből a vízbe. (Csak egyszer mértünk vízbe történő exhalációt)

További számításokkal kerestem a talaj szemcséi között levő víz maximális radnokonzentrációját a $c=M*((1-P)/P)*\rho$ képlet felhasználásával.

Egy egyszerű modellel tudom magyarázni ezt a képletet. Feltesszük, hogy van egy kb. 1m^3 -es talaj, ami kisebb nagyobb szemcsékből áll, pórusai vízzel vannak kitöltve: $P*V_{\text{összes}}=V_{\text{pórus}}$

Ezt a talajt bolygatatlanul a mérőberendezésbe helyezzük, és kiszámoljuk a fajlagos exhalációt: $M=E/m$, ahol M a fajlagos exhaláció, E az exhaláció és m a minta tömege.

$$E=M*m_{\text{talaj}}, (V_{\text{összes}}-V_{\text{pórus}})=V_{\text{talaj}}, m_{\text{talaj}}=V_{\text{talaj}}*\rho_{\text{talaj}}$$

$E=M*V_{\text{talaj}}*\rho_{\text{talaj}}$, vagyis az exhaláció a fajlagos exhaláció, a talaj térfogata és a talaj sűrűségének szorzata. Hogy a saját mintánkra vonatkozó eredményt kapjunk, az exhalációt elosztjuk a talaj teljes térfogatával: $E/V_{\text{összes}}=(M_{\text{víz}}*V_{\text{talaj}}*\rho)/V_{\text{összes}} \rightarrow M_{\text{víz}}*\rho_t*(1-P)$ a térfogat egységként vízbe jutó radon mennyisége másodpercenként.

Ha a talaj és a víz elegendő ideig vannak kapcsolatban egymással, $A_{\text{Rn}}/V_{\text{ö}}=E/V_{\text{ö}} \rightarrow A_{\text{Rn}}/V_{\text{víz}}=(V_{\text{ö}}/V_{\text{víz}})*(A_{\text{Rn}}/V_{\text{ö}})$, így megkapjuk az eredeti képletet $c=1/P*E/V_{\text{ö}}=1/P*M*\rho*(1-P)$.

Ez esetünkben csak egy maximális koncentráció, ami a talaj pórusaiban elhelyezkedő vízre vonatkozik, hiszen feltételezzük, hogy nem telt el annyi idő a talajon való átfolyás alatt, hogy a radioaktív egyensúly beálljon. A porozitás egy becsült érték alapján 10%.

M - a mért exhaláció/minta tömege (E/m)

E - az exhaláció

P - a talaj porozitása

λ - a bomlási állandó

ρ - a talajok átlagos sűrűsége ($2,3\text{g}/\text{cm}^3$)

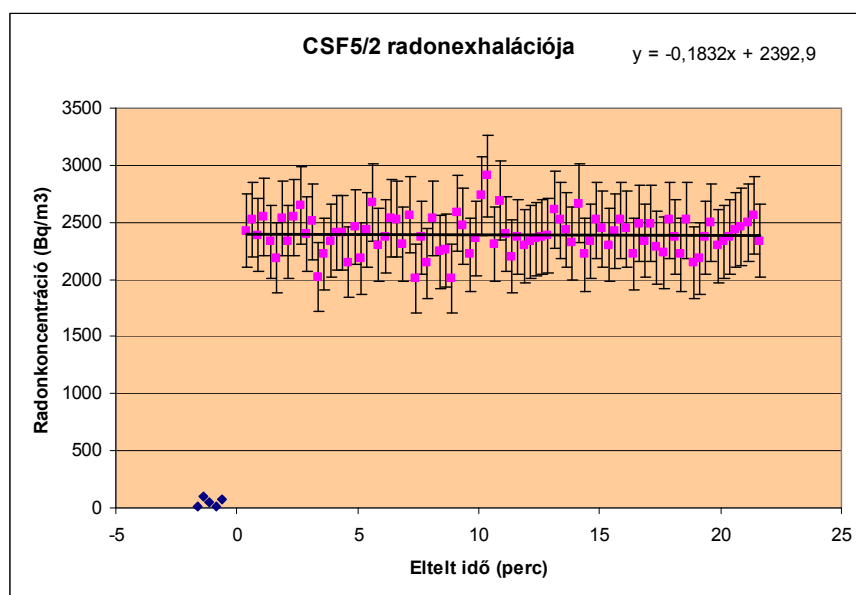
V - a minta térfogata

m - a meredekség

Az exhaláció érték az első mérési módszer esetén $0,05\text{ 1/s}$, másik esetben $0,04\text{ 1/s}$, mindkét esetben megállapíthatjuk, hogy a talaj szemcséi között levő víz maximális koncentrációja - $211\text{Bq}/\text{l}$, $161\text{Bq}/\text{l}$ - közel azonos, mint a vízminták radontartalma $\sim 200\text{Bq}/\text{l}$, így elmondhatjuk, hogy a talaj semmiképp nem elhanyagolható a Csalóka-forrás magas radontartalma eredetének szempontjából.

6.2.2. Levegőbe történő radonexhalációk eredményei

A méréseim során 9 talajminta levegőbe történő radonkibocsátását mértem meg radonkamrás exhalációméréssel. A 8. ábrán példaként látható a CSF5/2-es számú talajminta eredménye. Kékkel a mérés helyszínéül szolgáló labor levegőjének radonkoncentrációja látható, ez a háttér. Az x tengelyen a mérés kezdete óta eltelt idő, az y tengelyen a radonkoncentráció látható Bq/m³ egységben. Az ábrán látható az egyenes egyenlete is, amiről leolvasható a kezdeti koncentráció (2392Bq/m³).



8. ábra CSF5/2 talajminta exhalációja Bq/m³-ben

Ahogy azt a 6.2.4. fejezetben említettem, a kiértékelést excel táblázatban végeztem. Az eredmények a 6. táblázatban láthatók.

Minta neve	Exhaláció (Bq)	Talajminták tömege (g)	E/m=M (Bq/g)	c (Bq/l)
CSF1	2,6	172,23	0,0151	312
CSF2	0,97	158,81	0,0060	125
CSF3	0,42	163,82	0,0026	53
CSF4	1,89	202,26	0,0093	193
CSF5/1	2,07	295,03	0,0070	145
CSF5/2	5,65	217,98	0,0259	536
CSF5/3	6,08	105,47	0,5765	1198
CSF5/4	3,52	275,96	0,01276	264
CSF5/5	1,8	208,6	0,008668	179

6. táblázat. Talajminták levegőbe történő exhalációja és az ebből számolt maximális forrásradonkoncentráció

A 6.táblázat első oszlopában a talajminták neve található, a második oszlopban a számolt exhalációk Bq egységben, a harmadik oszlopban a talajminták tömege látható gramm egységben, a negyedik oszlopban a fajlagos exhaláció Bq/g egységben és az utolsó oszlop a $c=M*((1-P)/P)*\rho$ képlet alapján számolt, a talaj szemcséi között elhelyezkedő közeg koncentrációja Bq/l egységben, $P=0,1$ közelítéssel.

CSF1 talajminta esetén a vízmérésből származó eredmény a fajlagos exhalációra 0,0078Bq/g.

Az exhaláció eredményeket összefoglalva elmondhatjuk, hogy a levegőbe történő radonkibocsátási képessége a talajoknak nagyobb, mint vízbe. Ezt onnan tudjuk, hogy a fajlagos exhalációkat hasonlítjuk össze egymással a CSF1 mintára, víz esetén ez az érték a két kapott exhaláció értékének átlagával és a minták tömegével számolva (E/m) $0,045\text{Bq}/5\text{g}=0,009\text{Bq/g}$, levegő esetén pedig a 6. táblázat alapján $0,015\text{Bq/g}$, tehát $M_{\text{lev}}/M_{\text{víz}}=1,66$.

A négy darab A mintavételi pontból származó minta (CSF1; CSF2; CSF4; CSF5/1) maximális koncentrációinak átlaga ($\sim 210\text{Bq/l}$) alapján megállapíthatjuk, hogy a talaj szemcséi között elhelyezkedő közeg radonkoncentrációja közel azonos, mint a forrásvíznél mért radonkoncentrációk, így a talaj lehet a Csalóka-forrás magas radontartalmának eredete.

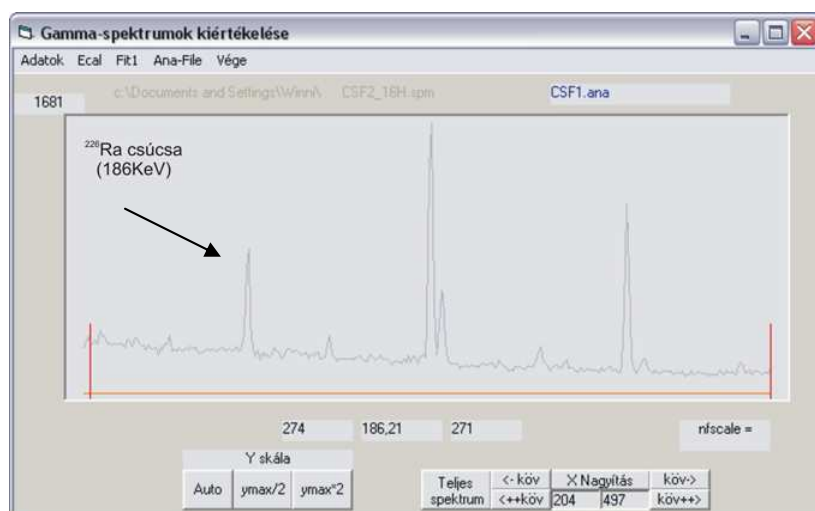
A bizonytalanság három tényezőből adódik:

- a víz átfolyási sebessége olyan lassú, hogy az E exhalációjú szemcsék között több, mint három hetet tartózkodott a víz
- a porozitás csak kb. 10%
- a levegő fajlagos exhalációját mértük, de valójában az vizét kéne

6.3. Gamma-spektroszkópiás eredmények

Gamma- spektroszkópiás mérésekkel a talaj ^{226}Ra -tartalmát határoztam meg.

Példaként a CSF1 talajminta gamma spektrumát mutatom be a 9. ábrán.



9. ábra. Gamma-spektrumok kiértékelésére használt program (Spill)

Minta neve	Csúcsterület	Hiba	Mérési idő (s)	Aktivitás (Bq)	Tömeg (g)	a=A/m (Bq/kg)
Háttér	1858	77	259200			
CSF1	1463	73	57600	19,11	172	111
CSF2	1495	78	57600	18,72	156	120
CSF3	1977	77	46800	32,88	164	201
CSF4	1407	78	51000	13,83	202	115

7. táblázat Gamma-spektroszkópiás mérések eredményei

A 7. táblázat első sorában a minták nevei láthatók. A második oszlopban a Spill nevű programmal kiszámolt csúcsterületek, a következő oszlopban pedig azok hibáit tüntettem fel. A negyedik oszlopban a mérési idő látható másodperc egységben, a következő oszlopban pedig az aktivitás következik Bq egységben. Az ötödik oszlop a minták tömegeit tartalmazza, míg az utolsó az aktivitás tömegre vonatkoztatott értékét Bq/kg egységben.

A következő táblázatban az exhalációs együtthatókat (ϵ) mutatom be, amit az $E=A \cdot \epsilon$ képlet definiál.

Minta neve	E/m=M (Bq/g)	Fajlagos aktivitás (Bq/kg)	ϵ (%)
CSF1	2,6	111	23,4
CSF2	0,97	120	8,1
CSF3	0,42	201	2,1
CSF4	1,89	115	16,4

8. táblázat exhalációs együtt hatók

7. Összefoglalás

35 vízmintát 13 alkalommal folyadékszintillációs spektroszkópiával vizsgáltam. A mérések alapján megállapítható, hogy a Csalóka-forrás vizének valóban magas a radonkoncentrációja, ~200 Bq/l. A legmagasabb koncentrációt minden esetben az A és E mintavételi pontban mértem, ahol az idő előrehaladtával a koncentráció tendencia szerint nő. Az első és az utolsó mintavétel alkalmával mért koncentrációk között ~70 Bq/l különbség adódott, ami a koncentrációk átlagának 30%-a. Ugyanígy növekedés látható a B pontban mért koncentrációk megfigyelésével, azonban itt már kisebb mértékű, az első és az utolsó mintavétel alkalmával mért koncentrációk között ~40 Bq/l a különbség, ami a mérési bizonytalanságnál alig több. Megállapítottam, hogy a radonkoncentráció eloszlása nem teljesen egyenletes a területen, hiszen az A és E pont 20 méter távolságra helyezkednek el egymástól, a két pont között azonban 150-200 Bq/l értékek fordulnak elő. A radonanómália mérete kiterjed arra a kb. 10 méter átmérőjű területre, ahol a víz több pontban felbukkan.

A talajminták exhalációját levegőbe radon kamrás exhalációméréssel kilenc talajminta esetén, valamint a vízbe történő exhaláció mérését folyadékszintillációs spektrométerrel egy talajminta esetén végeztem el. A mérések alapján egy egyszerű modellt használva megállapítottam, hogy a talaj radonkibocsátása elég nagy ahhoz, hogy a Csalóka-forrás vize radontartalmának jelentős részét megmagyarázza. Azonban fajlagos exhalációkat összevetve megállapítható, hogy a talajok vízbe való exhalációja alacsonyabb, mint a levegőbe történő exhaláció. Ezért és a porozitás értékek valamint a víz sebessége bizonytalanságai miatt a forrásvíz radontartalmának egyéb forrása is lehet, például a mélyebben fekvő rétegekben található nagyobb radonexhalációjú talajok, de másfajta ok is elképzelhető.

Egyszerű modellünkben az is benne van, hogy a vizek radontartalma magasabb, ha a víz lassabban áramlik a pórusokban. Ez megmagyarázhatja a trendszerű radonkoncentráció emelkedést a Csalóka-forrás vizében, amennyiben a vízhozamok (amit nem tudtunk mérni) lassan csökkentek.

A gamma-spektroszkópiás mérések során megállapítottam, hogy a talaj rádiumtartalma kb. 100-200 Bq közé esik, valamint az exhalációs együttható ~10-23%. A legnagyobb ezek közül kicsit nagyobb exhalációs együttható, mint az átlagos talajokra ismert érték.

Felhasznált irodalom

- [1] Aros Gabriella A természetes radioaktivitás vizsgálata a Soproni-hegységben Szakdolgozat 2003, ELTE Atomfizikai Tanszék
- [2] Nagy Hedvig Éva Természetes radioaktivitás vizsgálata Kővágószőlősen TDK dolgozat 2006
Környezettudományi vizsgálatok az egykori mecseki uránbánya környékén TDK dolgozat 2008. ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék és Kőzettan és Geokémiai Tanszék
- [3] ELTE TTK, Atomfizikai Tanszék Környezetfizika Laboratóriumi Gyakorlat, TAU, LEV mérés leírás, <http://ludens.elte.hu/%7Eakos/kt/kfmeresek.html>
- [4] P. Kisházi, I. Ivancsics A Soproni gneisz formáció genetikai kőzettana Földtani közlöny 112, 1989, 153-166.
- [5] Ádány Tímea, Felszín alatti vizek radontartalma és a földtani szerkezet összefüggéseinek vizsgálata a Balaton északi partján szakdolgozat, 2005. ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék és Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék
- [6] Bede Brigitta, A Baranya megyei felszín alatti vizek radontartalmának feltérképezése szakdolgozat, 2005. ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék és Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék
- [7] MTA Atommagkutató Intézet <http://www.atomki.hu/atomki/Radon/Terkepezes.htm>
- [8] Marx György, Atommag közelben Mozaik Oktatási Stúdió, Szeged, 1996.
- [9] Boráros Viola, A permi vörös homokkő radonkibocsátásának vizsgálata a Balaton-felvidéken szakdolgozat, 2006. ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék
- [10] Fizikai Szemle 1994/6, Köteles György: Radon a környezetünkben
- [11] Dr. Firtos Oszkár, A soproni hegyvidék vízrendszerének vizsgálata, Szakmérnöki diplomatervezés, Erdészeti és Faipari Egyetem Környezetvédő és Tájékoztató- Szakmérnöki Tagozat, 1978
- [12] Spait Tamás; Divós Ferenc, A soproni Nándor magaslat környéki lakóházak radonkoncentrációjának vizsgálata, III. Magyar Radon Fórum Kiadványa, Pannon Egyetemi Kiadó, 2006, 112. oldal