

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Természettudományi Kar

Környezettudományi Centrum

**A TERMÉSZETES RADIOAKTIVITÁS ÉS A GEOLÓGIAI
HÁTTÉR KAPCSOLATÁNAK VIZSGÁLATA A SOPRONI-
HEGYSÉGBEN ÉS KÖRNYÉKÉN**

SZAKDOLGOZAT

Készítette:

FREILER ÁGNES

KÖRNYEZETTUDOMÁNY MESTERSZAKOS HALLGATÓ

Témavezetők:

DR. HORVÁTH ÁKOS

egyetemi docens

ELTE TTK Atomfizikai Tanszék

és

SZABÓ KATALIN ZSUZSANNA

doktorandusz

ELTE TTK Közöttani és Geokémiai Tanszék

Budapest

2011.

Tartalomjegyzék

| | |
|---|----|
| 1. Bevezetés és célkitűzés | 4 |
| 2. Elméleti háttér | 5 |
| 2.1. Radioaktivitás a környezetben | 5 |
| 2.2. Radon a környezetben | 6 |
| 2.3. A radon egészségügyi hatásai | 8 |
| 3. A vizsgált terület bemutatása | 10 |
| 4. Természetes radioaktivitás a Soproni-hegységben | 12 |
| 5. Mintavétel a terepen és mintaelőkészítés a laboratóriumban | 15 |
| 5.1. Mintavételi helyszínek bemutatása | 17 |
| 5.2. A közetminták előkészítése a laboratóriumban | 18 |
| 6. A mérési módszerek bemutatása | 20 |
| 6.1. A fajlagos izotóptaktivitás meghatározása gamma spektroszkópiával – a HPGe detektor | 21 |
| 6.1.2. A mérés és kiértékelés menete | 21 |
| 6.2. A fajlagos radonexhaláció meghatározása – a RAD7 radondetektor | 25 |
| 6.2.1. A mérés és a kiértékelés menete | 26 |
| 6.3. A röntgenfluoreszcencia-analízis | 28 |
| 6.3.1. A mérés és kiértékelés menete | 30 |
| 7. Mérési eredmények | 31 |
| 7.1. Gamma-spektroszkópiás eredmények – fajlagos izotóptaktivitás | 31 |
| 7.2. Alfa-spektroszkópiás eredmények - fajlagos exhaláció | 35 |
| 7.2.1. Exhalációs együtthatók | 38 |
| 7.3. Röntgenfluoreszcencia analízis eredményei – elemtartalom | 41 |
| 8. Eredmények diszkussziója | 42 |
| 9. Összefoglalás | 49 |
| 10. Függelék | 51 |
| 10.1. Mintavételi jegyzőkönyv | 51 |
| 10.2. Török Kálmán (Török, 2001) mérései, elemtartalom változása a metasomatózis során, gneisz kiindulással | 52 |
| 11. Irodalomjegyzék | 53 |

1. Bevezetés és célkitűzés

A természetes radioaktivitás vizsgálata mára fontos kutatási témává vált, vizsgálata lakossági érdeklődésre is számot tart. A radioizotópok természetes módon, eltérő mennyiségben vannak jelen a Földön, amelyek esetenként emelkedett koncentrációkat idéznek elő, ez pedig emelkedett belétéri radonkoncentrációt okozhat. A radon az embert érő dózis több mint 50 %-ért felelős, így nagyon fontos részét képezi a természetes háttérsugárzásnak. Emiatt fontos vizsgálni a radionuklidok eloszlását mind a kőzetekben, mind az azokon kifejlődött talajokban, valamint az épített környezetben is.

A Soproni-hegység természetes radioaktivitásáról napjainkban igen keveset tudunk, ám vannak arra utaló jelek, hogy egyes helyeken emelkedett koncentrációban vannak jelen a radionuklidok, erre példa a Csalóka-forrás magas radonkoncentrációja. Így a szakdolgozatomban ismertetett eredmények nagymértékben hozzájárulhatnak ismereteink bővítéséhez.

A Soproni-hegység geológiáját tekintve főként ortogneiszből, csillámpalából és leukofillitből épül fel. A leukofillit gneiszből képződött az úgynevezett Mg-metaszomatózis folyamata során (TÖRÖK, 2001). Munkám alapjául Török Kálmán, az ELTE TTK Kőzettan- és Geokémiai Tanszék munkatársa - a Soproni-hegységben folytatott - kutatásai szolgálnak, amely során leírta a fent említett folyamatot, megvizsgálta a leukofillit képződésének lépéseit, illetve részletes kutatást végzett a folyamat során lejátszódó elemmozgások szempontjából.

Szakdolgozatom készítésekor több célt tűztem ki magam elé. Egyrészt a hegységből, hat különböző helyszínről származó kőzet és talajminták radioaktív izotópösszetételének meghatározását, különös tekintettel a radioaktivitás és a metaszomatózis kapcsolatára annak különböző fokaiban, vagyis, hogy ez az összetétel hogyan, milyen mértékben változik a gneisz leukofillitté történő átalakulása során. Célom volt, hogy meghatározzam, a ^{226}Ra tartalom mutat-e valamiféle összefüggést más elemek mennyiségének változásával. Továbbá meghatároztam a minták radonkibocsátó képességét, fajlagos exhalációját, hogy megtudjuk, a metaszomatózis során ez a tulajdonság milyen mértékben változott. A kőzetminták elemösszetételére és ezek mennyiségének változására is kíváncsi voltam szintén a metaszomatózis tükrében. A Csalóka-forrás magas radontartalma eredetének korábbi vizsgálata során nem sikerült

olyan radonforrást találok, amely önmagában biztosítani tudta volna a magas radonkoncentrációt a forrásvízben, így ennek további vizsgálatát is megcéloztam.

2. Elméleti háttér

2.1. Radioaktivitás a környezetben

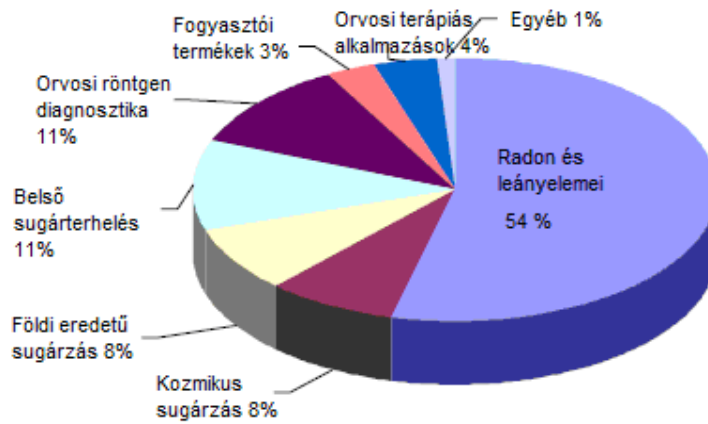
A természetes radioaktivitás eredete a Föld keletkezésének idejével összemérhető. E sugárzás alapvetően két csoportra osztható, a természetes és a mesterséges eredetű radioaktív sugárzásra.

A háttérsugárzás nagyobb hányada természetes eredetű, két fő forrása ismert. A terasztriális, vagy földi eredetű radionuklidok a Naprendszer keletkezése óta megtalálhatók a Földön, felezési idejük összemérhető a Föld életkorával. Például ^{238}U ($T_{1/2}=4,468$ milliárd év), ^{235}U ($T_{1/2}=0,7$ milliárd év), ^{232}Th ($T_{1/2}=14,05$ milliárd év), ^{40}K ($T_{1/2}=1,28$ milliárd év). A kozmogén radionuklidok az űrből érkező nagyenergiájú részecskék a légköri atommagokkal való kölcsönhatása során keletkeznek, ilyen például a trícium (^3H $T_{1/2}=12,28$ év) és a radiokarbon (^{14}C $T_{1/2}=5730$ év). A kozmikus és a terasztriális háttérsugárzás mellett a természetes háttérsugárzás összetevője a légzés és táplálkozás útján a szervezetbe került radionuklidok okozta belső sugárterhelés is (ICRP, 1991). Mivel a radionuklidok bomlástermékei is radioaktívak bomlási sorok alakulnak ki. Ezek az uránsor – ^{238}U , tórium sor – ^{232}Th , aktínium sor – ^{235}U és a neptúnium sor – ^{237}Np sor, amely már felezési ideje miatt (2,14 millió év) már nem található meg a környezetben. A ^{238}U sorába tartozik a ^{222}Rn , amely a lakosságot érő radioaktív sugárzás 54 %-ért felelős.

A lakosság sugárterhelésének mindössze 15 %-a származik mesterséges forrásból, ebből 11 %-ért az orvosi diagnosztika a felelős, a maradék 4%-on a légköri atomfegyver kísérletek, a csernobili katasztrófa, továbbá a nukleáris energiatermelés osztoznak (KÖTELES, 1994). Ilyen izotópok például a ^{137}Cs ($T_{1/2}=30$ év) és a ^{131}I ($T_{1/2}=8$ nap).

A lakosságot érintő ionizáló sugárzások effektív dózisa Földre vonatkoztatott átlaga 2,4 mSv/év, ennek több mint fele a radon és leányelemeinek sugárzásából adódik (SOMLAI et al. 2000). Az egyénenkénti dózis átlagos, tipikus értéke 1-10 mSv/év (UNSCEAR. 2000). Az 1. ábra mutatja az elszenvedett természetes és mesterséges

dózisért felelős sugárforrások részarányát, látható a radon és leányelemeinek nagy jelentősége (54%) (UNSCEAR, 2000).



1. ábra. A természetes és mesterséges sugárzás százalékos megoszlása
(UNSCEAR, 2000)

2.2. Radon a környezetben

A radon a nemesgázok közé tartozik, a periódusos rendszer VIII. főcsoportjában található, 86-os rendszámmal. Nemesgáz szerkezettel rendelkezik, zárt elektronhéja van, emiatt igen kis mértékben létesít kémiai kötésekkel más atomokkal, tehát kémiailag inaktív.

A természetben előforduló bomlási sorok közül három esetén találkozhatunk különböző radon (Rn) izotópokkal. A ^{235}U bomlási sorában található a ^{219}Rn , ami az aktinon nevet viseli, a ^{232}Th sorában helyezkedik el a ^{220}Rn , az úgynevezett toron, amivel csak nagy tórium koncentráció esetén érdemes foglalkozni, valamint a ^{238}U bomlási sorában helyezkedik el a ^{222}Rn , a radon. A természetes urán izotópok csak 0,7%-a a ^{235}U , a bomlási sorába tartozó radonizotóp, az aktinon igen rövid a felezési ideje (3,9 s) miatt egészségügyi szempontból csak a radon (^{222}Rn) számottevő (DENMAN et al. 2007).

A ^{222}Rn közvetlenül a rádiumból (^{226}Ra) keletkezik alfa-bomlással. A radon felezési ideje 3,82 nap, ez elég hosszú idő ahhoz, hogy a talaj mélyebb rétegeiből, illetve a talajszemcsékből a szemcséközi térbe, illetve a levegőbe és a vizekbe jusson.

A természetes vizek, a kőzetek, talajok kivétel nélkül radioaktívak kisebb-nagyobb mértékben. Szinte minden esetben tartalmaznak valamilyen mennyiségű (néhány ppb-től sok száz ppm-ig) uránt, tóriumot, rádiumot és káliumot. A talajok átlagos urántartalma 2,8 ppm (35 Bq/kg) tóriumtartalma 7,4 ppm (30 Bq/kg), rádiumtartalma 0,0009 ppb (33 Bq/kg), és káliumtartalma 1,3 m/m% (400 Bq/kg) (UNSCEAR, 2000).

A felszín alatti vizek aktivitása a talaj és kőzetek urán-, vagy tórium tartalmának következménye. A radon ezen elemek bomlásterméke, amely könnyen polarizálható, így jól oldódik vízben, ott pedig a radioaktivitás forrásává válik. A magyarországi forrásvizek vizek radontartalma átlagosan a 1-600 Bq/l tartományba esik. Összehasonlításként az EU ajánlása az ivóvíz maximális radontartalmára 100 Bq/l. Országonként eltérő a szabályozás az ivóvízben levő radon maximális mennyiségére vonatkozóan. Az USA-ban 11 Bq/l az ivóvízbeli radon mennyiségének megengedett felső értéke. Ugyanez a korlát Nagy-Britanniában 100 Bq/l, ahol az ivóvizek átlagos radontartalma itt 1 Bq/l (Federal Register, 1999).

A radon nemesgáz szerkezete miatt mobilis, diffúzióra, migrációra képes és konvektív áramlással is mozog. Ha elég mély rétegben keletkezik 3,82 napos felezési ideje miatt kisebb az esélye annak, hogy kijut a levegőbe. Mégis mivel migrálni képes a kőzetek repedésein belül eljuthat felsőbb talajrétegekbe is. Innen természetesen a levegőbe is kijuthat és ott további diffúzióra képes. A radon útját a felszín alatt több tényező befolyásolja. Ilyenek a talajtulajdonságok úgy, mint porozitás, nedvességtartalom, talajszerkezet. A permeabilitás is befolyással van a radon felszín alatti útjára. A konvektív áramlással történő áramlás és diffúzió a nagy permeabilitású talajokra jellemző, míg a kis permeabilitású talajokban az advektív áramlás és diffúzió jelentős. Fontosak még a meteorológiai tényezők, mint a nyomáskülönbség és a hőmérséklet, valamint a geológiai jellemzők. Geológiai jellemzők közül fontos szerepe van a törésvonalaknak, amik mentén a radon könnyen mozoghat. Magasabb uránértékek jellemzik az idősebb agyagokat, agyagpalákat, valamint a savanyú magmás kőzeteket. Ezt azonban befolyásolhatják a kőzeteket utólagosan átjáró hidrotermális oldatokból kiváló anyagok, amelyek az urántartalmat jelentősen megemelhetik, valamint fontos, hogy oxidatív körülmények között az uránvegyületek könnyen oldódnak, redukzív környezetben oldhatatlanok, kicsapódnak, ezek az ún. geokémiai csapdák.

A radon feldúsulásának okai között szerepelhet, ha az adott terület földtani képződményeiben magas a rádium koncentráció (és így legtöbb esetben az

uránkoncentráció is). Szintén feldúsulhat a radon ott, ahol technológiailag megnövelt koncentrációban jelennek meg a természetes radioaktív anyagok, mint például uránbánya meddők közelében, széntüzelésű erőművek környezetében (SOMLAI et al., 1997). Feldúsulhat a radon barlangokban, belterekben, a magas exhalációs tényezővel (radonkibocsátó képesség) rendelkező földtani képződmények területén, vagy rosszul szellőző zárt terekben, illetve, ha speciális transzport mechanizmusok jelentkeznek az adott területen (hordozógázok áramlási folyamatai, törésvonalak mentén való áramlás lehetősége (SZERBIN, 1996)).

2.3. A radon egészségügyi hatásai

Ma már számos kutatás foglalkozik a daganatos megbetegedések okainak vizsgálatával, ami mára a fő halálozási okok élén szerepel. Az Európai Bizottság által támogatott kutatások kimutatták, hogy az otthonok levegőjében található radon felelős évente körülbelül 20 000 tüdőrák okozta halálesetért az Európai Unióban, ami az összes ilyen jellegű halálesetek 9%-a, illetve az összes halálos kimenetelű rákbetegségek 2%-a (DARBY et al. 2005). Magyarországon az Európai Unió legtöbb tagállamával ellentétben a lakóépületek levegőjének, illetve az ivóvizek maximálisan megengedhető radontartalmára nem létezik hatályos törvény. Azonban a magyarországi munkahelyeken évente 1000 Bq/m^3 radonkoncentráció a határérték (16/2000.(VI.8.) EüM), (1996. évi CXVI.trv.)

Az α -részecskék ionizációs képessége fajlagosan nagy, ezért hatótávolságuk az anyagban kicsi, néhányszor $10 \mu\text{m}$ (KÖTELES. 1994). A külső α -sugárzás egészségügyi kockázata igen alacsony, hiszen a bőr felső rétege elnyeli az α -részecskét, ezért csak a tüdő sejtjeit közvetlenül érintő sugárzás nevezhető veszélyesnek. A radon egészségkárosító hatása azt jelenti, hogy a tüdőbe jutott és ott elbomlott leányelemei hosszú expozíciós idő után növelik a tüdőrák kialakulásának kockázatát (ABUMURAD. 2001, KÖTELES. 2007).

Radon elsősorban légzés során jut a szervezetbe (BARADÁCS et al. 2002). Az egészségkárosító hatás kifejtéséhez többféle út vezet, vagy közvetlenül a radont lélegzi be az ember, ami a kisebb kockázatot jelenti, mivel ki is lélegzi, vagy annak bomlástermékeit aeroszolokhoz kötődve (MARX. 1990). A szervezetben elsősorban nem közvetlenül a radon fejti ki hatását, hanem annak rövid felezési idejű

bomlástermékei, a ^{218}Po , ^{214}Pb , ^{214}Bi , ^{214}Po - hosszú felezési idejű leányelemek - ^{210}Pb , ^{210}Bi , ^{210}Po - még bomlásuk előtt eltávozhatnak a szervezetből - (ABUMURAD. 2001). Ezen bomlástermékek már nem nemesgáz szerkezetűek, hanem fémek, így könnyen kapcsolódhatnak a légkör aeroszoljaihoz. A dohányos emberek különösen ki vannak téve a radon káros hatásainak, hiszen a radon leányelemei a füstben található aeroszolon is kiülnek és a tüdőbe jutnak (MÓCSY et al. 2009). Az aeroszolon mérettől függően különböző mélységekig juthatnak el a tüdőben, leginkább a hörgők elágazásaiban csapódnak ki, és fejtik ki egészségkárosító hatásukat.

Néhány kutató azonban a radon belégzéséhez pozitív hatást rendel (MARX, 1990; TÓTH et al., 1998; BECKER, 2004). A radonfürdőket például mozgásszervi megbetegedések kezelésére alkalmazzák több gyógyfürdőben. A radon jótékony hatását reumás megbetegedések esetén, kísérleti úton igazolták fizioterápia és gyógyszeres kezelések mellett. A kísérlet lényege, hogy 60 reumás beteget véletlenszerűen két csoportra osztottak, az egyik csoportot szénsavval dúsított magas radontartalmú fürdőnek vetették alá (1,3 kBq, 1,6 g/l CO_2), a másik csoport radonmentes kezelést kapott 15-15 alkalommal. Ezután vizsgálták a fájdalom változását analóg skálán, illetve a funkcionális tulajdonságokat az adott testrészen. A kúra végén, azaz 15 alkalom után nem volt jelentős különbség a két csoport eredményei között, azonban fél év múltán a radonos vízzel kezelt csoport eredményei kimutathatóan jobbá váltak, tehát hosszabb távon fejtette ki jótékony hatását. Ezzel a kísérlettel mutatták ki a radon gyulladási és fájdalomcsökkentő hatását (FRANKE et al. 2000).

Magyarországon a Markhot Ferenc Kórház Török-fürdőjében is alkalmazzák a radonfürdőt, mozgásszervi megbetegedések kezelésére.

3. A vizsgált terület bemutatása

3.1. A Soproni-hegység geológiája

A Soproni-hegység és környéke az Észak Alpok legkeletibb részén fekszik, csillámpalából, ortogneiszből és alárendelten amfibolitból épül fel (LELKES-FEHÉRVÁRI et al. 1984, KISHÁZI & IVANCSICS, 1985a, 1987, 1989). Szerkezetileg az Alsó-Ausztralpi takaró-rendszer Grobneisz sorozatához tartozik. DRAGANITS (1998) hangsúlyozta, hogy az Óbrennberg-Kaltes Bründl Sorozat amely pre-Alpi andaluzit-sillimanit-biotit palát tartalmaz, hasonlóságot mutat a Strallegger Gneisszel és a Dist-Paramorphosenschiefer-rel. Ez utóbbi formációk a Közép Ausztralpi egységhez tartoznak. Sopron és környéke az egyetlen hely, ahol a magas nyomású Alpi metamorfózis kimutatható az Alsó –Ausztralpi Egységben. Alpi magas nyomású kőzeteket (eklogitok) eddig csak a Középső Ausztralpi Egységből írtak le (MILLER, 1990. NEUBAUER et al. 1999).

A Soproni-hegység metamorf kőzetekből épül fel, gránitból átalakult gneiszből, valamint csillámpalából és ezek rokon kőzeteiből. A gránit ezen kívül még két helyen fordul elő Magyarországon, a Mecsekben és a Velencei-hegységben. Más kutatások során a magmás képződmények radioaktivitás szempontjából fontosnak bizonyultak (HALÁSZ, 1999, NAGY, 2006, 2009).

Jellemző kőzetek a Soproni-hegységben

Az ortogneisz főként kvarcból, albitból, K-földpátból, fehér csillámból áll, alkalmanként biotittal, gránáttal, epidottal, klorittal, ilmenittel, rutillal, monacittal, apatittal.

Az ortogneisz egyes feltárásokban gránát-klorit-muszkovit-kvarc palákkal érintkezik. Az ortogneiszek két kategóriába sorolhatók. Az első a masszív ortogneisz, ami nagy területen jelenik meg Sopron területén. A második típus csak elszórtan található meg, vékony telérekben szeli keresztül a csillámpalát Óbrennbergben (TÖRÖK, 2003).

A fehér csillámok három szövettípusa figyelhető meg az ortogneiszben (TÖRÖK, 1998). Az első kitüntetett orientációval rendelkezik, követi a fő irányítottságot és kisebb

mérettartomány jellemző rá (50-150 μm). A második sokkal nagyobb mérettel rendelkezik (300-500 μm), random orientációt mutat. A harmadik típus zárványok formájában fordul elő az albitban. A leukofillit kianittal és ritkábban flogopittal a fő horizontális nyírási zónák mentén található mind a gneiszben, mind a csillámpalában. Az ortogneisz és a leukofillit is bőségesen tartalmaz kvarc ereket és lencséket fluidumzárványokkal.

Több típusa van a csillámpala kibúvásoknak Sopron környékén. Gránát-tartalmú klorit-muszkovit- kvarc palák széles körűen elterjedtek, de Mg-klorit-muszkovit-kvarc palák (leukofillitek), andaluzit-sillimanit-biotit palák, kianitos-staurolitos-kloritoidos-gránátos és kianitos-kloritoidos-gránátos csillámpalák is előfordulnak.

Metamorf történet

Három fluid migrációs esemény zajlott le az Alpi metamorfózis során a gneiszben az ásványkémiái mérések és a fluidumzárványok vizsgálata alapján (TÖRÖK, 2001).

1. Az alpi **magas nyomású metamorfózis** csúcán ($P=1200-1400$ MPa, $T=600^\circ\text{C}$), a fluidumok közepes szalinitásúak, az albit szemcsék magjában a NaCl-os vizes fluidumok jellemzőek. Ehhez hasonlóan, elsődleges fluidzárványok vannak a kvarc szemcsékben és a mátrix kvarcban. Vékony gránát-fengit-biotit erek találhatóak az ortogneiszben és kis léptékű fluidmigráció jellemző.

2. A fluidumok **Mg-metaszomatózist** okoznak a nyírási zónában. Az ortogneisz fokozatosan átalakul, eltűnik belőle a gránát, a vas gazdag biotit, a K-földpát majd végül az albit is. Az így képződött leukofillit kvarcból, fehér csillámból és Mg-kloritból áll kianittal, vagy anélkül. A Mg tartalom nő, a Na és a Fe tartalom csökken a gneisztől a leukofillitig. A ritka elemek és a ritkaföldfémek nem mutatnak különösebb változást, kivéve a Sr-ot, Zr-ot és a Ba-ot, amelyek mennyisége folyamatosan csökken az átalakulás során. Mikrostrukturális megfigyelések megmutatták, hogy a Mg-metaszomatózis az alpi magasnyomású metamorfózis csúcsa után zajlott.

A fluidumzárványok vizsgálata azt mutatja, hogy ez a folyamat a magas sótartalmú fluidumok miatt zajlott le. Közepes és magas sótartalmú NaCl-H₂O fluidumok szintén jelen voltak a folyamat alatt.

3. A leukofillitekben helyenként tapasztalható gyenge **foszfát mineralizáció** a magas sótartalmú fluidumoknak tulajdonítható, amelyek Mg, Al, Sr, Pb és P tartalmúak

voltak. Ezen fluidumok hatása térben erősen korlátozott volt, mert a mineralizáció mentes leukofillitek Ca, Sr, Pb Al és P tartalma nem változott.

Az ortogneisz fokozatos átalakulása leukofillitté (Mg-metaszomatózis) a nyírási zónában már régebb óta ismert folyamat (KISHÁZI & IVANCSICS, 1989). Az átalakulási zóna mérete néhány méter. Vékonycsiszolatok alapján öt zónát írtak le az ortogneisztől a leukofillitig:

1. tömeges ortogneisz kvarccal, albittal, K-földpáttal, fehér palával, biotittal és gránáttal;
2. a második zóna a gránát és a biotit hiányával jellemzett, ezt K-földpát gneisznek nevezzük;
3. a harmadik az albit gneisz, ahol a K-földpát eltűnik;
4. a negyedik zóna a muszkovit-kvarc pala (alkalmanként flogopittal), az albit hiányzik;
5. az ötödik zóna a leukofillit a nyírási zónában, Mg-klorittal, muszkovittal és kvarccal, kianittal, vagy anélkül.

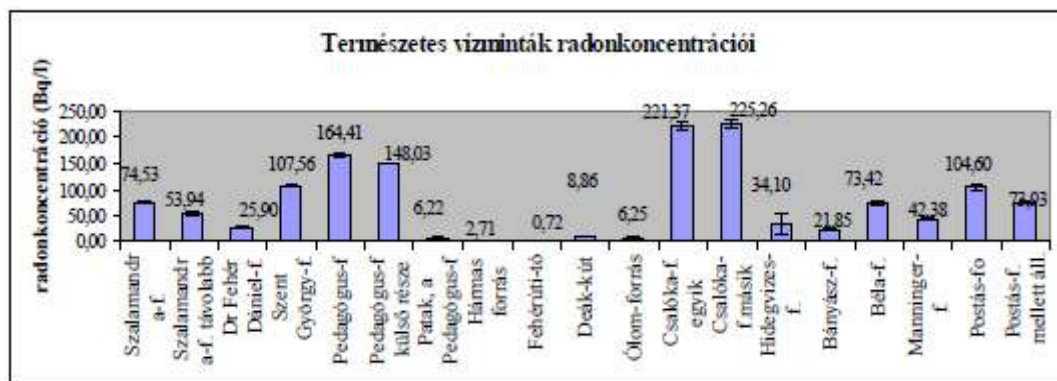
Összefoglalva, a metaszomatózis folyamatát magas sótartalmú fluidumok okozzák, amely a kőzet repedéseiben haladva, folyamatosan megváltoztatja a kőzetek kémiai összetételét. A metaszomatózis kiindulhat gneisz és csillámpala kőzetekből. A folyamatnak öt zónája van, aminek a végeredménye a leukofillit nevű palás kőzet.

4. Természetes radioaktivitás a Soproni-hegységben

A Soproni-hegység természetes radioaktivitása kutatásának kezdete csak az elmúlt pár évtizedre nyúlik vissza. Ebben a fejezetben az elmúlt évek kutatásait mutatom be röviden, amelyek a Soproni-hegység és környékének radioaktivitásával foglalkoztak.

AROS (2003) szakdolgozatában a Soproni-hegység forrásainak radonkoncentrációját vizsgálta, valamint a források mellől származó talajok és néhány kőzetminta radioaktív elemkoncentrációit határozta meg. Dolgozatának céljai között szerepelt, hogy megvizsgálja, tapasztalható-e összefüggés a talaj urántartalma és az alapkőzet urántartalma között, lehet-e kapcsolatot találni a talaj, illetve az alapkőzetek urántartalma és a természetes rétegvizek radontartalma között, valamint hogy meghatározza, milyen mértékű az egyes talajokból a radonkiáramlás. A Soproni-

hegység talaj- és felszín alatti vizeinek radioaktivitását feltérképezte, és arra az eredményre jutott, hogy a Csalóka-forrás radontartalma kiemelkedő, valamint hogy a talajok rádiumtartalma és a vizek radontartalma között van kapcsolat. Ennek az eredménynek oka, hogy az uránt és a tóriumot tartalmazó szemcsékből a felszín alatti oldatok, fluidumok ezeket az elemeket ugyanolyan mértékben oldják ki és ugyanolyan mértékben adják le a befogadó kristályok környezetében. Az általa vizsgált felszín alatti vizek radonkoncentrációja 0-225 Bq/l között változott. 19 helyszínen vételezett vízmintát és meghatározta, hogy a Csalóka-forrás vize a legmagasabb radonkoncentrációjú, kb. 220 Bq/l (2. ábra). Ez az eredmény összemérhető a Velencei-hegység magas radontartalmú forrásvizeinek koncentrációjával és akár a Budai Termálkarszt forrásainak radonkoncentrációjával is.



2. ábra. A Soproni-hegység forrásainak radontartalma – összesítő diagram (AROS, 2003)

AROS (2003) eredményei alapozták meg a 2008-ban elkészített TDK dolgozatomban a Csalóka-forrás magas radontartalmának eredetét vizsgáltam (FREILER, 2008). A kutatás során egy éven át vizsgáltam a Csalóka-forrásból származó vízminták radontartalmát és megállapítottam, hogy egy év alatt a forrásfakadás helyén egy kb. 30 %-os koncentráció-növekedés tapasztalható. Ezen kívül talajminták rádiumtartalmát és radonexhalációját határoztam meg, amely eredmények ismeretében egy egyszerű modellt dolgoztunk ki arra, hogy a forrást körülvevő közeg, talaj, vagy kőzet milyen mértékű radontartalmat képes biztosítani a forrás vizében. Ezek alapján pedig megtudhatjuk, hogy a talaj lehet-e a forrás radontartalmának okozója, vagy más radonforrást is keresni kell-e. Az eredmények szerint a forrást körülvevő talaj számottevő radonforrásként funkcionál, ami azonban nem elegendő a forrás

radontartalmának biztosítására, ezért más forrással is számolni kellett. Ennek részletesebb kutatása, jelen szakdolgozat témájához kapcsolódik.

Spaits Tamás 2007-ben Sopronban és környékén az épített környezetben lévő természetes radioaktív izotópok vizsgálatával foglalkozott és megbecsülte a lakosokat érő dózist, mind a külterületek háttérsugárzását, mind a lakóépületek sugárzás viszonyait figyelembe véve (SPAITS, 2007). Elkészítette Sopron városának háttérsugárzás térképét, kétszáz méteres rácshálójával dolgozva, több mint 700 mérési ponton végzett gammadózisteljesítmény méréseket. Építőanyagok természetes radioaktív izotópösszetételét is megvizsgálta és felismerte a salakok magasabb ^{226}Ra tartalmát. Nyomdetektoros radonkoncentráció-méréseket is végzett lakásokban, különös figyelemmel a salakos lakások és a soproni Nándormagaslat környéki lakások mérésére. Megállapította, hogy a Nándormagaslat északi oldalán lévő lakásokban akár 40 mSv feletti dózist is elszenvedhetnek évente a lakosok.

A Nándormagaslat belsejében a soproni Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet (GGKI) egy kutatóállomást hozott létre. A Geodinamikai Obszervatóriumot (1. kép) 1961-ben építették különböző geodinamikai jelenségek regisztrálása céljából. Az obszervatórium Sopron központjától ÉNy-ra, kb. 3 km távolságra Sopronbánfalván, Sopron kertvárosában helyezkedik el. Az obszervatórium gneiszben kialakított mesterséges vágat, amely felett kb. 60 m kőzet helyezkedik el (forrás: www.ggki.hu).



1. kép. A Geodinamikai Obszervatórium a Nándormagaslat tövében

Az Obszervatórium sugárveszélyes munkahelyként működik, a „barlangban” tapasztalható országos viszonylatban is kiemelkedő radonkoncentráció miatt, így a bejutás engedélyhez kötött. A helyszínen 1989 és 95 között (VÁRHÉGYI et al., 1992),

de még napjainkban is állandó radonkoncentráció-mérések folynak, melyek azt mutatták, hogy a „barlang” radonkoncentrációja éves szinten nagy ingadozást mutat és a hőmérséklet változásával korrelál. A beltéri radonkoncentráció a nyári hónapokban akár a 900 kBq/m^3 -es értéket is eléri és a téli hónapokban sem csökken $4\text{-}5 \text{ kBq/m}^3$ alá.

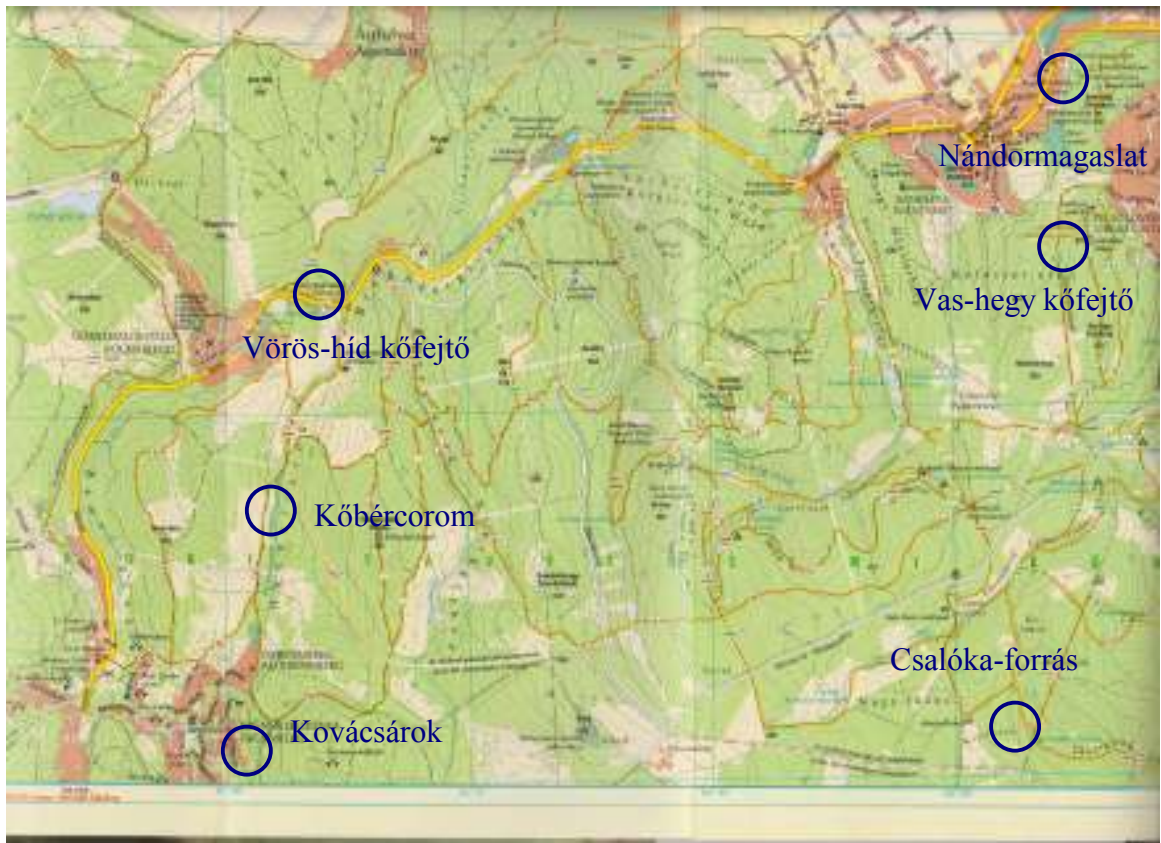
5. Mintavétel a terepen és mintaelőkészítés a laboratóriumban

A mintavételezést témavezetőm és Török Kálmán (ELTE Közettani és Geokémiai Tanszék) a korábban ugyanezzel a területtel foglalkozó Aros Gabriella segítségével végezték 2004 nyarán. A mintavétel napján talaj és kőzetminták kerültek mintavételezésre egyaránt hat helyszínről a Soproni-hegység különböző területeiről. Ezen helyszínek a következők: a Csalóka-forrás, a Vas-hegy kőfejtő, a Nándormagaslat, a Vörös-hídi kőfejtő, a Kőbércorom és a Kovácsárok (3. ábra). A mintavételezés geológuskalapáccsal, csákánnyal és kisebb ásóval történt, a minták feliratozott zacskókba kerültek. További mintákat vételeztem 2010 nyarán a Csalóka forrásnál.

A mintavétel során az volt a cél, hogy a 3. fejezetben megismert metasomatózis minél több zónájából származzon minta, hogy azok összehasonlítását elvégezhessük különböző szempontokból.

Nándormagaslat esetén a mintavételezés során egy vertikális vonal mentén történt a mintavételezés (10. fejezet. Függelék). Ezzel a metasomatózis területi megjelenésének vizsgálata a cél.

A minták elnevezése a mintavétel helyére utal, pl. Nándormagaslatról származó minta neve „NM1, NM2”, ha talajmintáról van szó, a minta nevének végén egy „T” betű szerepel, pl. Vörös-híd kőfejtőből származó talajminta neve „VHT”.



3. ábra. A mintavételi helyszínek bemutatása

5.1. Mintavételi helyszínek bemutatása

Nándormagaslat

A Sopronbánfalván elhelyezkedő Nándormagaslat főként gneiszből, kisebb részben leukofillitből áll. A Nándormagaslat északi oldalán erre a gneiszre települt rá egy leukofillites réteg. A palásság mentén gyakran jelentkeznek kisebb-nagyobb kvarctelepek. Az ásványos elegyrészei közül a kvarc és a földpátok az uralkodóak. A csillámok közül főként a muszkovit és a biotit jellemző (KISHÁZI et al. 1985, 1987). (A később kifejtendő fejezetekben gyakran fogom a mintákat jelük szerint említeni. A Nándormagaslatról származó minták nevei akkor majd NM-előtaggal kezdődnek, pl. „NM1”, „NM2”.)

Vas-hegy kőfejtő

Felépítése nagyban hasonlít a Nándormagaslathoz, de itt nincs meg a teljes átmenet a gneiszről a leukofillitig. A káliföldpát gneiszt találjuk legalul, majd albitgneisz következik és a tetején muszkovit-kvarc pala, illetve mállott leukofillit található. (A Vas-hegy kőfejtőből származó minták neve „VHK1, VHK2”, stb.)

Kovácsárok

A Kovácsárok egy völgyben helyezkedik el Óbrennberg keleti oldalán több kisebb kibúvással, ami főleg kianitból-sztaurolitból–kloritoidból-gránát tartalmú csillámpalából áll, egy feltárásban andaluzit-szillimanit-biotit palákkal (KISHÁZI et al., 1987). (A Kovácsárokból származó minták neve „KOÁ1, KOÁ2”, stb.)

Kőbércorom

A Kőbércorom, vagy másnéven Oromvég bánya, Brennbergbánya keleti oldalán helyezkedik el, közel a Kovács-árokhoz. Itt megtalálható sok különböző csillámpala típus, amelyek a pre-Alpi andaluzit-szillimanit-biotit palából az alpi metamorfózis és metasomatózis során alakultak át (KISHÁZI et al., 1987). A metasomatózis jelensége

sokkal jobban megnyilvánul a nyírási zónában a kibúvás nyugati és középső részén. (A Kőbércoromról származó minták neve „KBO1, KBO2”, stb.)

Csalóka-forrás

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. A Soproni-hegységet érintő átfogó vizsgálat során a Csalóka-forrás vizének radontartalma bizonyult a legmagasabbnak, ~220 Bq/l (AROS, 2003). (A Csalóka-forrástól származó minták neve „CSK1, CSK2”, stb.)

Vörös-híd kőfejtő

A Vörös-híd kőfejtő Bánfalva és Brennbergbánya között félúton helyezkedik el. Főként csillámpala található a területen, a metasomatózis jelei nem jelentkeznek. (A Vörös-híd kőfejtőről származó minták neve „VH1, VH2”, stb.)

Összességében a mintavételi helyszínekről elmondható, hogy három helyszínen – Csalóka-forrás (gneisz), Kovácsárok (csillámpala) és Vörös-híd kőfejtő (csillámpala) – a metasomatózis nyomai nem jelentkeznek azonban az adott kőzettípus tulajdonságai jól vizsgálhatóak, három helyszínen pedig – Nándormagaslat (gneisz), Kőbércorom (csillámpala) és Vas-hegy kőfejtő (gneisz) – a metasomatózis megfigyelhető.

5.2. A kőzetminták előkészítése a laboratóriumban

A kőzetminták mintaelőkészítése a megfelelő méretre vágással kezdődött. Ezt az ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszékén végeztem, kisméretű kőzetvágóval, amely egy forgó vágótárcsát használ. A kőzetmintákat általában 5-7 cm átmérőjűre (HPGe detektor mérete miatt) és kb. 4-5 cm (186 keV-es gamma-foton elnyelődési hossza miatt) magasságúra vágtam (2. kép). A minták nevének végén a „V” a formára vágott kőzetre utal.

Ezután a levágott kőzetdarabokat és a talajmintákat a gamma-spektroszkópiás mérésekhez, és RAD7-es mérésekhez radonkamrákba helyeztem és lezártam. A radonkamra egy 9 cm magasságú és 7 cm átmérőjű alumínium doboz, melynek teteje lecsavarható, amin két csap helyezkedik el.

A minták leírását az 1. táblázat tartalmazza. A kőzetek típusának meghatározását Török Kálmán, az ELTE TTK Kőzettani és Geokémiai Tanszék munkatársa segítségével végeztem.

| Minta neve | Kőzet típusa (leírása) | Zóna |
|--------------------------|---|-------------|
| Csalóka-forrás | | |
| CSK1 | Deformált gneisz | 1 |
| CSK2 | Deformált gneisz | 1 |
| Kőbércorom | | |
| KBO1 | Leukofillit kianittal | 5 |
| KBO2V1 | Csillámpala kvarc érrel | 1 |
| KBO3V1 | Félúton a csillámpala és a leukofillit között | 3 |
| KBO4V1 | Leukofillit | 5 |
| KBO5V1 | Csillámpala | 1 |
| KBO6V1 | Leukofillit | 5 |
| Kovácsárok | | |
| KOÁ1V1 | Csillámpala + biotit | 1 |
| KOÁ2V1 | Csillámpala + kvarc | 1 |
| KOÁ3B | Csillámpala | 1 |
| KOÁ3V1 | Csillámpala | 1 |
| KOÁ4V1 | Csillámpala | 1 |
| KOÁDEMO | Csillámpala | 1 |
| Nándormagaslat | | |
| NM1V1 | Gneisz + gránát | 1 |
| NM2V1 | Muszkovit gneisz | 4 |
| NM3 | Leukofillit | 5 |
| NM4V1 | Leukofillit | 5 |
| NM5V1 | Leukofillit | 5 |
| NM6 | Leukofillit | 5 |
| NM7 | Leukofillit + kvarc | 5 |
| NM7V1 | Leukofillit | 5 |
| NM8V1 | Albit gneisz | 3 |
| NM8V2 | Albit gneisz | 3 |
| Vörös-híd kőfejtő | | |
| VH1V1 | Csillámpala + gránát | 1 |
| VH2V1 | Csillámpala + gránát | 1 |
| VH3V1 | Csillámpala + gránát | 1 |
| Vas-hegy | | |

| | | |
|---------|-------------------|---|
| VHK1BV1 | Kálföldpát gneisz | 2 |
| VHK1V1 | Muszkovit gneisz | 4 |
| VHK2V1 | Albit gneisz | 3 |
| VHK3V1 | Leukofillit | 5 |
| VHK4V1 | Leukofillit | 5 |

1. táblázat. A különböző mintavételi helyekről származó kőzetek típusa a metasomatózis fokának feltüntetésével

A kőzetminták bemutatása:



2a. kép. Csillámpala a Vörös-híd kőfejtőből és a Kovácsárokból (felülnézeti kép)



2b. kép. Leukofillit a Nándormagaslatról



2c. kép. Gneisz a Vas-hegy kőfejtőből (oldalnézeti kép)



2d. kép. Gneisz a Csalóka-forrástól

6. A mérési módszerek bemutatása

Diplomadolgozatom készítése során kőzet-, és talajminták fajlagos izotópk aktivitását vizsgáltam gamma spektroszkópiával - HPGe detektorral. Meghatároztam a minták fajlagos radonexhalációját RAD7 radondetektorral és elemösszetételüket röntgenfluoreszcencia-analízissel vizsgáltam.

6.1. A fajlagos izotópaktivitás meghatározása gamma spektroszkópiával – a HPGe detektor

A gamma-spektroszkópia módszere alkalmas arra, hogy egyes izotópok fajlagos aktivitását, illetve koncentrációját meghatározzuk bizonyos anyagokban.

6.1.2. A mérés és kiértékelés menete

Méréseimet az ELTE TTK Atomfizikai Tanszék GC1520 - 7500SL típusú HPGe detektorával végeztem. Ez egy nagy tisztaságú germánium félvezető detektort használ. A rendszer a 100-2800 keV közötti gamma-fotonok detektálására van beállítva, a fotonokból keletkezett elektronikus beütéseket a megmért amplitudóik alapján 4096 csatornába osztja.

A detektort egy ólom-vas burkolat (ólomtorony) veszi körül, ami 2-3 ólomrétegből áll, összesen kb. 10-10 cm vastag, valamint a torony belsejében levő vasréteg 1 cm körüli. Az ólomréteg kiszűri a környezetből érkező gamma-sugárzás nagy részét, így lecsökkenti a háttér.

A gamma-foton és a detektor háromféleképpen tud kölcsönhatni egymással, Compton-szórással, fotoeffekussal és párkeltéssel. A spektrumon fellelhető csúcsokat a fotoeffektus során leadott energia hozza létre. A spektrumon adott energiáknál éles, kb. 100 eV széles Gauss-görbe alakú csúcsokat kapunk. A kirajzolódó gamma-spektrumon (4. ábra) a gamma-sugárzás energiája alapján határozzuk meg az izotópot, az adott csúcsba érkező beütések számából pedig az izotóp aktivitását. A spektrumokat legtöbb esetben 24 óra alatt vettem fel.

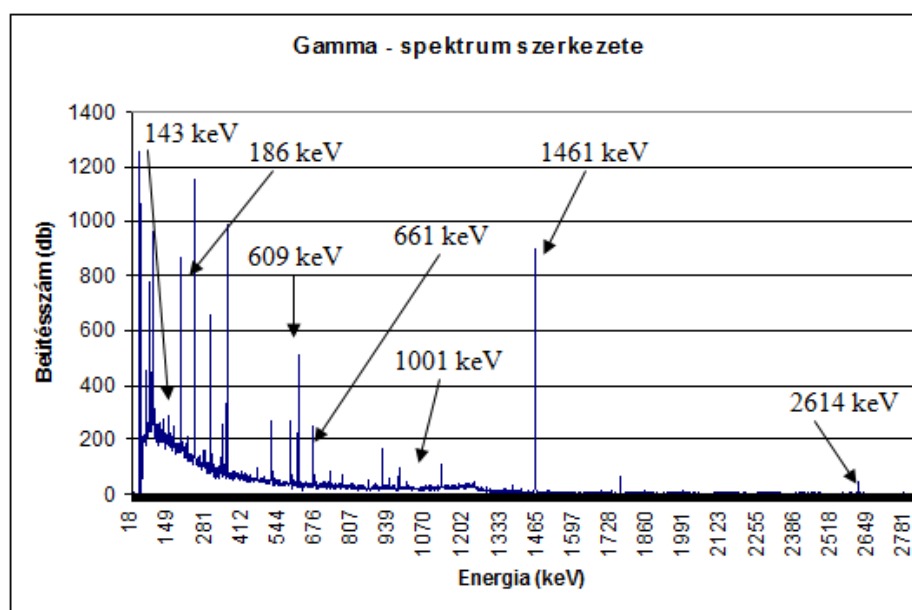
Az izotópok aktivitását az időegység alatt beérkező beütésszám alapján lehet meghatározni. Ehhez figyelembe kell venni az egyes izotópok relatív gyakoriságát, illetve a detektor hatásfokát, ami adott energiára és adott geometriai elrendezésre jellemző tulajdonság. Ezek alapján az $A = \frac{T}{t \cdot \varepsilon \cdot \eta} - \frac{T_{háttér}}{t_{háttér} \cdot \varepsilon \cdot \eta}$ összefüggést használva kapjuk meg az adott energiához tartozó izotóp (A) aktivitását.

Ahol:

- A az aktivitás [Bq]
- T a mért beütésszám (a csúcs alatti terület) [db]
- $T_{\text{háttér}}$ a beütésszám a háttér spektrumában,
- t a mérési idő [s]
- $t_{\text{háttér}}$ a háttér mérésének ideje
- ϵ a relatív gyakoriság (az izotóp bomlása során a fotonok hányad része kerül az adott energiájú csúcsba)
- η a hatásfok

Ebből a vizsgált minta tömegének figyelembevételével számolható a fajlagos izotóp aktivitás.

A görbe alatti területeket (T) egy Spill5 nevű illesztő szoftverrel határoztam meg.



4. ábra. Tipikus gamma-spektrum és a vizsgált csúcsok

A relatív gyakoriság értékek (ϵ) a NUCLIDES 2000 számítógépes adatbázisból származnak (MAGILL, 2000).

A hatásfokot (η) Monte Carlo szimulációval határoztam meg. Ehhez fontos, hogy a geometriai viszonyokat is figyelembe vegyük. Ezek a minta magassága, a minta sugara, valamint 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 (SiO₂ összetételt vettem alapul és a talajok esetén

a talajok átlagos térfogattömegét, 1,45 g/cm³ (FILEP, 1999)). Kőzetminták esetén a sűrűséget mintánként számoltam ki a

$$\rho = \frac{m}{V}$$

összefüggés segítségével, ahol a térfogat meghatározásához üvegedénybe merítettem a mintát, és lemértem, mennyi vizet szorított ki (2. táblázat).

| Minta neve | Tömeg (g) | Térfogat (ml) | Sűrűség (g/cm ³) |
|------------|-----------|---------------|------------------------------|
| CSK1V1 | 207,2 | 83,3 | 2,49 |
| CSK2V1 | 249,2 | 104,1 | 2,39 |
| KBO1V1 | 140,2 | 58,3 | 2,40 |
| KBO2V1 | 189,1 | 75,0 | 2,52 |
| KBO3V1 | 271 | 116,6 | 2,32 |
| KBO4V1 | 276 | 108,3 | 2,55 |
| KBO5V1 | 118,11 | 50 | 2,36 |
| KBO6V1 | 161,5 | 58,3 | 2,77 |
| KOÁ1V1 | 198 | 75 | 2,64 |
| KOÁ2V1 | 179 | 66,6 | 2,69 |
| KOÁ3V1 | 184,5 | 66,6 | 2,77 |
| KOÁ3BV1 | 184,7 | 70,8 | 2,61 |
| KOÁ4V1 | 78,62 | 33,3 | 2,36 |
| KOÁDEMO | 123 | 41,6 | 2,95 |
| NM1V1 | 162,5 | 66,6 | 2,44 |
| NM2V1 | 218,5 | 83,3 | 2,62 |
| NM3V1 | 118,7 | 41,6 | 2,85 |
| NM4V1 | 356,2 | 141,6 | 2,51 |
| NM5V1 | 204,5 | 75 | 2,73 |
| NM7 | 295,5 | 116,6 | 2,53 |
| NM7V1 | 76 | 29,1 | 2,61 |
| NM8V1 | 141,2 | 58,3 | 2,42 |
| NM8V2 | 211,7 | 87,5 | 2,42 |
| VH1V1 | 257,5 | 91,6 | 2,81 |
| VH2V1 | 183,16 | 66,6 | 2,75 |
| VH3V1 | 147,49 | 58,3 | 2,53 |
| VHK1BV1 | 239 | 91,6 | 2,61 |
| VHK1V1 | 313,5 | 125 | 2,51 |
| VHK2V1 | 330 | 125 | 2,64 |
| VHK4V1 | 223,5 | 104,1 | 2,15 |
| Átlag | | | 2,56 |
| Szórás | | | 0,18 |

2. táblázat. A kőzetminták térfogatának és sűrűségének meghatározása

A határfok szimuláló program használata során feltételezzük, hogy a minta minden térfogatából egyenlő valószínűséggel, a tér minden irányába kiléphet egy adott energiájú gamma-foton. A program véletlen irányokba kilépő fotonok millióit generálja és számlálja. Ha a detektor irányába indul el egy foton, megvizsgálja, hogy fellép-e kölcsönhatás a detektor anyagával. A program tartalmazza a háromféle kölcsönhatási folyamat hatáskeresztmetszetét germániumra az energia függvényében. Végigköveti a foton útját mindaddig, amíg teljes energiáját leadja a detektor anyagában vagy elhagyja a detektort. Azon esetek számának, amikor a teljes energia bennmarad és az összes generált gamma-fotonok számának hányadosa megadja a határfokot, ami általában 10^{-1} - 10^{-3} nagyságrendbe esik (Épületek radioaktivitása laboratóriumi gyakorlat, mérésleírás, <http://ion.elte.hu/~akos/orak/kmod/EPR2.htm>).

A fentiekben leírt módon kiszámított fajlagos aktivitás értékekből (a) kiszámolható az egyes izotópok koncentrációja g/t, azaz ppm egységben. Így pl. kiszámolható a ^{226}Ra aktivitásából az ^{238}U aktivitása is, ehhez azonban feltételezzük, hogy közöttük fennáll a szekuláris egyensúly. Hogy ebben megbizonyosodhassunk, ki kell számolni a minta 186 keV-es (^{226}Ra és) és 1001 keV-es (^{234}mPa) csúcsához tartozó aktivitás értékeket. Ha ezen két érték hányadosa $\left(\frac{A_{226}}{A_{238}}\right)$ -et ad, akkor a szekuláris egyensúly fennáll, azaz a rádium nem vált el az urántól valamilyen geokémiai folyamat során.

A koncentráció - c (g/t - ppm mértékegységben) - az alábbi összefüggések felhasználásával számítható, ha a ^{238}U mennyiségére vagyunk kíváncsiak:

$$c = k \cdot a \quad (1)$$

$$\frac{m_u}{M_{\text{minta}}} = k \cdot \frac{A}{M_{\text{min ta}}} \quad (2)$$

$$\frac{\left(\frac{238\text{g/mol}}{6 \cdot 10^{23}\text{db/mol}}\right) \cdot N}{M_{\text{min ta}}} = k \cdot \frac{\left(\frac{\ln 2}{T_{1/2}}\right) \cdot N}{M_{\text{min ta}}} \quad (3)$$

$$k = \frac{c}{A} = \frac{238\text{g/mol}}{6 \cdot 10^{23}\text{db/mol}} \cdot \frac{T_{1/2}}{\ln 2} \quad (4)$$

ahol:

c – uránkoncentráció ppm-ben vagy g/t-ban

k – átváltási koefficiens

a – ^{226}Ra fajlagos aktivitás Bq/kg-ban

A – ^{226}Ra aktivitás Bq-ben

m_u – urán atomok száma

M_{minta} – minta tömege

N – bomlásra kész atomok száma

A k – átváltási koefficiens ^{226}Ra -ra $2,8 \cdot 10^{-8}$ gs, ^{232}Th esetén 0,25 gs és ^{40}K esetén $3,8 \cdot 10^{-3}$ gs. A ^{40}K részaránya a kálium atomokhoz képest 0,0117%. Amikor ppm-ben vagy m/m %-ban megadjuk a kőzetek, talajok kálium tartalmát, mindig az összes kálium tartalmat adjuk meg, valamint figyelembe vesszük a 39-es és 40-es tömegszámú izotóp részarányát is. Munkám során én is így határoztam meg a kőzetek káliumtartalmát.

6.2. A fajlagos radonexhaláció meghatározása – a RAD7 radondetektor

A fajlagos radonexhaláció az adott talajra, vagy kőzetre jellemző mennyiség, amely megadja, hogy a minta egységnyi tömegéből hány darab radon atom lép ki időegység alatt (db/s/kg, a továbbiakban erre a Bq/kg jelölést használjuk).

A talaj és kőzetminták fajlagos radon exhalációját RAD7 radondetektorral határoztam meg. Ennek működését a DurrIDGE (2000) – használati utasítás – alapján mutatom be.

A műszer aktív térfogata 0,7 l, melyben egy beépített szilícium szilárdtest félvezető detektor található, mely az α -sugárzást elektromos jellé alakítja, illetve a detektált α -részecske energiája alapján meghatározza, hogy mely radon leányelem bomlása keltette a sugárzást. A ^{218}Po , és a ^{216}Po , valamint ezek bomlástermékei – a ^{214}Po és ^{212}Po - detektálhatók. Tehát a RAD7 nem közvetlenül a radon és toron bomlásait detektálja, hanem ezek leányelemeinek α -bomlását. A pozitív töltésű leányelemeket a műszer félgömb alakú kamrájára kapcsolt nagyfeszültség a detektor

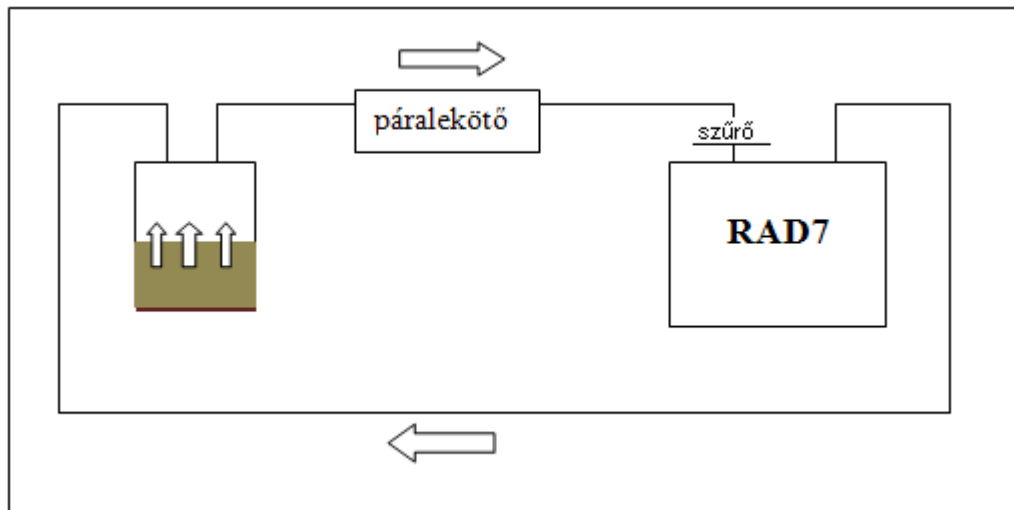
felületéhez hajtja, ahol a rövid felezési idejű leányelemek (≈ 3 perc) gyorsan elbomlanak.

A detektor a 0-10 MeV-es alfa-részecskéket detektálja. A beütéseket 200 csatornába osztja be az α -energia alapján, ezen csatornák mindegyike 0,05MeV-es energiasávot fog át. A RAD7 négy ablakban, az A, B, C és a D ablakban számolja a beütéseket. A radon leányelemei az A (^{218}Po) és a C (^{214}Po) ablakban, a toron leányelemei a B (^{216}Po) és a D (^{212}Po) ablakban található, bomlási energiájuk szerint.

A műszer az alkalmazott protokoll szerint a ^{218}Po bomlásaiból (a radon első leányeleme) határozza meg a radonaktivitás-koncentrációt. A ^{218}Po 3 perc felezési idejű, a radon utáni közvetlen elem, ezért ezt „friss” radonnak hívjuk. 10-15 perc alatt veszi fel a radon aktivitásának értékét, mert kb. a leányelem ötszörös felezési idejéig kell várni, hogy beálljon a szekuláris egyensúly a radon és a ^{218}Po között. Ebből az következik, hogy a mérések első 10-15 percét el kell hanyagolnunk a kiértékelés során, az átlagolásba nem vehetjük bele.

6.2.1. A mérés és a kiértékelés menete

A talaj, illetve kőzetminták zárt körülmények között, radonkamrában helyezkedtek el három héten keresztül, mielőtt a mérést megkezdtem volna. A mintáknak azért kell három hetet zárt körülmények között lenniük, hogy a szekuláris egyensúly beállhasson a kamra levegőjében kialakult radonaktivitás és a minta rádiumaktivitása között, tehát, hogy annyi radon atom keletkezzen, mint amennyi elbomlik (ez általában ötszörös felezési idő). A radonkamra egy általában 9 cm magasságú és 7 cm átmérőjű alumínium doboz, teteje lecsavarható, gumitömítéssel ellátott, a jobb szigetelés végett. Ezen két nyitható-zárható csap van, amelyen keresztül csövekkel a RAD7 radondetektorhoz csatlakoztatható. A RAD7-et sniff, azaz szippantási üzemmódban használtam. A mérési elrendezés az 5. ábrán látható, miszerint a kamra és a detektor műanyag csövekkel kapcsolható össze, a kamrából kiáramló levegő egy páralekötőn és szűrőn keresztül jut a radondetektorba, ahonnan a levegő újra a kamrába ér. Minden mérés megkezdése előtt háttérkoncentráció mérést végeztem, általában 3x15 percen keresztül, ekkor a RAD7 a radonkamra rácsatlakoztatása nélkül működik. Ezután következhet a tényleges aktivitás-koncentráció-mérés a radonkamrákkal, amely több órán keresztül tart, 15, illetve 30 perces ciklusokban.



5. ábra. A radonexhaláció mérési elrendezése

Az eredményeket a mérés végeztével feltöltöttem a számítógépre, majd a kiértékelést Excel táblázatban végeztem. A műszer által számolt 15, vagy 30 perces ciklusokra vonatkozó értékeket átlagoltam az első ciklus elhagyásával, majd a

$$C_{\text{levegő}} = C_{\text{mért}} + C_{\text{mért}} \cdot V_{\text{detektor}} / V_{\text{nettó}} - C_{\text{háttér}} \cdot V_{\text{detektor}} / V_{\text{nettó}}$$

összefüggést használtam, mert korrekcióként figyelembe kell venni, a radonkamra levegőjének felhígulását RAD7 kamrájában található levegővel, amiben a labor levegőjének radonkoncentrációjával azonos koncentrációjú levegő van a mérés megkezdése előtt.

- $C_{\text{levegő}}$ a kamrában kialakuló radon-aktivitáskoncentráció [Bq/m^3]
- $C_{\text{mért}}$ a mért radon-aktivitáskoncentráció [Bq/m^3]
- $C_{\text{háttér}}$ a helyiségben lévő radon-aktivitáskoncentráció, amely a detektorban és a csövekben is megtalálható [Bq/m^3]
- V_{detektor} a detektor és a csatlakozó csövek térfogata [m^3]
- $V_{\text{nettó}}$ a kamra térfogata, kivonva a minta térfogatát [m^3]

Az exhalációt [Bq] az aktivitás-koncentráció [Bq/m^3] és a radonkamra nettó térfogatának [m^3] szorzataként határozhatjuk meg, így az $E = C_{\text{levegő}} \cdot V_{\text{nettó}}$ összefüggés használatos, ahol E az exhaláció [Bq], $C_{\text{levegő}}$ a kamrában kialakuló

aktivitáskoncentráció [Bq/m^3] és $V_{\text{nettó}}$ a kamra térfogata, kivonva a minta térfogatát [m^3].

Ebből a vizsgált talaj, vagy kőzetminta tömegét figyelembe véve meghatározható a fajlagos exhaláció [Bq/kg] értéke a $M=E/m$ összefüggéssel, ahol M a fajlagos exhaláció, E - a mért radonkoncentráció és m a minta tömege.

6.3. A röntgenfluoreszcencia-analízis

Röntgenfluoreszcencia-analízissel azokat a mintákban található elemeket azonosíthatjuk és mennyiségükre nézve relatív becslést adhatunk, amelyek rendszáma 20 (Ca) és 92 (U) közötti.

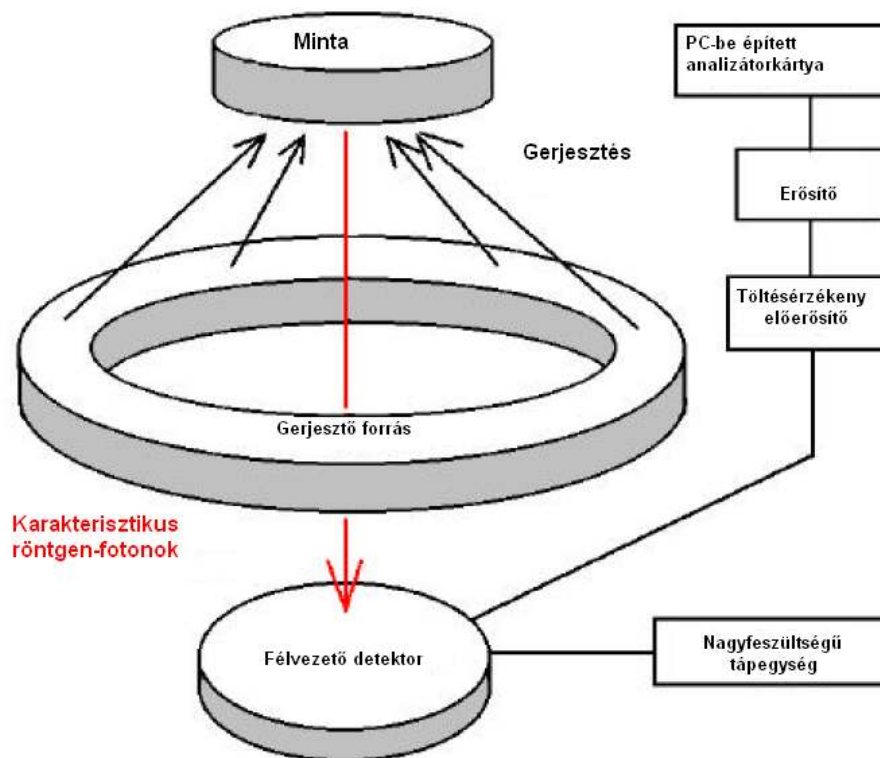
A röntgensugrás, elektromágneses sugárzás, ami nagy sebességű elektronoknak, vagy más töltött részecskéknél az anyagban való lefékeződése során, illetve az atomok elektronhéjai közötti átmenetek hatására keletkezik. A röntgensugárzás energiája néhány tized keV-től, több száz MeV-ig terjedhet.

Egy alapállapotban levő atomban a legalacsonyabban fekvő energiaszintek mindegyike telített. Azonban, ha valamilyen gerjesztés lép fel egy elektron egy betöltött szintről egy magasabb, be nem töltött szintre kerül, vagy kilökődik, helyén egy lyuk keletkezik. Kellően nagy gerjesztési energia esetén a lyuk, valamelyik belső szinten is keletkezhet. Ebben az esetben az atom úgy kerül alacsonyabb energiájú állapotba, hogy valamelyik külső héjról egy elektron az alacsonyabb szinten levő lyukba ugrik, eközben az atom kisugároz egy, a két szint energiakülönbségének megfelelő energiájú röntgenfotót, vagy az energia átadódik valamelyik héjelektronnak és újabb lyukat hagyva elhagyja az atomot. Ez utóbbi jelenséget Auger effektusnak nevezzük, ami alacsony rendszámú atomok esetén jellemző. Magas rendszámúaknál a karakterisztikus röntgensugárzás megjelenése jellemző, itt a keletkezett lyuk ismét betöltődhet, így ez a folyamat többször is lejátszódhat, végül az atom többszörösen ionizált állapotban maradhat vissza.

Fontos említést tenni a Moseley-szabályról (MOSELEY, 1914), amely kifejezi, hogy az elem által kisugárzott röntgenfoton energiája a rendszám négyzetesen növekvő függvénye. Ez a szabály teszi lehetővé, hogy a detektált energiából a minta anyagi minőségére következtessünk. Az alhéjak energiakülönbségétől eltekintve, és az elektronok árnyékoló hatását figyelembe véve a karakterisztikus röntgenfotonok

energiáját a Moseley-szabály szerint az $E=A(Z-B)^2$ alakban keressük, ahol E – a karakterisztikus röntgensugárzás energiája, B – az árnyékolást kifejező konstans, Z – a rendszám. Ez a törvényszerűség, valamint a félvezető detektorok jó energiafelbontása teszi lehetővé a használt anyagvizsgálati módszert.

A vizsgálandó mintát gamma-fotonokkal besugározva létrejöhethet a benne előforduló elemek karakterisztikus röntgensugárzása, ekkor beszélünk röntgenfluoreszcencia-analízisről. A gerjesztő forrás ^{241}Am . A gyűrű alakú forrás gamma-fotonokat kibocsátva fotoeffektussal kilöki a mintát alkotó elemek K, vagy L héjáról az elektronokat, és a legerjesztődés folyamán megjelennek az egyes elemek karakterisztikus röntgen fotonjai, melyek a Si(Li) félvezető detektorban fotoeffektussal az energiával arányos, néhány μs hosszú impulzusokat hoznak létre. Erősítés után az impulzusokat az amplitudó analízátor szétválogatja, és gyűjti a beütésszámokat. Az adott amplitudó értékhez meghatározható a karakterisztikus röntgen sugárzás energiája, ami az adott elemre jellemző, illetve az egyes vonalak intenzitásából a koncentrációra következtethetünk (6. ábra) (BARÁTH, 1995)).

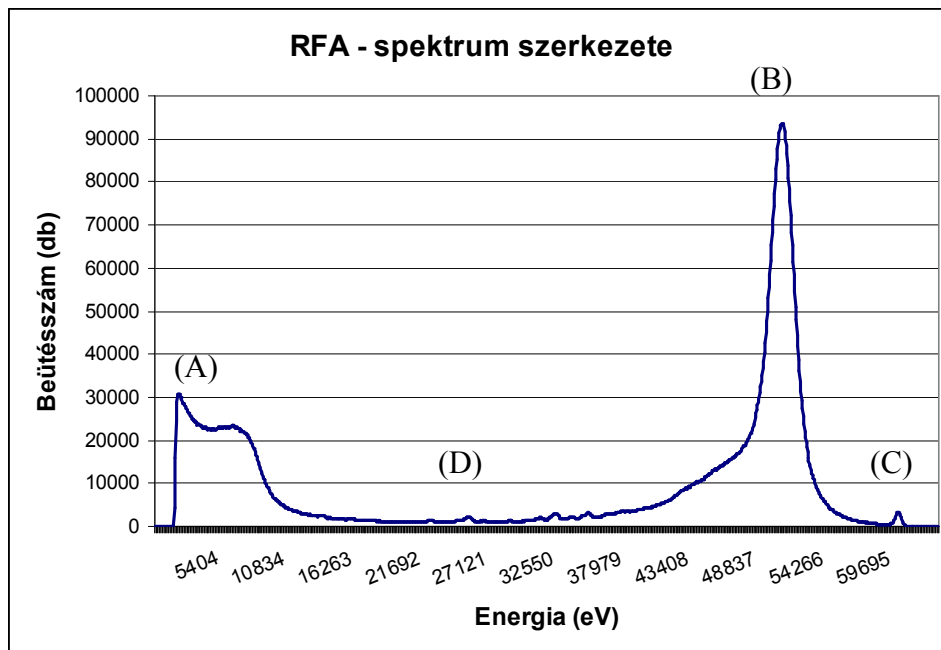


6. ábra. A RFA mérőberendezés vázlatja (<http://ion.elte.hu/kornyezet/kornyfiz/rfa/rfa.pdf> után módosítva)

6.3.1. A mérés és kiértékelés menete

A kőzetmintákat (talajminták esetén nem végeztem ilyen mérést) az RFA készülékre helyeztem és 3 órás mérések során vettem fel a minták röntgen-spektrumát.

A mérés eredményeként egy röntgen-spektrumot kaptam, melyről leolvasható az egyes csúcsokhoz tartozó energia és terület.



7. ábra. Tipikus röntgen-spektrum

A 7. ábrán egy RFA-val felvett tipikus röntgen-spektrum látható. (A)-val jelöltem a Compton-hátat, amely spektrum elején található, és a detektorban Compton-szóródott karakterisztikus röntgen fotonokat jelenti. (B)-vel vannak jelölve azok az események, melyekben a gerjesztő forrás gamma fotonjai Compton-szóródnak a minta elektronjain és így energiát veszítenek. (C)-vel a gerjesztő forrás gamma fotonjai látszanak, amik rugalmasan szóródnak a minta teljes atomjain. Ezek rugalmasan ütköznek a minta atomjaival, erre utal a csúcs neve is (elasztikus csúcs), ez tehát a gerjesztő forrás energiáját adja meg (60 keV). (D)-vel a mintából származó csúcsok a detektor háttérével látszanak, ez megközelítően hiperbola alakú, a spektrum elején nagy, a végén nagyjából zérus értékű.

A kiértékelést a CamCopr nevű csúcskereső és illesztő programmal végeztem és a karakterisztikus röntgensugárzások energiátáblázatát használtam, ami tartalmazza az egyes elemek K_{α} és K_{β} , valamint L_{α} és L_{β} vonalaihoz tartozó energiákat keV-ban.

7. Mérési eredmények

7.1. Gamma-spektroszkópiás eredmények – fajlagos izotópakktivitás

Gamma-spektroszkópiás mérésekkel a kőzet-, és talajminták fajlagos izotópakktivitását határoztam meg, név szerint a ^{226}Ra – 186 keV, ^{238}U – 1001 keV, ^{40}K – 1461 keV, ^{232}Th – 2614 keV izotópokat. A Ra és az U közötti radioaktív egyensúlyt minden esetben feltételeztem, mert ezen kőzetek kora 6000 évnél hosszabb.

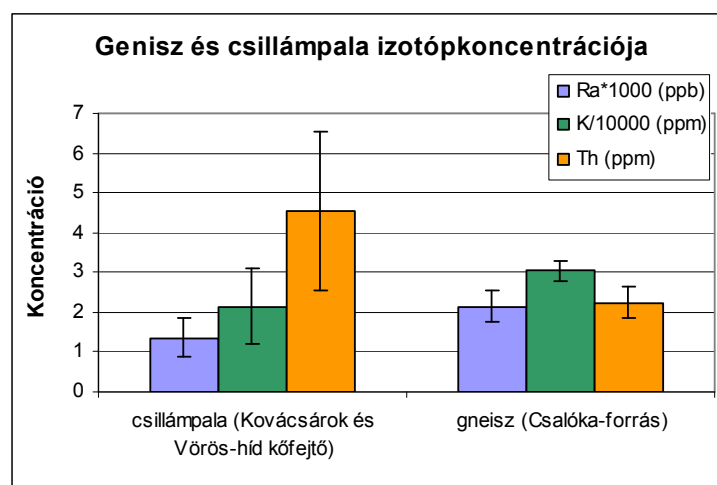
A 6.1.2 fejezetben leírt módon számoltam az izotópok koncentrációját. A ^{226}Ra , ^{40}K és ^{232}Th fajlagos aktivitása és koncentrációja látható a 3. táblázatban.

| Minta neve | ^{226}Ra (Bq/kg) | ^{226}Ra (ppb) | σ (%) | ^{232}Th (Bq/kg) | ^{232}Th (ppm) | σ (%) | ^{40}K (Bq/kg) | Össz-K (ppm) | Össz-K m/m% | σ (%) |
|------------|------------------------------|----------------------------|-----------------|------------------------------|----------------------------|-----------------|----------------------------|-----------------|----------------|-----------------|
| CSK1V1 | 67,5 | 0,0019 | 5 | 7,9 | 1,96 | 16 | 1031,04 | 32315 | 3,2 | 0,2 |
| CSK2V1 | 87,4 | 0,0024 | 4 | 10,2 | 2,52 | 8 | 909,61 | 28509 | 2,9 | 0,3 |
| KBO1V1 | 19,4 | 0,0005 | 20 | 11,5 | 2,83 | 8 | 443,24 | 13892 | 1,4 | 2,0 |
| KBO2V1 | 16,9 | 0,0005 | 24 | 9,9 | 2,45 | 11 | 647,91 | 20307 | 2,0 | 1,8 |
| KBO3V1 | 14,6 | 0,0004 | 22 | 5,1 | 1,25 | 16 | 479,54 | 15030 | 1,5 | 1,9 |
| KBO4V1 | 74,2 | 0,0021 | 10 | 30,4 | 7,49 | 5 | 1088,93 | 34129 | 3,4 | 1,4 |
| KBO5V1 | 54,0 | 0,0015 | 8 | 19,8 | 4,89 | 5 | 567,54 | 17788 | 1,8 | 1,7 |
| KBO6V1 | 56,6 | 0,0016 | 7 | 20,3 | 4,99 | 3 | 634,51 | 19887 | 2,0 | 1,2 |
| KOÁ1V1 | 33,2 | 0,0009 | 16 | 14,8 | 3,64 | 8 | 634,37 | 19883 | 2,0 | 1,9 |
| KOÁ2V1 | 61,8 | 0,0017 | 7 | 33,1 | 8,15 | 2 | 243,80 | 7641 | 0,8 | 2,0 |
| KOÁ3BV1 | 70,2 | 0,0019 | 5 | 24,3 | 5,99 | 3 | 637,38 | 19977 | 2,0 | 1,1 |
| KOÁ3V1 | 48,7 | 0,0014 | 7 | 18,1 | 4,46 | 3 | 603,27 | 18908 | 1,9 | 1,1 |
| KOÁ4V1 | 44,0 | 0,0012 | 12 | 12,4 | 3,04 | 12 | 744,05 | 23320 | 2,3 | 2,1 |
| KOADEMO | 39,4 | 0,0011 | 15 | 11,7 | 2,87 | 13 | 866,94 | 27172 | 2,7 | 1,9 |
| NM1V1 | 43,0 | 0,0012 | 10 | 6,1 | 1,49 | 14 | 960,94 | 30118 | 3,0 | 1,4 |
| NM2V1 | 34,0 | 0,0009 | 11 | 5,1 | 1,26 | 13 | 769,95 | 24132 | 2,4 | 1,4 |
| NM3V1 | 25,4 | 0,0007 | 20 | 5,9 | 1,45 | 24 | 888,85 | 27859 | 2,8 | 2,0 |
| NM4V1 | 15,8 | 0,0004 | 18 | 5,5 | 1,36 | 8 | 689,30 | 21604 | 2,2 | 1,6 |
| NM5V1 | 35,1 | 0,0010 | 11 | 5,2 | 1,29 | 16 | 689,30 | 21604 | 2,2 | 1,6 |
| NM6V1 | 37,8 | 0,0011 | 10 | 5,9 | 1,45 | 9 | 680,71 | 21335 | 2,1 | 1,7 |
| NM7 | 40,4 | 0,0011 | 10 | 5,5 | 1,35 | 16 | 648,01 | 20310 | 2,0 | 1,8 |
| NM7V1 | 35,2 | 0,0010 | 14 | 4,7 | 1,15 | 31 | 590,26 | 18500 | 1,9 | 2,4 |
| NM8V1 | 29,7 | 0,0008 | 9 | 5,3 | 1,31 | 9 | 491,89 | 15417 | 1,5 | 1,4 |
| NM8V2 | 27,8 | 0,0008 | 14 | 5,8 | 1,43 | 16 | 411,67 | 12903 | 1,3 | 2,2 |
| VH1V1 | 17,9 | 0,0005 | 13 | 10,0 | 2,46 | 4 | 321,67 | 10082 | 1,0 | 1,4 |
| VH2V1 | 69,6 | 0,0019 | 11 | 28,8 | 7,10 | 5 | 1247,95 | 39113 | 3,9 | 1,4 |
| VH3V1 | 56,3 | 0,0016 | 13 | 21,8 | 5,37 | 8 | 872,70 | 27352 | 2,7 | 2,0 |
| VHK1BV1 | 38,5 | 0,0011 | 7 | 4,7 | 1,17 | 9 | 581,97 | 18240 | 1,8 | 1,2 |
| VHK1V1 | 29,1 | 0,0008 | 7 | 4,5 | 1,10 | 7 | 735,07 | 23039 | 2,3 | 0,9 |
| VHK2V1 | 16,6 | 0,0005 | 12 | 4,6 | 1,12 | 7 | 934,89 | 29302 | 2,9 | 0,8 |
| VHK3V1 | 21,7 | 0,0006 | 9 | 4,7 | 1,15 | 6 | 676,92 | 21216 | 2,1 | 0,9 |
| VHK4V1 | 25,4 | 0,0007 | 8 | 4,2 | 1,03 | 8 | 616,15 | 19312 | 1,9 | 1,0 |

3. táblázat. Kőzetminták fajlagos aktivitása és koncentrációja. Késsel azon lelőhelyek mintái szerepelnek, ahol a metaszomatózis nyomai nem figyelhetők meg

A kőzetminták izotóptartalmának eredményeit kétféle módon mutatom be, elsőként a kőzettípusok (gneisz és csillámpala) izotópkoncentrációinak jellemző értékeit láthatjuk, majd a metasomatózis zónáit tekintjük szintén izotópkoncentráció szempontjából.

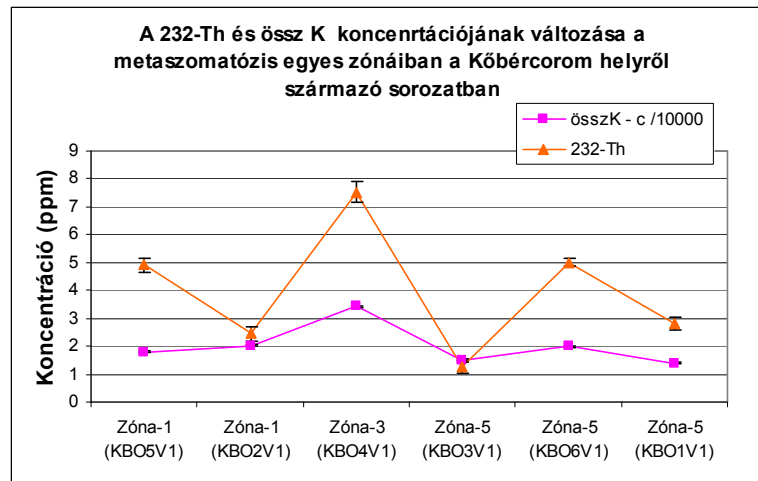
Elsőként azon helyszínekről származó kőzetminták izotópkoncentrációit láthatjuk az 1. diagramon, amelyeknél a metasomatózis nem játszódtott le, ezekből egy átlagos koncentráció értéket tudhatunk meg, illetve kiszámoltam az értékek empirikus szórását is, amely a kiindulási kőzetre (gneisz, vagy csillámpala) lesz jellemző. A Kovácsárok és a Vörös-híd kőfejtő eredményeit átlagoltam, így a csillámpalákra jellemző értéket kaphatunk.



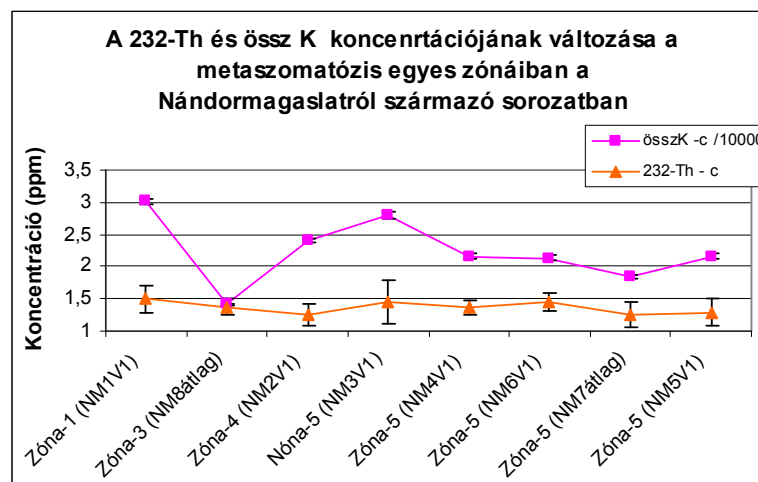
1. diagram. Kőzetminták izotópkoncentrációja az eredmények empirikus szórásával (ahol a metasomatózis nem játszódtott le)

Az 1. diagramról leolvasható, hogy gneiszben a kálium koncentrációja 30000 ppm, míg csillámpalában 20000 ppm. A tórium koncentrációja csillámpalában 4,5 ppm, míg gneiszben 2,3 ppm és a rádium koncentrációja gneiszben 0,002 ppb, míg csillámpalában 0,001 ppb.

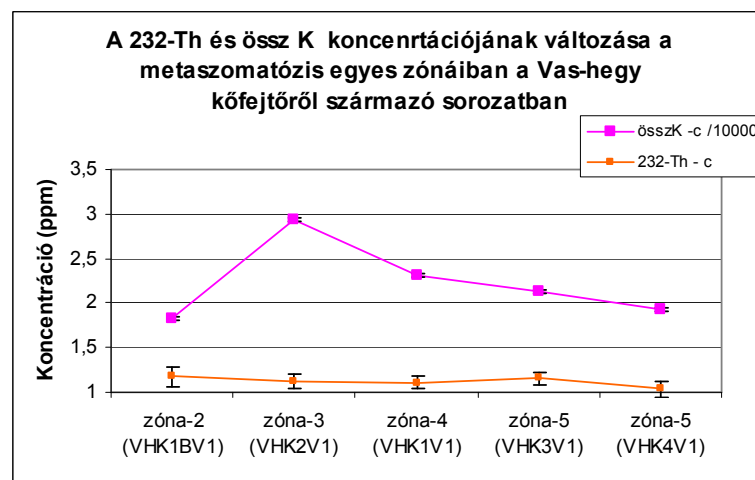
Második esetben további diagramokon (2. 3. 4. diagram) mutatom be azoknak a helyszíneknek eredményeit, ahol a metasomatózis lejátszódtott. Ehhez az azonos mintavételi helyről származó kőzetmintákat a metasomatózis foka szerint sorrendbe tettem (zóna-1, zóna-2, stb.) és egy grafikonon ábrázoltam a tórium és kálium koncentráció eredményeket (A rádium koncentrációval a későbbiekben foglalkozom). A diagramok alapján megtudhatjuk, hogy a metasomatózis során változott-e a radioaktív izotóp összetétel, és ha igen, milyen mértékben.



2. diagram. A Kőbércoromról (csillámpala kiindulás) származó kőzetek Th és K izotópkoncentrációjának változása a metasomatózis során



3. diagram. A Nándormagaslatról (gneisz kiindulás) származó kőzetek Th és K izotópkoncentrációjának változása a metasomatózis során

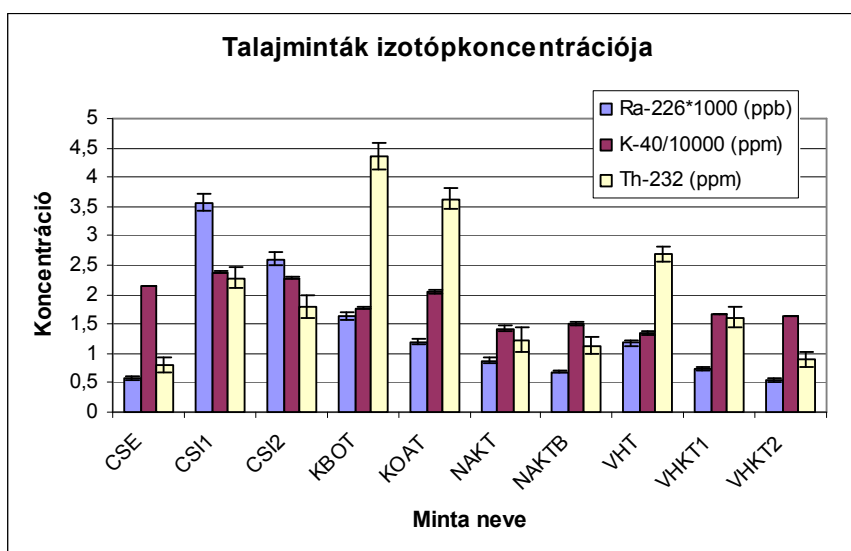


4. diagram. A Vas-hegy kőfejtőről (gneisz kiindulás) származó kőzetek izotópkoncentrációjának változása a metasomatózis során

A talajminták izotópkoncentrációját is megvizsgáltam. Ennek eredményei a 4. táblázatban és az 5. diagramon láthatók.

| Talajmint a neve | 226-Ra aktivitás, koncentráció | | | 40-K aktivitás, koncentráció | | | | 232-Th aktivitás, koncentráció | | |
|---------------------|--------------------------------|-----------------------|----------|------------------------------|--------------|-----------------------|----------|-----------------------------------|--------------------------|----------|
| | ²²⁶ Ra Bq/kg | ²²⁶ Ra ppb | σ ppm | ⁴⁰ K Bq/kg | összK ppm | össz K m/m % | σ ppm | ²³² Th Bq/kg | ²³² Th ppm | σ ppm |
| CSE | 20,76 | 0,0006 | 0,000002 | 688,5 | 21580 | 2,2 | 45 | 3,20 | 0,8 | 0,1 |
| CSI1 | 128,66 | 0,0036 | 0,000004 | 760,7 | 23843 | 2,4 | 70 | 9,29 | 2,3 | 0,2 |
| CSI2 | 94,03 | 0,0026 | 0,000003 | 730,3 | 22890 | 2,3 | 75 | 7,31 | 1,8 | 0,2 |
| KBOT | 58,52 | 0,0016 | 0,000004 | 565,6 | 17727 | 1,8 | 64 | 17,73 | 4,4 | 0,2 |
| KOAT | 43,08 | 0,0012 | 0,000102 | 655,8 | 20555 | 2,1 | 282 | 14,75 | 3,6 | 0,2 |
| NAKT | 31,66 | 0,0009 | 0,000118 | 453,7 | 14219 | 1,4 | 399 | 5,01 | 1,2 | 0,2 |
| NAKTB | 24,70 | 0,0007 | 0,000087 | 480,7 | 15067 | 1,5 | 313 | 4,62 | 1,1 | 0,1 |
| VHT | 42,36 | 0,0012 | 0,000026 | 426,7 | 13373 | 1,3 | 264 | 10,92 | 2,7 | 0,1 |
| VHKT1 | 26,80 | 0,0007 | 0,000003 | 529,3 | 16588 | 1,7 | 50 | 6,52 | 1,6 | 0,2 |
| VHKT2 | 19,52 | 0,0005 | 0,000003 | 519,5 | 16282 | 1,6 | 33 | 3,64 | 0,9 | 0,1 |

4. táblázat. Talajminták fajlagos aktivitása és izotópkoncentrációja



5. diagram. Talajminták izotópkoncentrációja

Az 5. diagramról leolvasható, hogy a rádium és tórium koncentráció értékek viszonylag nagy szórást mutatnak, rádium esetében 0,0005-0,0035 ppb-ig változik, tórium esetén 0,7-4,3 ppm-ig változik a koncentráció értéke. Az átlagos kálium koncentráció 18000 ppm.

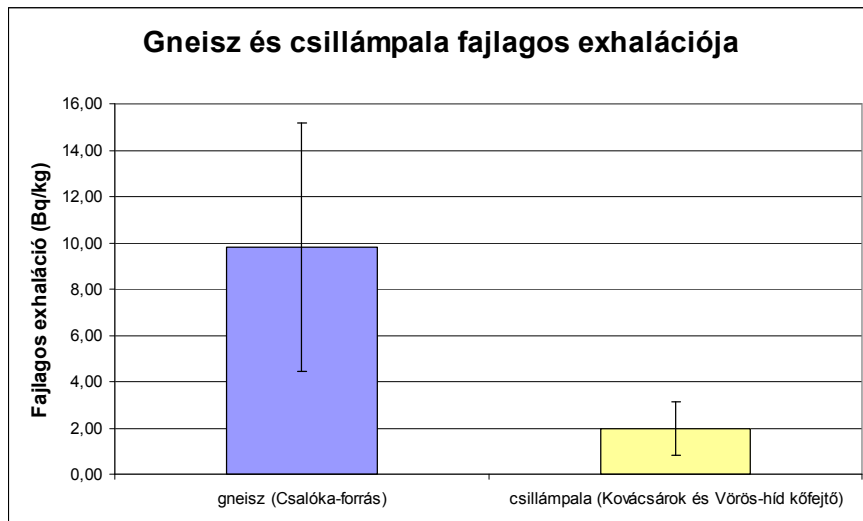
7.2. Alfa-spektroszkópiás eredmények - fajlagos exhaláció

Mind a talaj-, mind a kőzetminták exhalációját (E) megmértem RAD7 radondetektorral. Az 5. táblázatban a kőzetminták eredményeit mutatom be, a 6. táblázatban a talajok exhalációja látható.

| Minta neve | E/m=M (Bq/kg) | σ (Bq/kg) |
|------------|------------------|------------------|
| CSK1V1 | 13,63 | 0,59 |
| CSK2V1 | 6,01 | 0,26 |
| KBO1V1 | 0,24 | 0,09 |
| KBO2V1 | 0,08 | 0,08 |
| KBO3V1 | 0,45 | 0,05 |
| KBO4V1 | 1,48 | 0,09 |
| KBO5V1 | 0,02 | 0,13 |
| KBO6V1 | 1,00 | 0,27 |
| KOÁ1V1 | 0,04 | 0,31 |
| KOÁ2V1 | 0,89 | 0,20 |
| KOA3V1 | 2,61 | 0,26 |
| KOÁ3BV1 | 2,20 | 0,13 |
| KOÁ4V1 | 0,13 | 0,52 |
| KOADEMO | 1,34 | 0,35 |
| NM1V1 | 0,30 | 0,10 |
| NM2V1 | 1,52 | 0,13 |
| NM3V1 | 0,62 | 0,15 |
| NM4V1 | 1,08 | 0,07 |
| NM5V1 | 1,05 | 0,25 |
| NM6 | 0,71 | 0,15 |
| NM7 | 0,18 | 0,06 |
| NM7V1 | 0,24 | 0,47 |
| NM8V1 | 0,64 | 0,14 |
| NM8V2 | 1,62 | 0,10 |
| VH1V1 | 1,72 | 0,13 |
| VH2V1 | 4,16 | 0,20 |
| VH3V1 | 2,34 | 0,16 |
| VHK1/BV1 | 3,68 | 0,26 |
| VHK1V1 | 3,52 | 0,22 |
| VHK2V1 | 0,07 | 0,15 |
| VHK4V1 | 0,53 | 0,19 |

5. táblázat. Kőzetminták fajlagos exhalációja. Késsel azon lelőhelyek mintái szerepelnek, ahol a metaszomatózis nyomai nem figyelhetők meg.

Azokról a mintavételi helyszínekről származó minták eredményeiből, ahol nem játszódtott le a metaszomatózis, megtudhatjuk az egyes kőzettípusok átlagos exhalációját, valamint ezek szórását. Az egy mintavételi helyről származó kőzetminták eredményeit átlagoltam és kiszámoltam az átlagok szórását. Ez látható a 6. diagramon.

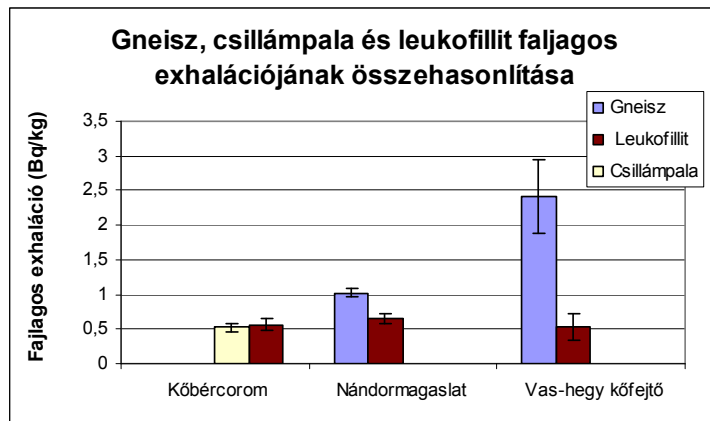


6. diagram. Kőzetminták átlagos fajlagos radonexhalációja az adatok empirikus szórásával (ahol a metasomatózis nem játszódtott le)

A 6. diagram alapján a Csalóka-forrásból származó gneisz fajlagos exhalációja átlagosan 10 Bq/kg, a Kovácsárok és a Vas-hegy kőfejtő csillámpalája kb. 2 Bq/kg-os értéket mutat.

Ha megvizsgáljuk azokat a területeket, ahol a metasomatózis lejátszódtott, összehasonlíthatjuk, hogy a gneisz, vagy a leukofillit exhalációja magasabb-e. Ebben az esetben azzal az egyszerűsítéssel éltem, hogy a „gneisz” kategóriába soroltam a leukofillit előtti zónákból származó mintákat, azaz a zóna-1-től zóna-4-ig átlagoltam a fajlagos exhaláció értékeket és ezt hasonlítottam össze a leukofillit radonexhalációs eredményeivel.

Ehhez az egy mintavételi helyszínekről származó gneisz, vagy csillámpala és leukofillit minták eredményeinek átlagát vettem és a 7. diagramon ábrázoltam. A Kőbércoromból származó csillámpala exhalációja kb. 0,5 Bq/kg, a Nándormagaslatból származó gneisz 1 Bq/kg-os exhalációval rendelkezik és a Vas-hegy kőfejtőből származó gneisz 2,3 Bq/kg exhalációjú. A leukofillitek egyaránt 0,5 Bq/kg-os exhalációval rendelkeznek.



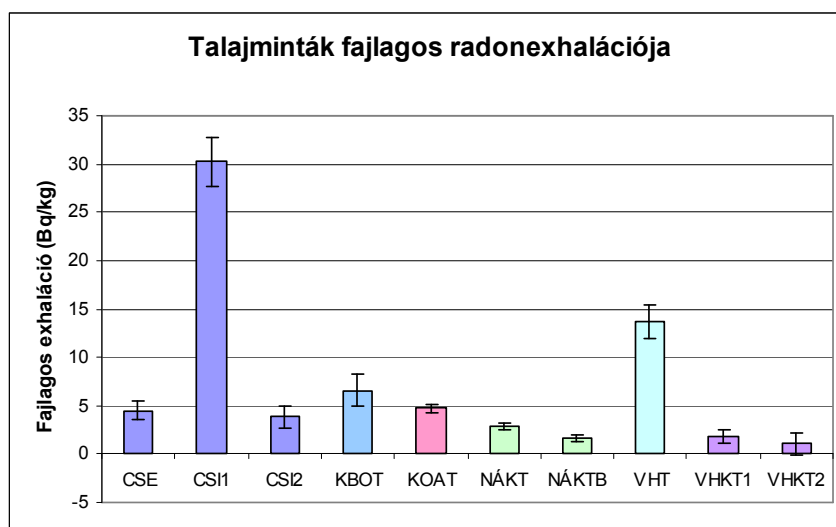
7. diagram. Három metasomatózison átesett mintavételi helyről származó gneisz, leukofillit és csillámpala fajlagos radon exhalációjának összehasonlítása

A talajminták fajlagos exhalációját is meghatároztam, ez látható a 6. táblázatban és a 8. diagramon.

| Minta neve | $V \cdot Co = E$ (Bq) | Tömeg m (g) | $E/m = M$ (Bq/kg) | σ (Bq/kg) |
|------------|--------------------------|----------------|----------------------|---------------------|
| CSE | 0,72 | 161,32 | 4,47 | 0,98 |
| CSII | 4,58 | 151,68 | 30,20 | 2,54 |
| CSI2 | 0,54 | 139,51 | 3,89 | 1,13 |
| KBOT | 0,96 | 144,63 | 6,60 | 1,65 |
| KOAT | 0,57 | 121,03 | 4,70 | 0,43 |
| NÁKT | 0,23 | 80,09 | 2,91 | 0,36 |
| NÁKTB | 0,21 | 133,53 | 1,59 | 0,32 |
| VHT | 2,02 | 147,31 | 13,72 | 1,73 |
| VHKT1 | 0,28 | 154,58 | 1,80 | 0,70 |
| VHKT2 | 0,16 | 144,93 | 1,07 | 1,17 |

6. táblázat. Talajminták fajlagos exhalációja

A 8. ábrán azonos színnel az azonos lelőhelyről származó minták eredményei láthatók. Erről a diagramról is leolvasható a Csalóka-forrás kimagasló eredménye ~30Bq/kg.



8. diagram. A talajminták fajlagos radonexhalációja
(az egy mintavételi helyszínről származó minták azonos színnel)

7.2.1. Exhalációs együtthatók

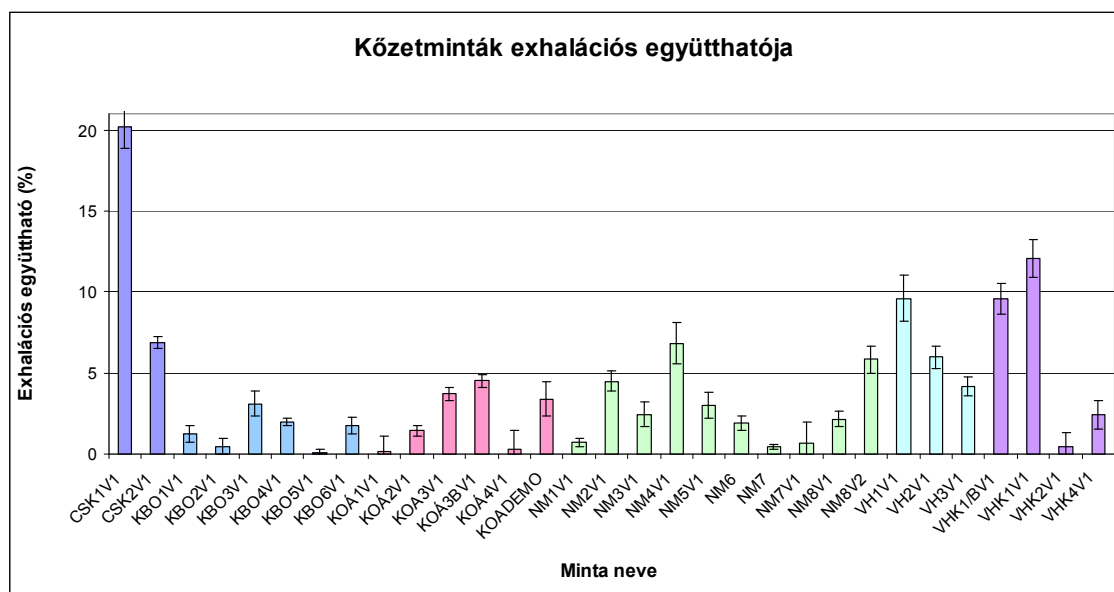
Ha ismerjük a fajlagos rádium aktivitás eredményeket (a) és a fajlagos radonexhaláció eredményeket (M), kiszámolhatjuk a minták exhalációs együtthatóját (ϵ), ami megmutatja, hogy az adott mintából milyen mértékben képes a radon kilépni. A kőzetminták exhalációs együtthatóját mutatja be a 7. táblázat.

| Minta neve | Fajlagos exhaláció - E - (Bq/kg) | σ (Bq/kg) | Fajlagos aktivitás - a - (Bq/kg) | σ (Bq/kg) | Exhalációs együttható - ϵ - (%) | σ (%) |
|------------|----------------------------------|------------------|----------------------------------|------------------|--|--------------|
| CSK1V1 | 13,63 | 0,59 | 67,55 | 3,13 | 20,18 | 1,28 |
| CSK2V1 | 6,01 | 0,26 | 87,42 | 3,42 | 6,87 | 0,40 |
| KBO1V1 | 0,24 | 0,09 | 19,36 | 3,82 | 1,24 | 0,51 |
| KBO2V1 | 0,08 | 0,08 | 16,89 | 4,03 | 0,47 | 0,49 |
| KBO3V1 | 0,45 | 0,05 | 14,55 | 3,17 | 3,11 | 0,76 |
| KBO4V1 | 1,48 | 0,09 | 74,19 | 7,27 | 1,99 | 0,23 |
| KBO5V1 | 0,02 | 0,13 | 54,05 | 4,37 | 0,04 | 0,24 |
| KBO6V1 | 1,00 | 0,27 | 56,61 | 3,73 | 1,77 | 0,49 |
| KOÁ1V1 | 0,04 | 0,31 | 33,23 | 5,22 | 0,12 | 0,94 |
| KOÁ2V1 | 0,89 | 0,20 | 61,82 | 4,02 | 1,44 | 0,33 |
| KOÁ3V1 | 2,61 | 0,26 | 70,22 | 3,64 | 3,72 | 0,41 |
| KOÁ3BV1 | 2,20 | 0,13 | 48,65 | 3,33 | 4,52 | 0,40 |
| KOÁ4V1 | 0,13 | 0,52 | 44,00 | 5,42 | 0,30 | 1,18 |
| KOADEMO | 1,34 | 0,35 | 39,42 | 6,05 | 3,40 | 1,03 |

| | | | | | | |
|----------|------|------|-------|------|-------|------|
| NM1V1 | 0,30 | 0,10 | 43,03 | 4,39 | 0,70 | 0,24 |
| NM2V1 | 1,52 | 0,13 | 33,99 | 3,62 | 4,47 | 0,62 |
| NM3V1 | 0,62 | 0,15 | 25,40 | 5,18 | 2,44 | 0,76 |
| NM4V1 | 1,08 | 0,07 | 15,83 | 2,77 | 6,82 | 1,28 |
| NM5V1 | 1,05 | 0,25 | 35,13 | 3,96 | 2,99 | 0,79 |
| NM6 | 0,71 | 0,15 | 37,83 | 3,60 | 1,88 | 0,44 |
| NM7 | 0,18 | 0,06 | 40,41 | 4,12 | 0,45 | 0,16 |
| NM7V1 | 0,24 | 0,47 | 35,16 | 4,87 | 0,68 | 1,33 |
| NM8V1 | 0,64 | 0,14 | 29,67 | 2,71 | 2,16 | 0,50 |
| NM8V2 | 1,62 | 0,10 | 27,82 | 3,76 | 5,82 | 0,86 |
| VH1V1 | 1,72 | 0,13 | 17,88 | 2,24 | 9,62 | 1,40 |
| VH2V1 | 4,16 | 0,20 | 69,56 | 7,47 | 5,98 | 0,70 |
| VH3V1 | 2,34 | 0,16 | 56,32 | 7,08 | 4,15 | 0,59 |
| VHK1/BV1 | 3,68 | 0,26 | 38,46 | 2,68 | 9,57 | 0,95 |
| VHK1V1 | 3,52 | 0,22 | 29,12 | 2,13 | 12,09 | 1,16 |
| VHK2V1 | 0,07 | 0,15 | 16,58 | 2,03 | 0,42 | 0,88 |
| VHK4V1 | 0,53 | 0,19 | 21,69 | 1,96 | 2,44 | 0,88 |

7. táblázat. Kőzetminták radonexhalációs együtthatója

(késsel azok a minták szerepelnek, amelyek esetében a metasomatózis nem játszódott le)



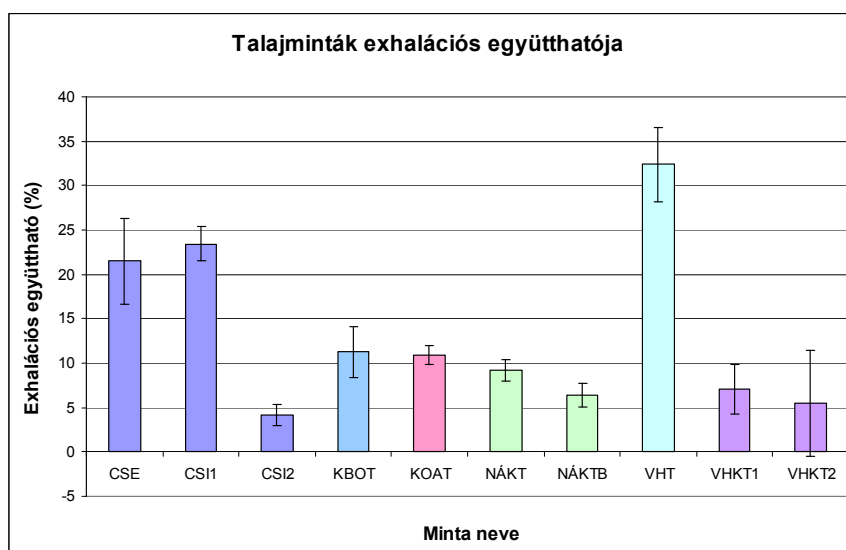
9. diagram. Kőzetminták exhalációs együtthatója (azonos színnel az azonos mintavételi helyről származó minták szerepelnek)

A 9. diagramról leolvasható, hogy a CSK1V1 minta exhalációs együtthatója a legmagasabb, 20 %.

A talajminták exhalációs együtthatóját is meghatároztam, ez látható a 8 táblázatban.

| Minta neve | Fajlagos exhaláció - E - (Bq/kg) | σ (Bq/kg) | Fajlagos aktivitás - a - (Bq/kg) | σ (Bq/kg) | Exhalációs együttható - ϵ - (%) | σ (%) |
|------------|----------------------------------|------------------|----------------------------------|------------------|--|--------------|
| CSE | 4,47 | 0,98 | 20,76 | 0,08 | 21,53 | 4,8 |
| CSI1 | 30,20 | 2,54 | 128,66 | 0,13 | 23,47 | 1,9 |
| CSI2 | 3,89 | 1,13 | 94,03 | 0,12 | 4,14 | 1,2 |
| KBOT | 6,60 | 1,65 | 58,52 | 0,16 | 11,28 | 2,8 |
| KOAT | 4,70 | 0,43 | 43,08 | 3,69 | 10,91 | 1 |
| NÁKT | 2,91 | 0,36 | 31,66 | 4,27 | 9,19 | 1,2 |
| NÁKTB | 1,59 | 0,32 | 24,70 | 3,12 | 6,44 | 1,3 |
| VHT | 13,72 | 1,73 | 42,36 | 0,94 | 32,39 | 4,1 |
| VHKT1 | 1,80 | 0,70 | 25,38 | 2,07 | 7,09 | 2,8 |
| VHKT2 | 1,07 | 1,17 | 19,52 | 0,09 | 5,48 | 6 |

8. táblázat. Talajminták exhalációs együtthatója

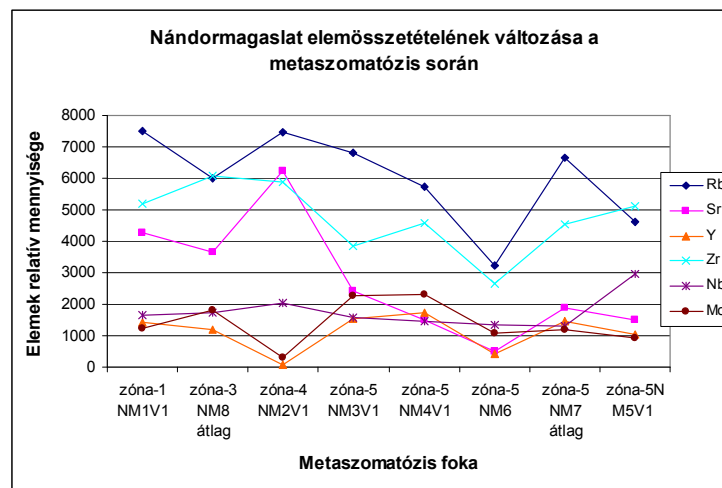


10. diagram. Talajminták exhalációs együtthatója

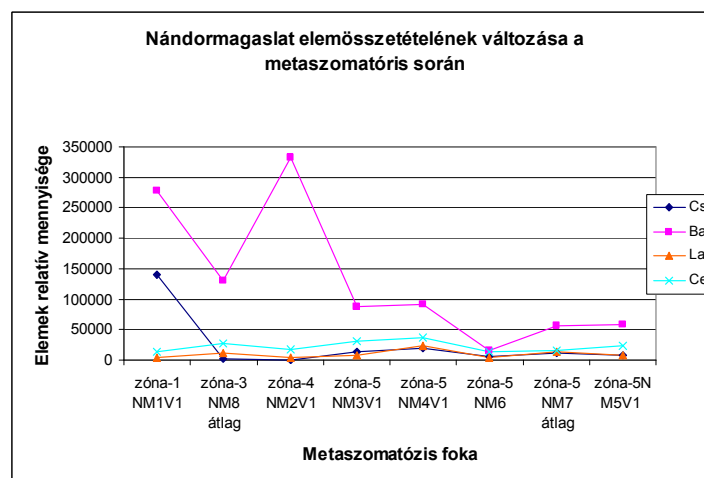
A talajminták exhalációs együtthatója majdnem minden esetben magasabb, mint a kőzetmintáké. Ez természetes, hiszen a talajok porózusabbak, belőlük könnyebben ki tud jutni a radon. A talajminták közül VHT exhalációs együtthatója a legnagyobb, 32%. Ez csillámpala alapkőzetten keletkezett talaj, a 9. diagramon szereplő VH1V1 csillámpala kőzet exhalációs együtthatója is kiemelkedő, 10 % (3. legmagasabb érték). A Csalóka-forrásnál vételezett talajok exhalációs együtthatója megintcsak magas, kb. 23%

7.3. Röntgenfluoreszcencia analízis eredményei – elemtartalom

Röntgenfluoreszcencia analízissel meghatároztam a kőzetminták Fe, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, La és Ce relatív elemtartalmát, ezt az elemtartalommal összefüggő beütésszámból határoztam meg (ez a minta önelyelődésének értékével különbözik az elemtartalomtól). A különböző mintavételi helyekről származó kőzetminták relatív elemtartalmával monoton kapcsolatban lévő a beütésszámokat grafikonokon ábrázoltam, amelyek közül példaként a Nándormagaslat eredményeit mutatom be. A 11. diagramon a röntgen-spektrumon kis energiákhoz tartozó elemek beütésszámait, a 12. diagramon a röntgen-spektrum magasabb energiákhoz tartozó beütésszámait mutatom be.



11. diagram. Nándormagaslatról származó kőzetek relatív elemtartalmának változása a metaszomatózis során



12. diagram. Nándormagaslatról származó kőzetek relatív elemtartalmának változása a metaszomatózis során

8. Eredmények diszkussziója

A kőzetek átlagos káliumtartalma 25000 ppm, ez a földkéreg átlagos káliumtartalmánál - 11000 ppm – kétszer akkora érték. A gneisz kálium koncentrációja 30000 ppm, magasabb, mint a csillámpaláé, aminek 20000 ppm a káliumkoncentrációja. A tórium koncentráció a csillámpalában magasabb, 4,5 ppm, ez a földkéreg átlagos tóriumtartalmával – 7,4 ppm – nagyjából megegyező érték, azonban a gneisz tóriumtartalma fele akkora, mint a csillámpaláé. A kőzetminták rádium koncentrációja átlagosan 0,0018 ppb, a Csalóka-forrás gneisz kőzete mutatja a magasabb értéket, 0,0023 ppb.

A 2. 3. 4. diagramok alapján a metasomatózis előrehaladtával a Th izotóp koncentrációja szempontjából nem figyelhető meg csökkenés, vagyis a metasomatózis során a fluidum nem oldotta ki a kőzetek Th tartalmát, azonban az egyes zónák K tartalma erős ingadozást mutat.

A talajok izotópozsetételéről elmondható, hogy tórium koncentráció értékek viszonylag nagy szórást mutatnak, 0,7-4,3 ppm-ig változik. Az átlagos káliumtartalom 18200 ppm, 40 %-kal magasabb érték, mint a talajok átlagos káliumtartalma.

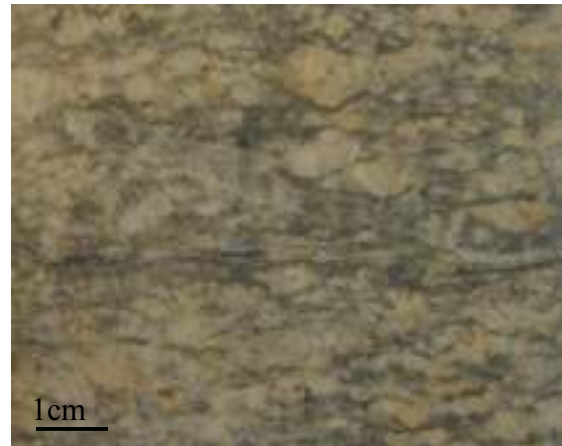
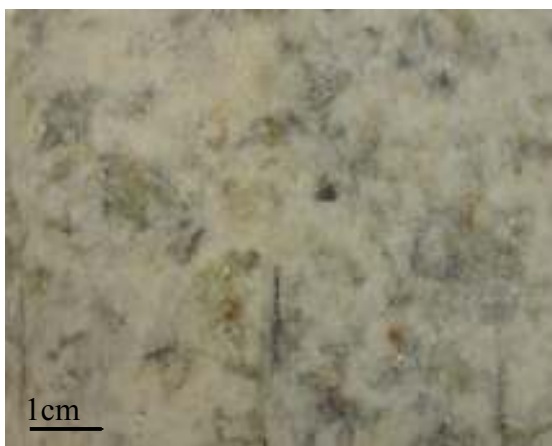
Az exhalációs eredményeket két oldalról közelíthetjük meg. Elsőként a 6. diagramon azoknak a helyszíneknek az eredményei láthatóak, ahol a metasomatózis nem játszódott le. A Csalóka-forrásból származó gneisz radonexhalációja adódott a legmagasabbnak, ~10 Bq/kg-nak, ez kiemelkedő értéknek számít. A csillámpalák átlagos exhalációja 2 Bq/kg.

Ha megvizsgáljuk azokat a területeket, ahol a metasomatózis lejátszódott, összehasonlíthatjuk, hogy a gneisz, vagy a leukofillit radonexhalációja magasabb. A vizsgálatok megkezdésekor azt az eredményt vártuk, hogy a leukofillitek exhalációja magasabb lesz, hiszen ez palás kőzet, aminek nagy fajlagos felülete miatt nagyobb területen tud a radon kilépni. Ezzel ellentétben azt kaptuk, hogy Kőbércorom esetén, ahol csillámpala a metasomatózis első zónája, a csillámpala és a leukofillit exhalációja a mérési hibán belül megegyezik (0,5 Bq/kg). A másik két helyszín esetén, ahol gneisz a metasomatózis első zónája, a gneisz magasabb exhalációs értéket mutat, mint a leukofillit. A leukofillitek exhalációs értéke állandó a három mintavételi ponton, kb. 0,6Bq/kg. Ha összevetjük a metasomatózis lejátszódása nélküli helyszínek eredményeit azokkal az eredményekkel, amiket a másik három helyszín esetén mértünk

a Csalóka-forrás kőzetének exhalációja adódott a legmagasabbnak, 10 Bq/kg (6. diagram és 7. diagram).

A Csalóka-forrás kőzetének szerepe a forrás radontartalmának kialakításában

A radonexhalációs együtthatók 8. táblázatban bemutatott értékeinél először a Csalóka forrás kiemelkedően nagy exhalációs együtthatóját próbáljuk meg értelmezni. A Csalóka-forrás gneisz alapkőzeten fakad, de a forrásnál vett CSK1V1 minta szövetének vizsgálatából egyszerűen látható, hogy ez a gneisz erősen deformált. A 3a képen a Vas-hegy kőfejtőből származó VHK1BV1 jelű deformáció nélküli gneisz fényképe látható, hogy összehasonlíthassuk a Csalóka-forrástól származó deformált gneisz szövetével. A 3b képen a CSK1V1 kőzetminta fényképe látható. A fényképen szemmel látható a réteges szerkezet. Ezen jelenség már ismert az irodalomban, neve a milonitosodás.



3a. kép. Deformáció nélküli gneisz

3b. kép. Deformált gneisz

(A fotók saját készítésűek. A minták oldalnézetből látszanak a vágási felület mentén)

Az Egyesült Államok Virginia államában végezett kutatások során az U.S. Geological Survey munkatársai a talajlevegő és a belső lakóterek radonkoncentrációja és a vizsgált területek alapkőzete között kerestek kapcsolatot (GUNDERSEN et al., 1991). Kutatásaik során megvizsgálták az alapkőzetet, annak összetételét és az alapkőzetből keletkezett talaj, radon áramlása szempontjából fontos tulajdonságait. A térségben néhol kiemelkedő radonkoncentrációt tapasztaltak. A vizsgálatok során kiderült, hogy az ilyen területek alapja milonit jellegű kőzet.

A milonit egy olyan kőzetátalakulási folyamat eredménye, amelyben annak szerkezete és ásványösszetétele megváltozik. Az átváltozási folyamat deformáció, amely kb. 250°C-nál magasabb hőmérsékleten játszódik le. Ennek hatására összetöredezik a kőzet, majd nagy nyomás következtében összetömörül. Végeredményben egy sávos szerkezetű kőzet keletkezik. Deformációval megváltozik a kiindulási kőzet mikroszerkezete, porozitása, áteresztőképessége és kémiai összetétele. Ezek a változások hatással vannak a kőzetben lévő ^{238}U mobilitására ezen keresztül annak koncentrációjára. A szerkezetbeli változás befolyásolja a radon kibocsátás mértékét is. Az ásványok szemcseméretének csökkenése jellemző a milonitra a folyamat lezajlása után. A szemcseméret-csökkenés hatására az uránatomok egy része kikerülve a szemcsékből szabaddá válhat, új kémiai kötéseket létesíthet, vagy az áramló talajvíz feloldhatja és elszállíthatja azokat. A milonit típusú kőzetek a deformáció következtében nagyon egyenetlen szerkezetűek, a szemcsehatárok sávokat alkotnak a kőzetekben. Ezek a szerkezeti tulajdonságok segítik az ásványok kioldódását és az oldatok elszállítását (GUNDERSEN et al., 1991).

A milonitosodás a Csalóka forrásnál a virginiai esethez hasonlóan magyarázhatja a nagy radontartalmat. A talaj alatti kőzet exhalációjának ismerete új információval szolgál, és megvizsgáljuk, hogy ez mennyivel magyarázza másként a Csalóka-forrás magas radontartalmát (~220Bq/l), amit TDK-dolgozatomban vizsgáltam (4. fejezet). Akkor a talajt, mint nem elhanyagolható radonforrást határoztam meg, azonban a deformált (milonitosodott) gneisz exhalációja ha nagyobb, mint a talaj fajlagos exhalációja, akkor kiegészíti a talajt, mint radonforrást. Felhasználjuk TDK munkám (FREILER, 2008) során létrehozott modellt, amivel megbecsülhető a forrás vizének maximális radontartalma abban az esetben, ha a víz felveszi az összes talaj és kőzet által kibocsátott radont. Ekkor

$$c_{\max} = \frac{M \cdot \rho}{P},$$

ahol c_{\max} a forrásvíz maximális radonkoncentrációja, M – a mért fajlagos exhaláció (CSK1V1 és CSK2V1 átlaga 9,8 Bq/kg, 5. táblázat), ρ – a kőzet sűrűsége (2,45 g/cm³, 2. táblázat) p – a porozitás (3 % - gneisz átlagos porozitása). A TDK dolgozatban a talajok fajlagos exhalációja 9,3 Bq/kg-nak adódott, a talaj porozitását mérések alapján 30%-nak vettük, valamint a talajok sűrűsége 2,3g/cm³ volt. Ezek alapján c_{\max} =83 Bq/l-nek adódott, ami a forrás mért radontartalmának 40 %-a.

A CSK1V1 és CSK2V1 minták átlagos fajlagos exhalációjával számolva $c_{\max}=800$ Bq/l, ami a Csalóka-forrás 220 Bq/l-es mért radonkoncentrációjához képest 4-szer akkora, de ahogy az a képletből is látszik, ez csak egy maximális radontartalmat becsül.

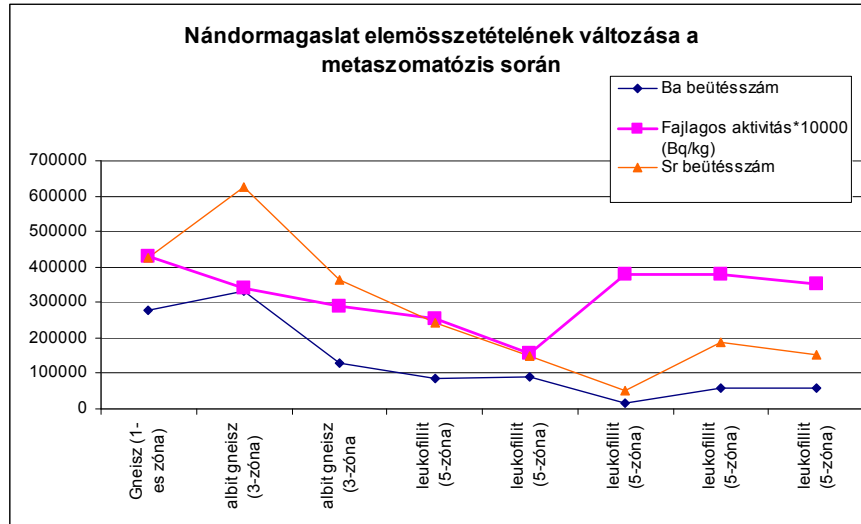
A talaj és a kőzet mint forrás összehasonlítása: a fajlagos exhalációk alig különböznek, de egy nagy különbség, hogy a porozitás a kőzetben kisebb, így kisebb térfogatú vízbe lép ki a radon, ezért alakíthat ki magasabb koncentrációt. A másik különbség a sűrűség, ami kb. 60%-kal nagyobb kőzet esetén. A kőzet porozitását nem mértük meg, de várhatóan ez a fontosabb faktor. A gneiszek átlagos porozitásával számoltunk, ami egy forrásnál esetleg módosulhat a víz és a kőzet kölcsönhatása következtében. Ekkor a porozitás növekedésével számolhatunk. Ezek alapján a Csalóka-forrás magas radontartalmát a milonitosodott gneisz és a talaj együttesen szolgáltatja. A területen a talaj vastagsága nem túl nagy, így a kőzet szerepe a számottevő.

Rádium kimosódás vizsgálata a metasomatózis tükrében

A kőzetminták elemösszetételét röntgenfluoreszcencia analízissel határoztam meg. A 2.3. fejezetben bemutatott diagramok alapján a metasomatózis során nem történt jelentős csökkenés a La, Cs, Ce, Rb, Zr, Nb, Mo elemek szempontjából egyik mintavételi helyen sem. Azonban a Sr és Ba koncentráció enyhe csökkenést mutat Nándormagaslat (1-zóna – gneisz) esetén. A Sr és Ba is képes mind a gneiszek, mind a csillámpalák esetén a kristályrácsban helyettesíteni a Ca-ot. Gneisz esetén a földpátban - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (anortit) képletben a Sr és a Ba a Ca helyére tud beépülni. Ha a földpát Na-ja, vagy K-ja helyett Ba szerepel, akkor ezeket báriumföldpátoknak nevezzük, de a földpátokban tulajdonképpen néhány %-ban a Sr és a Ba mindig helyettesít (Szakáll, Ásványrendszertan). A csillámok esetén is pár százalék Sr és Ba mindig megjelenik. Például, ha az $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$ (pirofillit) képletében a Si helyére 2 Al beépül, akkor a rétegek közötti térbe Ca, Sr, Ba léphet be.

A Sr és Ba csökkenését, már Török Kálmán is kimutatta (TÖRÖK, 2001) a Sopronban végzett kutatásai során. Ő gneisz kőzetben a metasomatózis első zónájától az ötödik zónájáig Sr esetén egy kb. 80 %-os, Ba esetén kb. 70 %-os koncentráció csökkenést mutatott ki (10. fejezet. Függelék). Ez tehát azt jelenti, hogy a metasomatózis folyamata során a repedésrendszerben haladó fluidum fokozatosan „kimosta” a Sr és a Ba tartalmát a kőzetekből. Mivel a Ba, Sr egy kémiai oszlopban

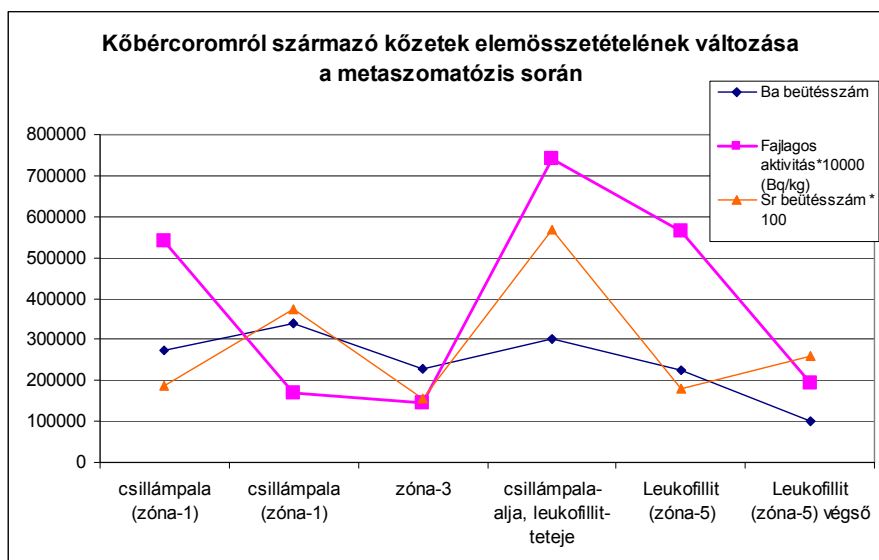
helyezkedik el a rádiummal, ezért érdemes összevetni, hogy a Sr és Ba koncentráció változása összefüggést mutat-e a különböző minták Ra koncentrációjával. Mind a három elem a periódusos rendszer második főcsoportjába, az alkáliföldfémek közé tartozik ezért geokémiaailag hasonlóan viselkednek.



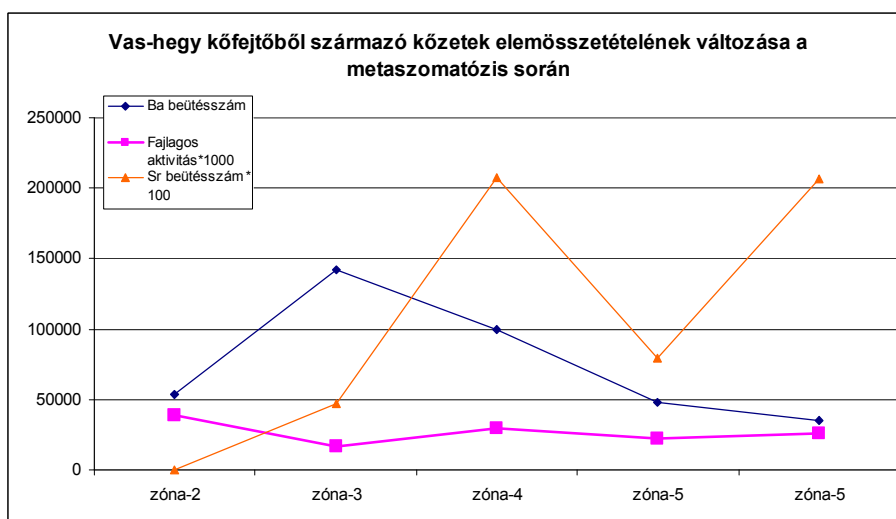
13. diagram. A Nándormagaslatról származó kőzetek elemösszetételének változása a metasomatózis során

A Nándormagaslaton, ahogy a korábbiakban említettem, a metasomatózis első zónája a gneisz. A 13. diagramon valóban megfigyelhető, hogy a Ba és a Sr az első zónától az ötödik zónáig egy kb. 60-70 %-os csökkenést mutat, összhangban Török Kálmán (TÖRÖK, 2001) méréseivel (10. 2. fejezet. Függelék). Ezzel ellentétben a Ra tartalom nem mutat jelentős változást. Ennek több oka lehetséges. Első lehetőség, hogy a metasomatózis során a kőzet repedéseiben áramló fluidum nem okozott olyan kémiai változást, melynek során a rádiumot kimosta a kőzetből. Másik lehetséges ok, hogy a fluidum kimosta ugyan a rádiumot, azonban az, viszonylag rövid felezési ideje miatt ($T_{1/2}=1620$ év) anyaeleméből, a ^{238}U -ból radioaktív bomlással újra megjelent abban az esetben, ha az uránt nem mossa ki a fluidum.

Kőbércorom és Vas-hegy kőfejtő esetén a Sr és Ba csökkenése nem kimutatható, Kőbércorom esetén a Ra fajlagos aktivitása jelentős szórást mutat, azonban Vas-hegy kőfejtő esetén ez az érték konstansnak tekinthető (14. és 15. diagram).



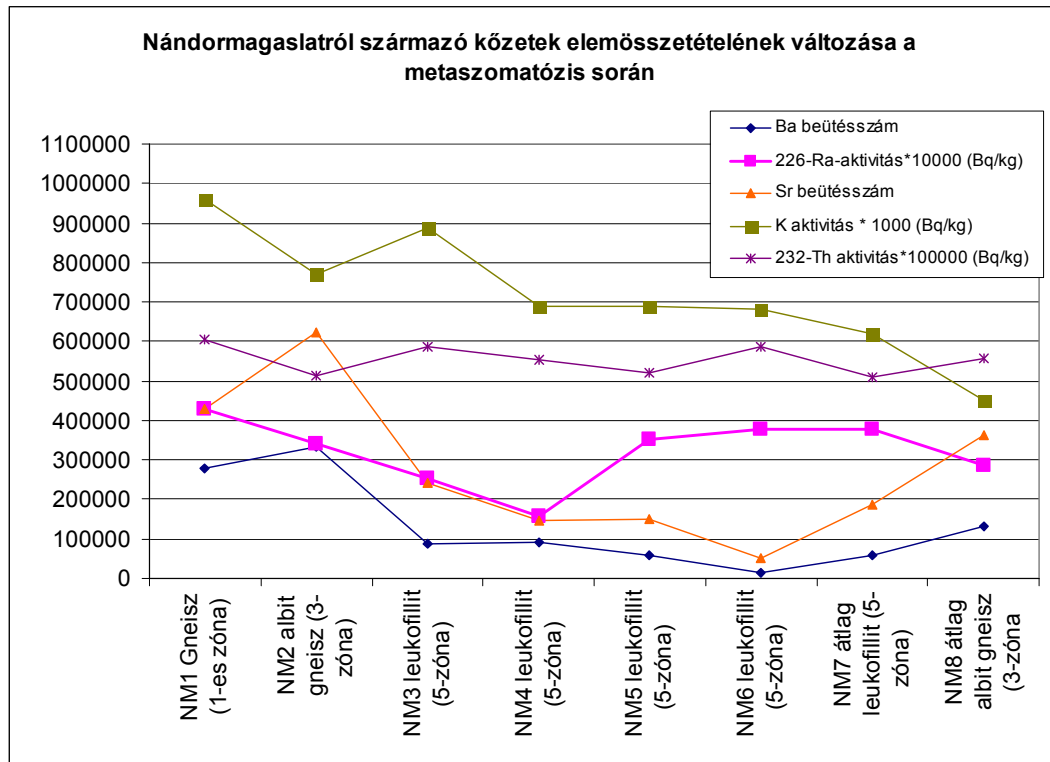
14. diagram. A Kőbércoromról származó kőzetek elemösszetételének változása a metasomatózis során



15. diagram. A Vas-hegy kőfejtőről származó kőzetek elemösszetételének változása a metasomatózis során

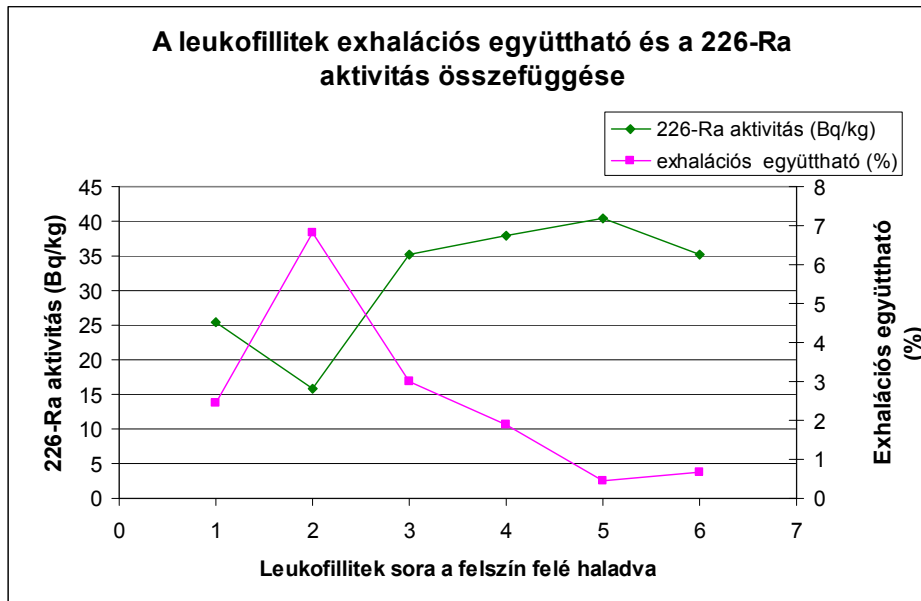
A Nándormagaslat vizsgálata

Ahogy az 5. fejezetben említettem, Nándormagaslat esetén a mintavételezés egy vertikális vonal mentén történt, amivel a cél az volt, hogy a gneisz leukofillit alakulása során (metasomatózis) a távolság függvényében is megfigyelhessük a különböző fokozatokra jellemző tulajdonságokat, esetenként változásokat.



16. diagram. A Nándormagaslatról származó kőzetminták elemösszetételének változása a metaszmatozízis során

A 16. diagramon az x-tengely mentén haladva a Nándormagaslat hegyoldalában alulról felfelé, a talajszint felé közeledünk. Elsőként a gneisz (zóna-1) került megmintázásra, majd az albit gneisz (zóna-3), ezután a leukofillit (zóna-5) rétegből származik 5 db minta, majd újra egy albit gneisz réteg figyelhető meg. Így egy kb. 7 m magas réteget vizsgálhatunk a Nándormagaslat oldalában.



17. diagram. A radon exhalációs együttható és a 226-Ra aktivitás kapcsolata

A 17. diagramon a vízszintes tengelyen a fentiekben leírt leukofillit kőzetek követik egymást. Az exhalációs együtthatók negatív korrelációt mutatnak a ^{226}Ra tartalommal. A korrelációs együttható $-0,88$. Látható, hogy a leukofillitek exhalációs együtthatója az 1-3 pontokban magasabb értéket mutatnak, itt a rádiumtartalom alacsonyabb. Majd ahogy a felszín felé haladunk a mintavételi helyszínen az exhalációs együtthatók lecsökkennek, és a rádiumtartalom megnő. Ennek oka az lehet, hogy a fluidum fő áramlási zónája az 1-3 pontok mentén helyezkedett el, itt a fluidum ki tudta oldani a rádiumtartalmat és a szerkezetet át tudta annyira alakítani, hogy az exhalációs együtthatók megnőttek. Azonban, ahogy haladunk a felszín felé, a fluidum már nem volt képes a rádiumot kioldani a távolság miatt és ezáltal a szerkezetet sem alakította át olyan mértékben, hogy az exhalációs együtthatók megnőjenek.

9. Összefoglalás

Az eredményeket összefoglalva a talaj és a kőzetmintákban is a kálium koncentrációja mutatja a legmagasabb értéket, talajmintákban a koncentráció 40%-kal magasabb, kőzetminták esetén kétszer akkora a koncentráció, 25000 ppm a talajok átlagos káliumtartalmánál (11000 ppm). Az értékek a metasomatózis előrehaladtával nem változnak, azaz a fluidum nem oldotta ki a kőzetek káliumtartalmát. A tórium koncentráció csillámpalákban magasabb, kb. 5 ppm, ez a földkéreg átlagos

tóriumtartalmával (7,4 ppm) kb. megegyező érték. A tórium tartalom a metasomatózissal nem változik. A rádium koncentrációja átlagosan 0,0016 ppb.

Az exhalációmérések azt az eredményt mutatják, hogy a gneisz kőzetek exhalációja magasabb, mint a leukofilliteké, ami meglepő eredmény, hiszen a leukofillit palássága miatt nagyobb fajlagos felülettel rendelkezik, ahol a radon ki tud lépni. A gneiszek közül is a Csalóka-forrás milonitosodott gneisz kőzete mutatta a legmagasabb exhalációt – 10 Bq/kg -, valamint a legmagasabb exhalációs együtthatóval – 20 % - is ezek a kőzetek, valamint az innen származó talajminták rendelkeznek. A korábban készített TDK dolgozatomban (FREILER, 2008) leírt modellt használtam arra, hogy megbecsüljem, a milonitosodott gneisz exhalációja elegendő-e ahhoz, hogy a Csalóka-forrás 220 Bq/l-es radonkoncentrációját biztosítani tudja és azt találtam, hogy igen, a kőzet által kibocsátott radon maximálisan 800 Bq/l-es radontartalmat tudna biztosítani, abban az esetben, ha a forrás vize nem áramlana és fel tudná venni, az összes radontartalmat.

Az elemösszetétel meghatározása során azt az eredményt kaptam, hogy minden lelőhely kőzetében a La, Ce, Rb, Zr, Nb, Mo elemek koncentrációja állandó, a metasomatózis során nem mutat változást. Azonban Nándormagaslat esetén a Sr és Ba mennyisége 60-70%-os csökkenést mutat. Ha ezt az eredményt összevetjük a rádiumtartalom változásával azt kapjuk, hogy a rádiumtartalom nem mutat csökkenést, aminek két oka lehet. Az egyik, hogy a metasomatózis során a kőzetek repedéseiben haladó fluidum nem oldotta ki a rádiumtartalmat, a másik lehetőség, hogy kioldotta ugyan a rádiumot a kőzet szemcséiből, azonban az uránt nem, így a rádium anyaeleméből újra megjelent a kőzetekben.

A Nándormagaslat eredményeit külön is tárgyaltuk, hiszen itt a mintavételezés egy vertikális vonal mentén történt, ahol a metasomatózis a távolság függvényében is vizsgálható. A legfontosabb eredmény ebben az esetben, hogy a ^{226}Ra tartalom negatív korrelációt mutat az exhalációs együtthatókkal, azaz a magas rádiumtartalmú kőzetekből – leukofillitekből - a radon nem tud kilépni. Ennek oka lehet, hogy a fő áramlás zónájában a fluidum kimosta a rádiumtartalmat a kőzetekből és a szerkezet megváltozásával az exhalációs együtthatók megnöttek. Azonban, ahogy távolodunk a fő áramlási zónától a fluidum már nem mosta ki a rádiumot a leukofillitből és ezáltal a szerkezetet sem tudta olyan mértékben megváltoztatni, hogy az exhalációs együtthatók magasak lehessenek. Ez az állítás csak a leukofillitek sorára igaz, a többi kőzet (gneisz, albit gneisz) vizsgálata során ezt nem figyelhetjük meg.

10. Függelék

10.1. Mintavételi jegyzőkönyv

| Kovácsárok | |
|--|--|
| Minta neve | Minta leírása |
| KOÁ1 | talajszinttől 20 cm magasságból a feltárás aljából (nagy kő) |
| KOÁ2 | 2,70 m magas kőfejtő bal felső sarka |
| KOÁ3 | 3 darab egymás alól közvetlenül. Talajszinttől 2,5 m magasságban, kőfejtő bal oldala |
| KOÁ3B | folytatólag lefelé 25 cm-es szelvényt alkot a KOÁ |
| KOÁ4 | kőfejtő felett (teteje) talajjal borított rész (kvarcgazdag, rétegzett) |
| KOÁT | talajminta, kőfejtő tetejéről jobbra a fa mellett. 30 cm mélyről, szép barna föld |
| Kőbércorom (Kovács-árok felé vezető úton) | |
| KBO1 | leukofillit bérc bal oldalából 3 m magasból |
| KBO2 | leukofillit bérc jobb oldala, 1-estől 2 m-re azonos magasságból |
| KBO3 | KBO2-től balra (fényképen Kálmán mutatja) 1-estől 5 m bal |
| KBO4 | még balra a fa alól, a kőfejtő széle (KBO3-astól 2 m balra) |
| KBOT | talajminta kb. 10 cm mélyről. Nagyon köves talaj. Fa mellől, majdnem teljesen a kőfejtő teteje, jobbra |
| KBO5 | kőfejtő jobb széle, 8 m magasban egy nagy kőből Kálmán kiszedte |
| KBO6 | leukofillit a kőfolyásból jobb oldal |
| Vörös-híd kőfejtő, út mellett Bánfalva és Brennberg között | |
| VHT | talajminta, bal oldalt, fent a fák között. 10 m magasban?? |
| VH1 | csillámpala tábla (fénykép) része, úttól 3 m magasban bal feljártánál |
| VH2 | kőfejtő közepe fal alja, fenyőfa alatt 3 m-rel |
| VH3 | tömzsi csillámpala középről, félmagasságból |
| Nándormagaslati kőfejtő teteje | |
| NÁKT | kőfejtő teteje, felső talajminta növényzettel |
| NÁKTB | kőfejtő teteje, 10-15 cm mélyről |
| NBET1 | barlang belsejéből betontörmelék |
| NBET2 | barlang belsejéből betontörmelék a földről |
| NM1 | gneisz alulról a fal mellől (-3 m) |
| NM2 | gneisz a határvonal alatt (-10 cm) |
| NM3 | leukofillit (+15 cm) |
| NM4 | sokáig küzdött Kálmán, szép puha leukofillit |
| NM5 | (+80 cm) |
| NM6 | virágföld (230 cm) |
| NM7 | kvarcos darab (+3 m) |

| | |
|---------------------------|--|
| NM8 | gneisz zárvány (+4 m) |
| Vas-hegy kőfejtő (gneisz) | |
| VHK1 | káliföldpát gneisz |
| VHK1B | káliföldpát gneisz |
| VHK2 | albit gneisz |
| VHK3 | muszkovit-kvarcpala |
| VHK4 | leukofillit |
| VHKT1 | talaj, leukofillit felett, 5-15 cm mélyről |
| VHKT2 | talaj, 60 cm mélyről |
| Csalóka-forrás | |
| CSI1 | talajminta |
| CSI2 | talajminta |
| CSE | Csalóka előtt folyó homok |
| CSK1 | Deformált gneisz |
| CSK2 | Deformált gneisz |

10.2. Török Kálmán (Török, 2001) mérései, elemtartalom változása a metasomatózis során, gneisz kiindulással

| Elemtartalom (ppm) | Zóna-1 | Zóna-1 | zóna-3 | zóna-4 | zóna-5 | zóna-5 | zóna-5 |
|--------------------|-------------|-------------|--------------|----------------------|-------------|-------------|-------------|
| | meta-gránit | meta-gránit | albit-gneisz | muszkovit-kvarc pala | leukofillit | leukofillit | leukofillit |
| Rb | 289 | 269 | 298 | 370 | 262 | 177 | 227 |
| Sr | 63 | 60 | 8 | 5 | 3 | 7 | 12 |
| Zr | 69 | 84 | 44 | 48 | 52 | 43 | 34 |
| Nb | 17 | 18 | 19 | 19 | 21 | 19 | 18 |
| Ba | 209 | 208 | 127 | 107 | 55 | - | 52 |
| Cs | 14 | 9 | 15 | 24 | 11 | 7 | 12 |
| La | 16 | 14 | 7 | 7 | 15 | 11 | 8 |
| Ce | 29 | 13 | 16 | 17 | 33 | 15 | 18 |
| Nd | 18 | 16 | 12 | 16 | 20 | 15 | 13 |
| Th | 7,7 | 5,4 | 4,1 | 4,4 | 6,2 | 4,2 | 2,8 |
| U | 3,4 | 2,8 | 2,2 | 2,5 | 3,4 | 1,6 | 1,6 |

11. Irodalomjegyzék

ABUMURAD, K. M. (2001): Chances of lung cancer due to radon exposure in Al Mazar Al- Shamali, Jordan, *Radiation Measurements*, 34, pp 537-540

AROS, G. (2003): A természetes radioaktivitás vizsgálata a Soproni-hegységben Szakdolgozat, ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék

BARADÁCS, E., DEZSŐ, Z., HUNYADI, I., CSIGE, I., MÓCSY, I., MAKFALVI, Z., SOMAY, P. (2002): Felszínalatti vizek maratottonyom-detektoros eljárással mért ^{222}Rn - és ^{226}Ra -tartalma – *Magyar Kémiai Folyóirat*, 108/11, 492-500

BARÁTH G. (1995): Fémötvözetek vizsgálata röntgenfluoreszcencia analízissel – Szakdolgozat – Budapest - ELTE TTK, Atomfizikai Tanszék

BECKER, K. (2004): One century of radon therapy, *International Journal of Low Radiation*, 1, 3, 333-357

DARBY, S., HILL, D., AUVINEN, A., BARRIOS-DIOS, J. M., BAYSSON, H., BOCHICCHIO, F., DEO, H., FALK, R., FORASTIERE, F., HAKAMA, M., HEID, I., KREIENBROCK, L., KREUZER, M., LAGARDE, F., MAKELAINEN, I., MUIRHEAD, C., OBERAIGNER, W., PERSHAGEN, G., RUANORAVINA, A., RUOSTEENOJA, E., ROSARIO, A. S., TIRMARCHE, M., TOMASEK, L., WHITLEY, E., WICHMANN, H. E., DOLL, R. (2005): Radon in homes and risk of lung cancer: collaborative analysis of individual data from 13 European case-control studies, *British Medical Journal*, pp 330, 223-226.

DENMAN, A. R., CROCKETT, R. G. M., GROVES-KIRKBY, C. J., PHILLIPS, P. S., GILLMORE, G. K., WOOLRIDGE, A. C. (2007): The value of seasonal correction factors in assessing the health risk from domestic radon-A case study in Northamptonshire, UK, *Environmental International*, pp 33, 34-44.

DRAGANITS E. (1998): Two crystalline series of the Sopron Hills (Burgenland) and their correlation to the lower Austroalpine in Eastern Australia. –*Jb. Geol. Bundesanstalt* 141: 113-146.

DURRIDGE COMPANY INC. (2000): RAD7 RADON DETECTOR Owner's Manual, p. 77.

Federal Register: November 2, 1999 (Volume 64, Number 211) pages 59295-59344]] National Primary Drinking Water Regulations; Radon-222

FILEP, GY. (1999): A talaj fizikai tulajdonságai, A talaj szemcseösszetétele, A talajok osztályozása a szemcseösszetétel alapján in: STEFANOVITS, P.: *Talajtan – Mezőgazda Kiadó*, Budapest, pp. 136-139.

FRANKE A., REINER L., PRATZEL H.G., FRANKE T., RESCH K. L. (2000.): Long-term efficacy of radon spa therapy in rheumatoid arthritis—a randomized, sham-controlled study and follow-up.- *Oxford Journals: Medicine: Rheumatology*: Volume39, Issue8: Pp. 894-902.

FREILER Á. (2008): A soproni Csalóka-forrás magas radontartalma eredetének vizsgálata – Szakdolgozat, ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék

HOLLAS, M.J., (1992): *Modern Spectroscopy – John Wiley & Sons*, New York. pp. 297-308.

ICRP (1991), No. 60. Recommendations of the International Commission on Radiation Protection, Pergamon Press, Oxford, New York

KISHÁZI P. & IVANCSICS J. (1987): A Soproni Gneisz Formáció genetikai közettana; *Földtani közlöny* **117**:203-221

KISHÁZI P. & IVANCSICS J. (1989): Újabb adatok a Sopron környéki leuchtenbergittartalmú metamorfitek keletkezésének problematikájához; *Földtani közlöny* **119**:153-166

KÖTELES GY. (1994): Radon a környezetünkben, *Fizikai szemle*, p 6.

KÖTELES GY. (2007): Radon risk in spas?, *Central European Journal of Occupational and environmental medicine*, pp 13, 3-16

L.C.S. Gundersen, R.B.Wanti, „Field Studies of Radon in rocks, soils and waters” U.S. Geological Survey Bulletin (1991) p. 39-50. <http://energy.cr.usgs.gov/radon/shear1.html>

LELKES-FEHÉRVÁRI Gy., SASSI F. P. & VISONÁ D. (1983): On the genesis of some leuchtenbergite-bearing metamorphic rocks and their phase relations. – *Rend. Soc. It. Miner. Petr.* **38**(2): 607-615.

LIEBHAFSKY, H.A.–PFEIFFER, H.G.–WINSLOW, E.H.–ZEMANY P.D. (1972): X-rays, electrons, and analytical chemistry – *John Wiley & Sons, INC.*, New York. pp. 1-57., 58-102., 201-242.

MARX, GY. (1990): Atommag közelben, *Fizikai Szemle*, **5**, 129

RW Field, Ph.D. , DJ Steck, Ph.D. , BJ Smith, Ph.D., CF Lynch, M.D. Ph.D., JH Lubin, Ph.D., MA Parkhurst, Ph.D., MCR Alavanja, Dr. PH. (2006) The Iowa and Missouri residential radon studies, Phase II.-Currently Underway - Heartland Radon Research and Education Program (HRREP)

MAGILL, J., *Nuclides* (2000): An Electronic Chart of the Nuclides on CD-ROM, European Commission 1999, Institute for Transuranium Elements, Karlsruhe, Germany, ISBN 92-828-6512-6, EUR 18737 EN.

MOCSY I., NEDA T., SZACSVAI K. (2009.): Ásvány- és termálvizek terápiás alkalmazása és az abból adódó dózisek.- *A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat*, 77. kötet

SAMUELSSON, L. (1990): Radon a lakásban, - *Fizikai Szemle*, 1990/5. p.138.

SOMLAI, J., TARJÁN, S., KANYÁR, B. (2000): "A bomlás virágai" Radioaktív sugárzások és környezetünk, Energia Klub Környezetvédelmi Egyesület, Budapest, p 40.

SOMLAI, J., KANYÁR B., LENDVAI Z., NÉMETH Cs., BODNÁR R. (1997): Az Ajka környékén építanyagként felhasznált szénbányameddő és szénsalak radiológiai minősítése, *Magyar Kémiai Folyóirat*, 103. évf. 2, 53-61,

SPAITS, T. (2007): Természetes radioaktív izotópok vizsgálata az épített környezetben – Doktori disszertáció – Sopron, Nyugat-Magyarországi Egyetem, Erdészeti Géptani Tanszék

SZAKÁLL, S. Ásványrendszertan, Tektoszilikátok, Kilencedik rész, Szilikátok 4.

SZERBIN, P. (1996): Radon and exposure levels in Hungarian Caves, *Health Physics*, 71, 363-369

TAYLOR, S. R., MCLEAN, S. M. (1995): The geochemical evolution of the continental crust. –Reviews of the geophysics, pp 33, 241-265.

TÓTH, E., LÁZÁR, I., SELMECZI, D., MARX, GY. (1998): Lower cancer risk in medium high radon – *Pathology Oncology Research*, 4, 2, 125-129 UNSCEAR, (2000): Sources and Effects of Ionizing Radiation—United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation. UNSCEAR 2000 Report to the General Assembly with Scientific Annexes ,United Nations, New York

TÖRÖK K. (1998): Magmatic and high-pressure metamorphic development of orthogneisses in the Sopron area, Eastern Alps (W-Hungary)

TÖRÖK, K. (2001): Multiple fluid migration events in the Sopron Gneisses during the Alpine high-pressure metamorphism, as recorded by bulk-rock and mineral chemistry

TÖRÖK K. (2003): Alpine P-T path of micaschists and related orthogneiss veins near Öbrennberg (W-Hungary, Eastern Alps). – *N. Jb. Miner. Abh.* (179): 101-142; Stuttgart

MILLER C. (1990): Petrology of the type locality eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps) Austria. – *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt*, 70: 287-300

MOSELEY, H., (1914): The High-Frequency Spectra of the Elements – *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine* **Vol. 27.**, pp. 703.

NEUBAUER F, DALLEMEYER R. D. & TAKASU A. (1999): Conditions of eclogite formation and age of retrogression within the Siegraben unit, Eastern Alps: Implications for Alpine-Carpathian tectonics. – *Schweiz. Petrogr. Mitt.* 79: 297-307

A. VÁRHEGYI & J. HAKL (1992): A silicon sensor based radon monitoring device and its use in environmental geophysics, Geophysical Transactions, Vol. 39. No. 45. pp. 289-302.

16/2000.(VI.8.) EüM), (1996. évi CXVI.trv.

http://www.chem.elte.hu/foundations/magkem/hun/oktatas/mka/leirasok_pdf/meres_1.pdf <http://ludens.elte.hu/%7Eakos/kt/kfmeresek.html>

<http://ion.elte.hu/~akos/orak/kmod/EPR2.htm>

<http://ion.elte.hu/kornyezet/kornyfiz/rfa/rfa.pdf>