

# A radonkibocsátás kőzettani és tektonikai hátterének vizsgálata a Soproni-hegységben és környékén

Freiler Ágnes

KÖRNYEZETTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA

Iskolavezető: Dr. Jánosi Imre  
egyetemi tanár

KÖRNYEZETFIZIKA DOKTORI PROGRAM

Programvezető: Dr. Jánosi Imre  
egyetemi tanár

Témavezetők:

Dr. Horváth Ákos  
egyetemi docens

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Dr. Török Kálmán

tudományos főmunkatárs

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet



EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM

TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR

Budapest

2016



## Tartalomjegyzék

1. Bevezetés és célkitűzések .....	8
1.1. Célkitűzés .....	11
2. Radon és forrásai a környezetünkben .....	13
2.1. Urán, tórium és kálium a környezetünkben .....	14
2.2. Radon a környezetben.....	15
2.2.1. Radon keletkezése, általános jellemzők .....	16
2.2.2. Radon a környezetben: talajban, kőzetben, vízben és levegőben .....	17
2.3. Radon egészségügyi hatásai.....	19
2.4. Radonnal kapcsolatok szabályozások és határértékek Magyarországon .....	20
3. A Soproni-hegység vizsgált területeinek bemutatása .....	21
3.1. Főbb kőzettípusok bemutatása .....	24
3.1.1. Csillámpalák .....	24
3.1.2. Gneiszek.....	25
3.1.3. Leukofillitek.....	25
3.2. Radioaktivitás szempontjából fontos másodlagos kőzet-fluidum átalakulások .....	26
3.2.1. Plasztikus deformáció, vagy milonitosodás .....	26
3.2.2. Fluidum migrációs események – Mg-metaszomatózis és foszfát ásványosodás.....	27
3.2.3. Agyagos-limonitos átalakulás .....	29
3.3. A radioaktivitás szempontjából fontos, vizsgált területek bemutatása a Soproni-hegységben .....	30
3.3.1. Kőzetek előfordulásai .....	31
3.4. A vízmintavételi pontok bemutatása.....	34
3.5. Természetes radioaktivitás felmérések a hegységben.....	36
4. Vizsgálati módszerek.....	38
4.1. Szilárd minták mintavétele (kőzetminták) .....	38
4.1.1. Nándormagaslat kőzeteinek részletes mintavétele .....	39
4.2. Vízminták vétele .....	41
4.2.1. Radon, CO <sub>2</sub> és vízkémiai mintavétel.....	42
4.3. A Csalóka-forrás környékének részletes mintavétele (víz, talaj és kőzetminták) .....	42
4.4. A kőzetek mintaelőkészítése.....	44
4.5. Szilárd minták vizsgálati módszerei .....	45
4.5.1. Gamma spektroszkópiás mérések - fajlagos izotóp aktivitás .....	45
4.5.2. RAD7 radondetektor - fajlagos radonexhaláció meghatározása levegőbe .....	46
4.5.3. TriCarb 1000 - vízbe történő fajlagos radonexhaláció meghatározása .....	50
4.5.4. CT vizsgálatok – kőzetek effektív porozitása .....	51
4.5.5. Fénymikroszkópos és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok .....	52
4.5.6. PIXE vizsgálatok .....	52
4.5.7. ICP-OES (induktív csatolású plazma optikai emissziós spektrometria) .....	53
4.5.8. ICP-MS (induktív csatolású plazma tömegspektroszkópia).....	54
4.6. Vízminták vizsgálati módszerei .....	54
4.6.1. Terepi mérési módszerek .....	54
4.6.2. Laboratóriumi mérési módszerek.....	55

4.7. Modell a potenciális radonkoncentráció ( $c_{pot}$ ) becsléséhez.....	56
5. Eredmények.....	58
5.1. A kiindulási kőzetek radioizotópeloszlása.....	58
5.2. Izotópok mozgása a másodlagos kőzet-fluidum kölcsönhatással járó folyamatok függvényében .....	59
5.2. A hegység kőzeteinek átlagos fajlagos izotóptaktivitása .....	64
5.2.1. $^{226}\text{Ra}$ aktivitáskoncentráció .....	65
5.2.2. $^{232}\text{Th}$ aktivitáskoncentráció .....	67
5.3. A hegység kőzeteinek átlagos fajlagos radonexhalációja .....	68
5.4. A Csalóka-forrás kőzeteinek vizsgálata .....	71
5.4.2 A nándormagaslati kőzetek izotóptartalma, radonexhalációja és radonexhalációs együtthatója .....	74
5.5. Csiszolatok vizsgálata.....	75
5.5.1. Fő ásványfázisok és járulékos ásványok vizsgálata .....	76
5.5.2. A nándormagaslati agyagos-limonitos gneiszek részletesebb kőzettani vizsgálata .....	85
5.6. Források vizsgálatának eredményei.....	88
5.6.1. A források fiziko-kémiai paramétereinek változása.....	88
5.6.2. A források vízkémiai paramétereit.....	94
5.6.3. A potenciális radonkoncentráció becslése .....	95
6. Diskusszió.....	97
6.1. A fő kőzettípusok $^{226}\text{Ra}$ és $^{232}\text{Th}$ aktivitáskoncentrációja.....	98
6.1.1. Metagránitok és gneiszek $^{226}\text{Ra}$ és $^{232}\text{Th}$ aktivitáskoncentrációja .....	100
6.1.2. Csillámpalák, mint kiindulási kőzetek $^{226}\text{Ra}$ és $^{232}\text{Th}$ aktivitáskoncentrációja .....	103
6.2. A fő kőzettípusok $^{222}\text{Rn}$ exhalációja és exhalációs együtthatója .....	104
6.2.1. Metagránitok és gneiszek, mint kiindulási kőzetek radonexhalációja és exhalációs együtthatója ...	104
6.2.2. Csillámpalák, mint kiindulási kőzetek radonexhalációja és exhalációs együtthatója .....	106
6.3. Másodlagos folyamatok hatásai .....	106
6.3.1. Plasztikus deformáció és foszfát ásványosodás .....	107
6.4. Agyagos-limonitos átalakulás a Nándormagaslaton .....	114
6.4.1. Becslés a radont kibocsátó anyag mennyiségére.....	120
6.5. Mg-metaszomatózis csillámpalákban és gneiszekben .....	122
6.6. A Csalóka-forrás radontartalmának eredete.....	126
6.6.1. A radonkoncentráció időfüggése .....	129
6.6.2. A radonkoncentráció helyfüggése.....	130
6.7. A hegység forrásainak radonkoncentrációja és vízkémiai elemzése .....	131
7. A munka időszerűsége.....	140
8. Összefoglalás.....	141
9. Irodalomjegyzék.....	143
10. Mellékletek .....	- 1 -

## Ábrajegyzék

1. ábra. A $^{238}\text{U}$ bomlási sora. A piros keret a $^{222}\text{Rn}$ -sor kezdetét jelöli. ....	16
2. ábra. A radonemanáció modellje. (Tanner 1980 után). ....	18
3. ábra. Soproni-hegység vizsgált területének fedett földtani térképe. ....	22
4. ábra. A Soproni-hegység metamorf fejlődéstörténetének sematikus ábrája és alul az egyes kőzetminták lelőhelyei. ....	24
5. ábra. A Plasztikus deformáció sematikus folyamatábrája. ....	27
6. ábra. A Mg-metaszomatózis folyamatának sematikus ábrája. ....	28
7. ábra. Az alpi retrográd metamorfózis során történt fluid migrációs események P-T diagramja (Török, 2001 után). ....	29
8. ábra. Mintavételi és mérési pontok a Soproni-hegységben. ....	30
9. ábra. A megmintázott forrásokról készült terepi felvételek. ....	36
10. ábra. Sopronbánfalvi Geodinamikai Observatórium épülete és a mögötte található sziklafal. ....	39
11. ábra. Az Geodinamikai Observatórium mögötti sziklafalban talált mállott, vöröses, illetve sárgás színű, agyagos kőzettörmelék. ....	40
12. ábra. Az Observatórium mögötti sziklafalban található mállott, limonitos rétegek (piros szaggatott vonallal) és a főbb mintavételi pontok a minták nevével. ....	41
13. ábra. A Csalóka-forrás 20 m-es környékén a mintavételi pontok egymáshoz viszonyított helyzete. ....	43
14. ábra. Vasfüggöny sífutópálya (DU) mintavételi hely és a minták származási helyei. ....	43
15. ábra. Mintaelőkészítés után a henger alakúra vágott kőzetminták. ....	44
16. ábra. A RAD7-es radonexhaláció mérési elrendezése. ....	47
17. ábra. A metagránitok, gneiszek és csillámpalák eredményei eloszlásának összehasonlítása. A) $^{226}\text{Ra}$ aktivitáskoncentráció; B) $^{232}\text{Th}$ aktivitáskoncentráció; C) $^{40}\text{K}$ aktivitáskoncentráció; D) $^{222}\text{Rn}$ exhaláció; E) $^{222}\text{Rn}$ exhalációs együttható. ....	59
18. ábra. A metagránitok, és a különböző deformált gneiszek eredményei eloszlásának összehasonlítása. ....	61
19. ábra. A metagránitok, gneiszek és a különböző deformált gneisztípusok, valamint az nándormagaslati agyagos-limonitos gneiszek eredményei eloszlásának összehasonlítása. ....	62
20. ábra. A metagránitok, gneiszek és csillámpalák, valamint a leukofillitek eredményeinek összehasonlítása. ....	63
21. ábra. A főbb kőzettípusok $^{226}\text{Ra}$ aktivitáskoncentrációi és az átlagok empirikus szórása. ....	65
22. ábra. A Csalóka-forrástól származó kőzetminták fajlagos rádium aktivitáskoncentrációja két méréssorából adódó eredményeinek összefüggése. ....	67
23. ábra. A főbb kőzettípusok $^{232}\text{Th}$ aktivitáskoncentrációi és az átlagok empirikus szórása. ....	67
24. ábra. A DA1V1 (28/A. ábra) és DA1V2 (28/B. ábra) mintákon végzett feltöltődési görbe módszerrel mért radonkoncentrációkra- piros kereszt- illesztett görbe- kék görbe. A zöld görbe mutatja azt az esetet, ha nem lenne eresztés. ....	69
25. ábra. A fő kőzettípusok átlagos fajlagos radonexhalációja és aradonexhalációs együtthatója. ....	71
26. ábra. A polarizációs mikroszkóppal készített teljes kép a DU2CS1 csiszolatról. ....	77
27. ábra. DU2CS1 mintáról készült polarizációs mikroszkópos kép – pleokroós udvar radioaktív elemet tartalmazó ásványszemcse körül muszkovitban. ....	77
28. ábra. Metagránit (A), deformált gneisz (B), vonalas gneisz (C) és agyagos-limonitos gneisz mikroszkópi, szöveti képe. ....	78
29. ábra. A cirkon, monacit, xenotim és cheralit ásványok röntgen spektruma. ....	79
30. ábra. A kőzetalkotó ásványokat átszelő repedések, erek mentén jelenik meg a monacit. ....	80
31. ábra. DU2CS1 mintáról készült mikroPIXE elem térkép egy monacit szemcséről. ....	81
32. ábra. A D6RHA1CS1, Róka házi mintáról készített világos látóterű BSE kép, melyen a fő és járulékos ásványok láthatók. ....	82
33. ábra. D10OM6CS1 vékonycsiszolat világos látóterű visszaszórt elektron képe. ....	83
34. ábra. D10OM6CS1 vékonycsiszolatról készült mikroPIXE felvételek – elem térképek. ....	84
35. ábra. A D10OM4, D10OM5 és D10OM9 agyagos-limonitos gneisz minták szemcseméret eloszlása. ....	85
36. ábra. A D10OM4, D10OM5 és D10OM9 minták szemcseméret frakciók szerinti $^{226}\text{Ra}$ aktivitáskoncentrációja és $^{222}\text{Rn}$ exhalációja. ....	86
37. ábra. A hőmérséklet, pH, fajlagos elektromos vezetőképesség és vízhozam változása a kiválasztott nyolc forrásban. ....	88
38. ábra. A források radonkoncentrációjának egy éves időszora. ....	90
39. ábra. A radonkoncentráció térbeli és időbeli eloszlása. ....	91
40. ábra. Csapadékmennyiség és a radonkoncentráció kapcsolata. ....	92
41. ábra. A korrelációs együttható és a összegzett csapadékos napok ( $n$ ) összefüggése a három esetre (A, B és C). ....	93

42. ábra. A források CO <sub>2</sub> tartalmának változása egy év alatt. ....	94
43. ábra. A Soproni-hegység különböző közettípusainak rádium- és tórium aktivitáskonzentrációja. ....	98
44. ábra. A különböző közettípusok Ra-Th tartalmának sematikus „folt” ábrája. ....	99
45. ábra. A fő közettípusok <sup>226</sup> Ra (A) és <sup>232</sup> Th (B) aktivitásainak Box-and-Whisker ábrázolása. ....	100
46. ábra. A Metagránitok, gneiszek és csillámpalák Ra-Th tartalma. ....	102
47. ábra. A fő közettípusok fajlagos radonexhalációinak (A) és exhalációs együtthatóinak eredményei (B) Box-and-Whiskers diagramon ábrázolva. ....	104
48. ábra. Metagránit (A), Csalóka-forrás típusú deformált gneisz (B), vonalas gneisz (C) és szemes gneisz (D) fényképe. ....	107
49. ábra. Metagránitok, gneiszek és a deformált gneiszek (Csalóka-forrás típusú deformált gneiszek (DGN), vonalas deformált gneiszek (VGN) és szemes típusú deformált gneiszek (SGN) Ra-Th tartalma. ....	108
50. ábra. A Csalóka-forrás típusú deformált gneiszek Ra-Th eloszlása a kiindulási kőzetekhez képest. ....	109
51. ábra. Monacit ér káliföldpátlan repedést kitöltő anyagként. ....	110
52. ábra. A beazonosítatlan U-oxid BSE képe, mellette a röntgen spektruma. ....	110
53. ábra. Cheralit, mint a többlet tóriumot hordozó ásvány XRF spektruma. ....	112
54. ábra. A nándormagaslái metagránit, gneisz, leukofillit és agyagos-limonitos gneisz rádium aktivitáskonzentrációjának és radonexhalációjának összehasonlítása. ....	115
55. ábra. A Nándormagaslat sziklafalán vett minták rádium és radonexhaláció eredményei. ....	116
56. ábra. A D100M6CS1 minta repedésében található kiválások (33. ábra - piros keret kinagyítva). ....	117
57. ábra. A nándormagaslái Observatórium barlangjának alaprajza (Mentes, 2015). ....	121
58. ábra. A 43. ábra Mg-metaszomatózisra vonatkozó része, a kiindulási és a keletkezett kőzetek. ....	123
59. ábra. A Mg-metaszomatózis első zónájából származó csillámpala és gneisz kőzetek, valamint a belőlük képződött leukofillitek rádium (A) és tórium (B) aktivitáskonzentrációi Box-and-Whisker diagramon ábrázolva. ....	124
60. ábra. A Mg-metaszomatózis első zónájából származó csillámpala és gneisz kőzetek, valamint a belőlük képződött leukofillitek radonexhalációja (A) és exhalációs együtthatója (B) Box-and-Whisker diagramon ábrázolva. ....	126
61. ábra. A források domborzati viszonyok alapján lehatárolt vízgyűjtő területei. ....	132
62. ábra. A források vízkémiai jellege Piper-diagramon ábrázolva. ....	133
63. ábra. A három időszakban mért vízminták anion és kation összetételének változása a Dr. Fehér Dániel-forrás példáján. ....	134
64. ábra. A forrásvizek radonkoncentrációja és a pH közti összefüggés. ....	137
65. ábra. A forrásvizek radonkoncentrációja és fajlagos elektromos vezetőképessége közti összefüggés. ....	137
66. ábra. A források radonkoncentrációjának ábrázolása fedett földtani térképen az összes oldott anyag függvényében. ....	138

#### Táblázatjegyzék

1. táblázat. A Soproni-hegység fő közettípusainak átlagos fajlagos radioizotóp aktivitása és a mérési hibája, valamint a megmért minták száma. ....	64
2. táblázat. A Soproni-hegység kőzeteinek átlagos fajlagos radonexhalációja és mérési hibája, valamint a megmért minták száma. ....	70
3. táblázat. Fajlagos rádium aktivitáskonzentráció, fajlagos radon exhaláció és a radon exhalációs együttható értékei és a porozitás. ....	72
4. táblázat. A nándormagaslaról gyűjtött kőzetminták eredményei, fajlagos <sup>226</sup> Ra, <sup>40</sup> K, <sup>232</sup> Th, <sup>222</sup> Rn exhaláció, radonexhalációs együttható (ε). ....	75
5. táblázat. A felsorolt mintákból készült vékonycsiszolatok és a rajtuk elvégzett vizsgálati módszerek. ....	76
6. táblázat. A D100M9 szemcseméret frakcióinak fajlagos rádium, kálium és tórium aktivitáskonzentrációja. ....	87
7. táblázat. A nándormagaslái agyagos-limonitos gneiszek ICP MS-sel mért U és Th tartalma és a ritkaföldfém dúsulási indexek a teljes kőzetben és a 64 mikronnál kisebb szemcseméret frakcióban. ....	87
8. táblázat. A források tájékoztató jellegű vízkémiai adatai. ....	95
9. táblázat. A mért és a számolt radonkoncentrációk minimum és maximum értékei. ....	96
10. táblázat. A kiindulási metagránit, gneisz és csillámpala átlagos rádium és tórium aktivitáskonzentrációja, és az értékek szórása zárójelben. Külön oszlopban pedig az egyes közettípusok minimum és maximum értékei. ....	102
11. táblázat. A kiindulási metagránit, gneisz és csillámpala átlagos radonexhalációja és radonexhalációs együtthatója, valamint az értékek szórása zárójelben. Külön oszlopban az egyes közettípusok minimum és maximum értékei szerepelnek. ....	106
12. táblázat. A Rtg-pordiffракció eredménye a teljes mintában és a 64 μm alatti szemcseméret frakcióban. A detektált ásványok és azok százalékos eloszlása. ....	119
13. táblázat. A kiindulási kőzetek és a belőlük képződött leukofillitek rádium és tórium aktivitáskonzentrációi. ....	123

## Köszönetnyilvánítás

A disszertációban bemutatott munka létrejöttét az ELTE Környezettudományi Doktori Iskolájának (**Kiss Ádám**, **Galács András** és **Jánosi Imre**) állami ösztöndíja tette lehetővé. A kutatást az **Atomfizikai Tanszéken** végeztem, a disszertációt pedig a **Magyar Földtani és Geofizikai Intézetben** fejeztem be.

Elsőként szeretném kifejezni köszönetemet témavezetőimnek, **Horváth Ákosnak** és **Török Kálmánnak**, akik már a doktori kutatásaim megkezdése előtt is segítettek a tudományos pályafutásomat és mentoraim voltak. Köszönöm a két bírálónak, **Várhegyi Andrásnak** és **Somlai Jánosnak**, akik a házi védésen sok segítséget nyújtottak.

Szeretném megköszönni **Mádlné Szőnyi Juditnak** és doktoranduszainak, valamint **Erőss Anitának** a vízkémiai mérésekben nyújtott segítségét a segítségét. Rengeteget tanultam **Szabó Csabától** a közettani és geokémiai elemzések végrehajtásáról, valamint köszönet illeti kutatócsoportját, a Litoszféra Fluidum Kutató Labor tagjait, akiktől sok segítséget kaptam. A névsor szinte végtelen, de mégis szeretném kiemelni **Szabó Katalin Zsuzsannát**, **Szabó Zsuzsannát** és **Udvardi Beatrixot**, akiktől talán a legtöbb segítséget kaptam. Köszönet a pásztázó elektronmikroszkópos mérésekben nyújtott segítségért **Bendő Zsoltnak**. Köszönöm **Csorba Ottónak**† és **Pávó Gyulának** a tanszéki mérésekben nyújtott segítséget és a tanszéki jó hangulatot. Szeretném megköszönni **Wesztergom Viktornak**, és **Novák Attilának** a műszeres támogatást. **Mentes Gyulának** köszönöm a nándormagaslati Obszervatórium bemutatását és hogy a felmerülő kérdésekre mindig gyorsan választ kaptam. Köszönet a CT mérések elvégzéséért **Földes Tamásnak** és munkatársainak, illetve a PIXE mérések elvégzéséért **Kertész Zsófiának**. Köszönöm **Kucsara Mihálynak** a Soproni-hegység vízrajzához kapcsolódó anyagokat és a segítőkészséget. Köszönöm **Kovács Gábornak** a hegység forrásai vízgyűjtő területének lehatárolását és a konzultációkat. **Gerzson Istvánnak**† és munkatársainak köszönöm, hogy hozzájuthattam a régi MÉV jelentésekhez.

Köszönöm **Falus Györgynek** és **Besnyi Anikónak**, hogy munkahelyemen támogattak a dolgozat elkészítésében. A vízkémiai elemzések értelmezésében rengeteg segítséget kaptam **Gál Nóra Edittől** és **Kerékgyártó Tamástól**, ezúton is köszönöm nekik a konzultációkat.

Nem utolsó sorban köszönöm **családomnak**, hogy mindvégig támogattak tanulmányaim során. Külön szeretném kiemelni **Horváth Tibort** (Tibi papát) aki 2007 óta minden terepi napon velem volt és együtt gyűjtöttük a víz, kőzet- és talajmintákat. Szeretnék köszönetet mondani **barátaimnak** is, hogy mindvégig tartottátok bennem a lelket. Külön kiemelném **Strádi Andreát**, és **Dobosy Pétert**, akikkel az állami ösztöndíjas éveket együtt töltöttük.

## 1. Bevezetés és célkitűzések

A természetes radioaktivitás és azon belül is a radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) egészségkárosító hatása miatt az utóbbi évtizedekben fontos kutatási témává vált, vizsgálata lakossági érdeklődésre is számot tart mind külföldön, mind Magyarországon. Radioizotópok, mint pl. az  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  és  $^{235}\text{U}$  és ezek bomlástermékei természetes módon, változatos eloszlásban vannak jelen a Földön, esetenként anomális mennyiségben jelennek meg. A  $^{238}\text{U}$  bomlási sorában található radon az embert érő ionizáló sugárzás dózisének több mint 50%-ért felelős, így fontos részét képezi a természetes háttérsugárzásnak.

Az Egészségügyi Világszervezet (WHO) (WHO Handbook on Indoor Radon, Executive Summary 1. oldal) kutatásai szerint napjainkban a tüdőrákos megbetegedések 3-14%-ért a beltérekben felhalmozódó radon tehető felelőssé és egyértelmű összefüggést mutattak ki a növekvő beltéri radon kitettség és a tüdőrák kialakulásának kockázata között (WHO Handbook on Indoor Radon, 1. ábra, 11. oldal). A dohányzás után a radon jelenti a tüdőrák kialakulásában a második legnagyobb kockázati faktort (ICRP, 1991; WHO, 2009), ugyanis a radon rövid felezési idejű, aeroszolakra tapadt bomlástermékeit ( $^{218}\text{Po}$  és  $^{214}\text{Po}$ ) belélegezve, azok  $\alpha$ -sugárzásuk révén kölcsönhatásba lépnek a tüdő szöveteivel és végső esetben DNS-károsodást, valamint tüdőrákot okoznak.

A radon egészségkárosító hatásának első jeleire már a 15. században is találhatunk nyomokat, amikor a schneebergi bányászok körében megemelkedett a tüdőrák okozta halálesetek száma. Ezen halálesetek okozójaként 1879-ben Haerting és Hesse a tüdőrákot azonosította (Köteles, 2002). A radon forrásának vizsgálata, illetve a transzport mechanizmusának megértése rendkívüli fejlődésen ment keresztül az elmúlt évtizedek során. Az 1950-es években ivó- és kútvizek radontartalmának egészségkárosító hatását vizsgálták. Korábban úgy tartották, hogy elsősorban a lenyelés során a szervezetbe jutó radon jelent egészségügyi kockázatot, azonban megállapították, hogy főleg a vizekből kipárolgó és a beltérben felhalmozódó radon belégzése okozza a problémát. Az 1970-es évek közepén rájöttek, hogy bizonyos területeken az építőanyagból kijutó radon okozza a beltéri radonkoncentráció megemelkedését. Később azonban azonosítottak olyan házakat, ahol sem a vízből, sem pedig az építőanyagból kijutó radon nem magyarázta a beltérben felhalmozódó radonkoncentrációt. Ekkor mutatták ki a földtani háttér és a beltéri radonkoncentráció összefüggését (WHO, 2009). A beltérekbe jutó radon fő forrása a talaj és kőzet pórusaiban lévő radontartalom, és ennek fő forrása a talaj- és kőzetben lévő rádium ( $^{226}\text{Ra}$ ) és urán ( $^{238}\text{U}$ ) (UNSCEAR, 2000). Emiatt fontos vizsgálni a radionuklidok eloszlását mind a



közetekben, mind az azokon kifejlődött talajokban, felszín alatti vizekben, valamint az épített környezetben is.

Mára a radonkutatás célja rendkívül sokrétű, vizsgálatához számos tudományterület ismerete szükséges. Többek között nyomjelzőként használják számos tanulmányban; felszín alatti vizek kutatásában, illetve akár a barlangi levegő radonkoncentrációjának vizsgálatával a barlang és környezete közötti kapcsolat erősségéről is információt kaphatunk (Gainon et al., 2007a, Savoy et al., 2011, Eröss et al., 2012, Nagy et al., 2012). Példaként, a Budai Termálkarszt területén a felszín alatti vizek urán- és rádiumkoncentrációja mellett a radonkoncentrációt is monitorozzák, ugyanis ezen radionuklidok kiváló nyomjelzők a felszín alatti vizek keveredésének megállapítására, a radionuklidok eltérő geokémiai viselkedésének köszönhetően (Eröss et al., 2012). A Sopronbánfalvi Geodinamikai Obszervatóriumban földfizikai mérések kiegészítéseként folyamatos beltéri levegő radonkoncentráció mérés is zajlik, ami alapján megállapították a közetfeszültség és a radonkoncentráció között egy erős negatív kapcsolatot (Mentes, 2012; Mentes, 2015).

Mégis, mivel időnk legnagyobb részét belterekben töltjük, a radon kutatásának fő csapásiránya egészségünk megőrzése céljából a belterek radiometriai felmérésére, a radontól származó kockázat kimutatására és csökkentésére irányul (Pl. Tóth et al., 1998; Somlai et al., 2006; Abumurad & Al-Omari., 2008; Khan et al., 2008; Minda et al., 2009)

2005-ben a Radioactivity Environmental Monitoring Group (Joint Research Center, Institute for Transuranium Elements) az Európai Bizottság támogatásával megállapodást kötött egy egységes európai radontérkép létrehozására a „Természetes radioaktivitás európai atlasza” projekt keretében (De Cort, 2010). A radon kockázat, vagy más néven a radonpotenciál megmutatja, hogy potenciálisan mekkora veszélyt jelent a radon az adott területen. Kockázat alatt annak a valószínűséget értjük, hogy a beltérben az éves átlagos radonkoncentráció egy adott határértéknél nagyobb értéket vesz fel (Szabó et al., 2014). Ennek monitorozására többféle módszer létezik, pl. 1) beltéri radonkoncentráció mérése, 2) geogén radonpotenciál térképezés (GRP). A GRP földtani, talajtani paramétereiből tevődik össze, mint a talaj/közet urán-, rádiumtartalma, talajgáz radonkoncentrációja, talaj permeabilitása és a földtani formáció (Kemski et al., 2001, Neznal et al., 2004, Bossew et al., 2008, Szabó et al., 2014).

Nagy radonpotenciál várható többek között azokon a területeken, ahol nagy urán-tartalmú, metamorfizálódott üledékek, vulkanitok és gránitok találhatóak, amelyek nagyfokú deformáción estek át és gyakran vetőkkel szabdalva (Gundersen et al., 1992). Továbbá nagy radontartalommal rendelkeznek azon felszín alatti vizek, amelyek gránit, vagy gneisz

alapkőzeteken fakadnak (Akerblom és Lindgren, 1996; Przylibski et al., 2004; Cosma et al., 2008; Gainon et al., 2007b).

Magyarországon több területen mértek már az átlagosnál nagyobb beltéri radonkoncentrációt, például Mátraderecskén, ahol a mért értékek 41-100 000 Bq/m<sup>3</sup> között változtak. (A Magyarországon mérhető átlagos beltéri radonkoncentráció 58 Bq/m<sup>3</sup>). Mátraderecskén a radon a mély rétegekből feláramló CO<sub>2</sub>-dal együtt jut a felszínre (Tóth, 1992; Várhegyi, 1992; Hámori et al., 2006). Kővágószőlősön, a mára már felhagyott uránbánya 150 m-es körzetében is mértek az átlagosnál nagyobb beltéri radonkoncentrációkat, átlagosan 667 Bq/m<sup>3</sup>-t (Somlai et al., 2006).

2006-ban készült egy komplex vizsgálat, amelyben 241 kőzetminta gamma spektroszkópiás mérésével átfogó képet kaphattunk a hazai neogén vulkáni kőzetek U-, Th-, és K-koncentrációjának eloszlásáról Magyarországon (Lenkey & Surányi, 2006). Thamó-Bozsó et al., (2014) tanulmányában összesen 335 db magyarországi negyedidőszaki üledékes képződmény ill. paleotalaj, és 343 db recens talaj U-, Th- és K-koncentráció adatai kerültek kiértékelésre. Emelkedett U és Th koncentráció mérhető a Dél-Dunántúlon (Bátaapáti, Üveghuta, Mórág), ahol ennek oka a közeli gránitok megjelenéséhez köthető. A Ny-mecseki urán ércesedés már az 50-es évek eleje óta ismert, ahol a mecseki homokkövekben 0,1% urántartalmat mértek. A bányászat 1957-ben kezdődött meg Kővágószőlős település határában.

A Soproni-hegység területének nagy részét gránitból átkristályosodott gneisz alkotja, emiatt a természetes radioaktivitás kutatás szempontjából egy potenciálisan érdekes terület. A Soproni-hegység Magyarország észak-nyugati peremén helyezkedik el, az Alsó-Ausztróalpi takaró rendszerhez tartozik (Kisházi & Ivancsics, 1985; Fülöp, 1990; Draganits, 1998). A hegység metamorf története nagyon összetett, fő kőzettömegét az Alpi metamorfózis során az agyagos, homokos üledékből átkristályosodott csillámpala és a gránitból átkristályosodott gneisz alkotja. A kőzettani felépítés és a lejátszódott bonyolult metamorf folyamatok (pl. plasztikus deformáció, más néven milonitosodás; Mg-metaszomatózis; foszfát ásványosodás) teszik a Soproni-hegységet érdekessé radiológiai szempontból. A plasztikus deformáció során a nagy nyírási feszültség hatására a kőzet szövete foliálttá, irányítottá válik. A kialakult nyírási zónákban történő fluidum áramlások során radioaktív elemeket tartalmazó ásványzemcsék rakódhatnak ki. Erről a deformált, milonitos gneisz típusú kőzetmódosulatról írta Gundersen & Wanti (1991), hogy a milonitosodott kőzetek radonkibocsátó képessége és urántartalma drámaian megnő a nem deformált alapkőzethez képest. Ilyen deformált kőzeteken fakad pl. a Soproni-hegység Iker-árcában a Csalóka-forrás,

amelyet Aros, 2003-ban szakdolgozatában vizsgált radon szempontjából. 19 helyszínen vett vízmintát (tó és forrásvízből) és meghatározta, hogy a Csalóka-forrás vize tartalmazta akkor a legnagyobb ismert radonkoncentrációt, ami kb. 225 Bq/l volt. Ez az eredmény összemérhető a Velencei-hegység nagy radontartalmú forrásvizeinek koncentrációjával (Szűcs-forrás,  $291 \pm 8$  Bq/l) (Halász I., 1999) és akár a Budai Termálkarszt forrásainak radonkoncentrációjával is (Török-forrás:  $610 \pm 22$  Bq/l; Diana-Hygieia-forrás  $962 \pm 32$  Bq/l) (Erőss, 2010).

A hegységet érdekessé teszi a fentebb már említett nándormagaslati kőfejtő oldalába vájt Sopronbánfalvi Geodinamikai Obszervatóriumban mért levegő radonkoncentrációja is, ami Magyarországon anomálishan magas, nyáron elérheti akár a 600-900 kBq/m<sup>3</sup>-es értéket is (Várhegyi, 1991). Ez egy nagyságrenddel nagyobb érték, mint a magyarországi barlangok éves átlagos radonkoncentrációja, ami 0,3-20 kBq/m<sup>3</sup> tartományba esik Hakl (1997b) szerint, aki 31 barlangban végzett nyomdetektoros méréseket.

Doktori munkám során, a Soproni-hegység környékén mérhető anomális radonkoncentrációk földtani eredetét vizsgáltam. Ehhez különböző gneisz típusokat vizsgáltam radiológiai és kőzettani szempontból, illetve különböző kőzeteken fakadó források vizsgálatát végeztem el szintén radiológiai és hidrogeológiai szempontból. Ezzel azt a tudományos célt tűztem ki, hogy olyan geológiai folyamatokról ismerjünk meg minél több kísérleti adatot, és részletet, amik a kialakuló magas radonkoncentrációkat okozzák.

## 1.1. Célkitűzés

A doktori munka során az alábbi célokat tűztem ki:

1. Feltérképezni a természetes radioaktivitást gneisz és csillámpala típusú kiindulási kőzetekben (metagránit, ortogneisz és csillámpala), és az ezekből másodlagos folyamatokkal keletkezett kőzetekben. A vizsgált folyamatok a plasztikus deformáció, vagy más néven milonitosodás, Mg-metaszomatózis, foszfát ásványosodás és agyagos-limonitos átalakulás.
2. Megtudni, hogy a metamorf és a felszínközeli másodlagos folyamatok hogyan befolyásolták a kőzetek rádiumtartalmát és radonkibocsátó képességét.
3. Megvizsgálni, hogy milyen földtani oka lehet a Sopronbánfalvi Geodinamikai Obszervatóriumban kialakuló és mérhető kimagasló beltéri radonkoncentrációnak.
4. Megismerni a radioaktív izotópok ásványi beágyazottságát.

5. Meghatározni a Csalóka-forrás vize radontartalmának földtan eredetét, elkülönítve a talaj és a kőzet eredetét.
  - megtudni, hogy mennyi a Csalóka-forrás vizének éves, átlagos radonkoncentrációja;
  - vizsgálni a radonkoncentráció éves változását;
  - meghatározni, hogy mi okozhatja a radon időbeli változásait;
  - egy modellkalkulációt felhasználva meghatározni, hogy a forrás környéki talaj, vagy kőzet lehet-e a nagy radonkoncentráció forrása.
6. Jellemezni a Csalóka-forrást hidrológiai környezetében azzal, hogy egyéb források fiziko-kémiai és vízkémiai vizsgálatát is elvégeztem.

Ezen célok érdekében az alábbi feladatokat végeztem el és az alábbi vizsgálati módszereket alkalmaztam:

- Terepi napok során körbejártam a hegység bizonyos kőfejtőit, ahol a felsorolt folyamatok hatásai tanulmányozhatók és kőzetmintákat gyűjtöttem a kiindulási és az átalakult kőzetekből. Minden területről minimum 5-10 db mintát gyűjtöttem, hogy a továbbiakban a mért eredményeket statisztikailag értelmezni tudjam.
- Gamma spektroszkópiával, HPGe mérésekkel meghatároztam a különböző kőzettípusok radioaktív izotóp tartalmát, melyek a  $^{226}\text{Ra}$ ;  $^{232}\text{Th}$  és  $^{40}\text{K}$  és ezek  $\gamma$ -sugárzó bomlástermékei.
- Radonkamrás, RAD7 radon monitorral végzett mérésekkel meghatároztam a különböző kőzettípusok radonexhalációját.
- Részletesebb kőzettani vizsgálatokat végeztem egyes kőzetmintákon:
  - Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal a radioaktivitást potenciálisan hordozó ásványok típusát és megjelenését vizsgáltam.
  - MikroPIXE vizsgálatokat végeztünk a debreceni Atommagkutató Intézetben elemterképek elkészítése céljából, hogy megtudjuk az urán és tórium területi eloszlását a vizsgált vékonycsiszolaton belül.
  - Szemcseméret szerinti szétválasztással, azaz száraz és nedves szitálással frakcióira bontottam három nándormagaslati mállott gneisz mintát, hogy megtudjam, melyik frakcióhoz köthető a radioaktív izotópok feldúsulása.
  - A teljes mintán és a legkisebb, <math>64\mu\text{m}</math>-es frakción ICP OES és ICP MS vizsgálatokat végeztünk a Magyar Földtani és Geofizikai Intézetben, hogy

megtudjam a kőzetek főkomponens, nyomelem-, és ritkaföldfém tartalmát, illetve ezek feldúsulási mennyiségét a legkisebb szemcseméret-frakcióban.

- 8 db forrás radontartalmának és egyéb fiziko-kémiai paramétereinek mérését végeztem egy éven át, 9 alkalommal. Ezen kívül három alkalommal vízkémiai vizsgálatokat is végeztem egy tavaszi, egy nyári és egy őszi időszak után.

## 2. Radon és forrásai a környezetünkben

Természetes eredetű radionuklidok (terresztriális radioaktivitás) a Naprendszer keletkezése óta megtalálhatók a Földön, felezési idejük összemérhető a Föld életkorával. Ilyenek a  $^{238}\text{U}$  ( $T_{1/2}=4,5$  milliárd év),  $^{235}\text{U}$  ( $T_{1/2} = 0,7$  milliárd év),  $^{232}\text{Th}$  ( $T_{1/2} = 14,05$  milliárd év) és ezek bomlástermékei, valamint a  $^{40}\text{K}$  ( $T_{1/2}= 1,28$  milliárd év). Ezek alkotják a természetes ionizáló háttérsugárzás egy részét.

A kozmogén radionuklidok az űrből érkező nagyenergiájú részecskék és a légköri atommagok kölcsönhatása során keletkeznek, ilyen a trícium ( $^3\text{H}$   $T_{1/2}=12,3$  év) és a radiokarbon ( $^{14}\text{C}$   $T_{1/2}=5730$  év). A kozmogén és a terresztriális 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 gyakran radioaktívak, bomlási sorok alakulnak ki. Ezek az uránsor –  $^{238}\text{U}$  (1. ábra), tóriumсор –  $^{232}\text{Th}$ , aktíniumсор –  $^{235}\text{U}$  és a neptúniumсор –  $^{237}\text{Np}$  sor, amely utóbbi felezési ideje miatt (2,14 millió év) már nem található meg a környezetben. A  $^{238}\text{U}$  bomlási sorába tartozik a  $^{222}\text{Rn}$  (radon). A lakosságot érintő természetes forrásokból származó ionizáló sugárzások effektív dózisének Földre vonatkoztatott átlaga 2,4 mSv/év, ennek több mint fele (54%) a radon és leányelemeinek sugárzásából adódik (UNSCEAR, 2008 Annex B, 412. paragrafus).

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).

A földi eredetű radionuklidok a földkéregben, illetve a litoszférában koncentrálnak. A talajok és kőzetek minden esetben tartalmaznak valamilyen mennyiségű uránt, tóriumot és káliumot. A talajok átlagos urántartalma 29 Bq/kg – (12-66 Bq/kg), rádiumtartalma 33 Bq/kg – (14-76 Bq/kg), tóriumtartalma 28 Bq/kg – (12-45 Bq/kg), káliumtartalma 370 Bq/kg

– (79-570 Bq/kg) (UNSCEAR, 2000 Annex B. Exposures from natural radiation sources – 5. táblázat).

## 2.1. Urán, tórium és kálium a környezetünkben

A kőzetek radioaktív sugárzása elsősorban a  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  és  $^{40}\text{K}$  radioaktív izotópoktól és ezek leányelemeitől származik.

A földkéreg 2,7 ppm **urántartalma** megoszlik, 99,28%-ban  $^{238}\text{U}$  és 0,78%-ban  $^{235}\text{U}$  alkotja. Az uránásványok közül leggyakoribb az uraninit ( $\text{UO}_2$ ), amely főleg gránitokban, pegmatitokban és hidrotermás telérekben, gránitok kőzetalkotó ásványainak zárványaként fordul elő, valamint üledékes kőzetekben. Nyomokban, járulékos ásványként a Zr, ritkaföldfémek, az Y, Nb és Ta helyettesítőjeként is megjelenik: uranotóritban ( $(\text{Th,U})\text{SiO}_4$ ) és uranotórianitban ( $(\text{Th,U})\text{O}_2$ ), cirkonban ( $\text{ZrSiO}_4$ ), xenotimban ( $\text{YPO}_4$ ), monacitban ( $(\text{Rf,Th})\text{PO}_4$ ), allanitban ((Ce,Ca,Al,Fe,Mg) szilikát), apatitban ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,Cl,OH})$ ) (IAEA, 2003).

Az urántartalmú ásványok a felszínen könnyen elmállanak. Ez alól kivételt képeznek az ellenálló cirkon és monacit. Hidrotermális körülmények között az urán oxidálódik ( $\text{U}^{6+}$ ), ami oldható komplexeket képez anionokkal, mint pl. a karbonát -  $\text{CO}_3^{2-}$ , szulfát -  $\text{SO}_4^{2-}$ , vagy foszfát -  $\text{PO}_4^{3-}$  anionokkal (Langmuir & Hermans, 1980), majd megkötődik Fe-oxid-hidroxidokon, agyagásványokon, kolloidokon, illetve szerves anyagokon, vagy redukzív környezetbe kerülő vizekből  $\text{U}^{4+}$  alakjában válik ki, amely sokféle uránásványt alkothat (Dickinson & Scott, 1997). Az urán leggyakrabban  $\text{U}^{4+}$  oxidációs állapotban található meg a litoszférában, hasonló kristálykémiaili tulajdonságokkal rendelkezik, mint a  $\text{Th}^{4+}$  és a ritkaföldfémek.

A földkéregben 9,6 ppm gyakorisággal rendelkező **tórium** főleg  $^{232}\text{Th}$ -ból áll, az aktinidák közé tartozik. Emellett az uránsorban megtalálható még a  $^{230}\text{Th}$  és  $^{234}\text{Th}$  is. Főként fluoridokban, oxalátokban és oldhatatlan foszfát csapadékként van jelen (Krishnaswami, 1999). A tóriumásványok, mint a tórit ( $\text{ThSiO}_4$ ), torianit ( $\text{ThO}_2$ ), huttonit, uranotórit nagyon ritkák. Kis mennyiségben megjelenhet cirkonban, monacitban, allanitban, xenotimban, apatitban, szfénben és epidotban (IAEA, 2003, Anderson, 2007).

A tórium  $\text{Th}^{4+}$  oxidációs állapotban oldódik ki az ásványokból savas pH-n. A tóriumtartalmú ásványok többsége igen ellenálló a mállással szemben, oldhatósága kisebb, mint az urané és növekszik szerves savak hatására. Vizekben nagyon lassan oldódik, immobilis, szállítása főleg szilárd fázisban történik. Az uránhoz hasonlóan a tórium is adszorbeálódik az

agyagásványokon, Fe-oxidokon és szerves anyagokon, illetve kapcsolódhat fluorid, oxalát, jodid, vagy foszfát ásványok kiválásához.

A **kálium** 2,09%-os gyakorisággal fordul elő a földkéregben, mely 0,01%-os részarányban tartalmaz  $^{40}\text{K}$  izotópot. Kálium elsősorban káliföldpátokban, mint az ortoklász, mikroklin, szanidin, anortoklász, a földpátpótlókban, mint a leucit, nefelin és a csillámokban, mint a biotit, muszkovit, fordul elő (IAEA, 2003). A kálium a felszínen másként viselkedik, mint az urán és tórium a mállás és talajosodás során. Nagyobb az oldékonysága, így hamarabb kioldódik a kis ellenállóképességű ásványokból, mint a biotit, később a földpátokból és a muszkovitból is. A kálium ionok elsősorban mélyebbre mosódva tápanyagként szerepelnek, másrészt beépülhetnek agyagásványokba (pl. illit), vagy adszorbeálódhatnak (pl. montmorillonit).

A földkéreg kőzeteinek radioaktív elem eloszlása több tényezőtől függ. Ilyenek a geomorfológia, a mállás és az erózió. Az urán és tórium - eltérő oldhatósága miatt - a mállás során különbözőképpen viselkedik: mikor az urán már oldatba ment, a tórium az ellenállóbb tórium ásványokban van még jelen. A K-tartalom csökken a földpát kaolinitté alakulása és a Fe-oxid képződése során. Emellett a Fe-oxid megjelenése adszorpció útján növeli az urán és tórium tartalmat.

Az urán és rádium mennyisége a savanyú magmás kőzetekben általában magasabb az üledékes és metamorf kőzetekhez képest (Nordic, 2000). Dickinson & Scott (1997) szerint a gránit és gneisz típusú kőzetek rendelkeznek a legnagyobb urán (4,9-96 Bq/kg és 26-45 Bq/kg) és tórium (10-180 Bq/kg és 73-223 Bq/kg) tartalommal, ausztrál kőzetmintákon elvégzett vizsgálatok alapján.

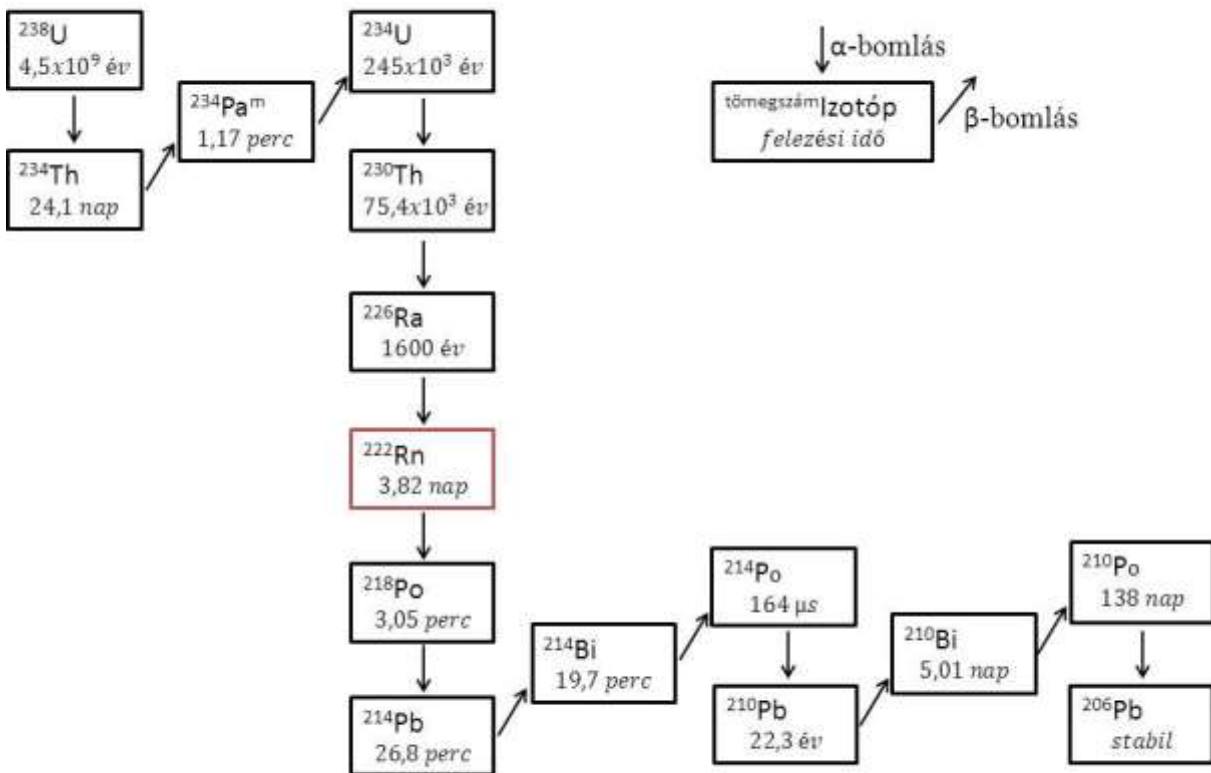
## **2.2. Radon a környezetben**

A radon 86-os rendszámú, 222 relatív atomtömeggel rendelkező nemesgáz. A Henry-törvény szerint oldódik vízben és más oldószerekben, különösen apoláros szerves oldószerekben. Zárt elektronhéjai miatt kevésbé reakcióképes, ennek következtében nagyon mobilis elem. Természetes körülmények között nem alkot vegyületeket. Oldhatósági tényezője a hőmérséklet függvénye (Bányász & Mócsy, 2005).

### 2.2.1. Radon keletkezése, általános jellemzők

Három radon izotóp fordul elő a természetben, mindegyik egy radioaktív sor tagja. Az aktinon ( $^{219}\text{Rn}$ ) az aktínium bomlási sor eleme. Az  $^{235}\text{U}$  izotóparánya a természetben az  $^{238}\text{U}$ -hoz képest 0,7%. Emiatt és rövid felezési ideje miatt (3,9 s) az aktinon mennyisége a természetben elhanyagolható. A toron ( $^{220}\text{Rn}$ ) a tórium bomlási sorában található, felezési ideje szintén rövid (55,6 s). A radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) az urán bomlási sorában található. A három radon izotóp közül a radon-222 található meg legnagyobb mennyiségben a természetben. A  $^{222}\text{Rn}$  közvetlenül a rádiumból ( $^{226}\text{Ra}$ ) keletkezik, alfa-bomlással, és maga is alfa-bomlással bomlik tovább polónium ( $^{218}\text{Po}$ ) izotóppá 5,5 MeV energia kibocsátása mellett, felezési ideje 3,82 nap. A radon után keletkező bomlástermékeket a radonnal együtt radonsornak nevezzük (1. ábra- piros kerettől). A radonsorban található leányelemek mindegyike alfa-, vagy béta-bomlással bomlik, sokszor gamma fotonok kibocsátása kíséretében. Az uránsor ezen részét a radonhoz képest nagy felezési idejű  $^{210}\text{Pb}$  zárja le. A sor a stabil  $^{206}\text{Pb}$ -mal ér véget.

A radon viszonylag hosszú felezési ideje miatt a talaj mélyebb rétegeiből, illetve a talajszemcsékből a szemcséközi térbe, vagy a levegőbe és a vizekbe képes jutni.

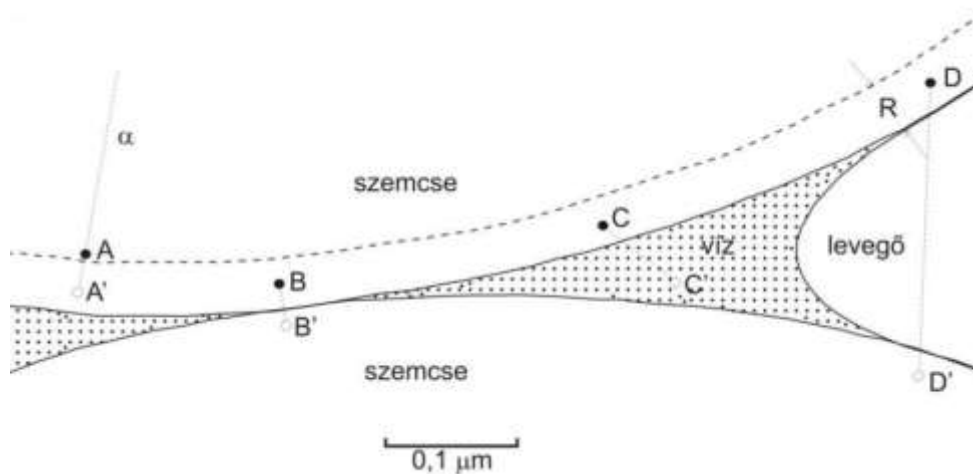


1. ábra. A  $^{238}\text{U}$  bomlási sora. A piros keret a  $^{222}\text{Rn}$ -sor kezdetét jelöli.



### 2.2.2. Radon a környezetben: talajban, kőzetben, vízben és levegőben

Az urán és a rádium eloszlása a litoszférában egyenetlen. A talajban és a kőzetekben lévő rádium, bomlása révén, folyamatos radon utánpótlásnak tekinthető. Az anyaelem bomlásakor a kristályrácsban keletkező radon legfőképpen visszalökődés által kerülhet a pórustérbe (Tanner, 1980), ezt nevezzük radonemanációnak. Az emanáció folyamatának modelljét Tanner, 1980-ban dolgozta ki (2. ábra). A modell abból indul ki, hogy a rádium atomok különböző pozícióban lehetnek jelen a szemcsében. A 2. ábrán 2 db rádium tartalmú ásvány szemcsét látunk, közöttük talajlevegővel és a szemcsék érintkezési pontjainál kapilláris vízzel. A rádium atomok egyrészt a kőzetszemcsék belsejében, másrészt a szemcsék felületén helyezkednek el (2. ábra. A, B, C, D). A rádium bomlása során keletkező radon atom ellentétes irányban lökődik vissza a kibocsátott  $\alpha$ -részecskéhez képest. R jelöli azt a maximális távolságot a szemcsétől, amit a radon visszalökődése során meg tud tenni. A radon által megtett úthossz függ a közeg sűrűségétől, amin áthalad: 20-70 nm ásványokban, 0,1  $\mu\text{m}$  vízben és 63  $\mu\text{m}$  levegőben. Az atom helyzetétől függően négy eltérő esetet különböztetünk meg. „A” jelöli azt az esetet, mikor a keletkezett radon atom nem jut ki a szemcséből. A „B” esetben a radon egy másik szemcsébe kerül át. „C” esetben a radon a kapilláris vízbe jut ki a szemcséből és a „D” esetben a radon kijut a szemcséből és a talajlevegőn át a másik szemcsébe érkezik. Hogy a keletkezett radonnak hány százaléka jut a pórustérbe, az emanációs együttható határozza meg. A radonemanáció vizsgálata során három esetet különböztetünk meg 1) a direkt visszalökődés, ha a radon atom a pórustérbe érkezik meg, 2) az indirekt visszalökődés, amely során az atom behatol egy másik szemcsébe és ott fejezi be az útját. Ez az eset nem része a radonemanációnak. Valamint 3) a diffúzió. Az „A”, „B” és „D” esetekben ugyanis a radon csak molekuláris diffúzió révén kerülhet be a pórustérbe.



2. ábra. A radonemanáció modellje. (Tanner 1980 után).

A radonemanációs együttható értéke általában 0,5% és 70% között változik. Számos tényező befolyásolja; a rádium atom, azaz a bomlás helye a szemcsében (Schumann és Gundersen, 1996), szemcsebevonat jelenléte (Gundersen és Schumann, 1989), ásványszerűlések (Rama és Moore, 1984) talaj porozitása, permeabilitása, nedvességtartalma, valamint szemcseméret eloszlása. Ha a pórustér valamilyen mértékben vízzel telített, nő a radonemanáció, mert a kapilláris víz elnyeli az újonnan keletkező atomok visszalökődési energiáját és benntartja a radon atomot a pórustérben, ahonnan az kidiffundálhat a pórusközi tér levegővel töltött részeibe (Tanner, 1980, Stranden et al., 1984, Nazaroff és Nero, 1988).

A talajpórustérben a radon, nemesgáz szerkezete miatt mobilis, diffúzióra, migrációra képes. A radon útját a felszín alatt több tényező befolyásolja. Ilyen talajtulajdonságok a porozitás, nedvességtartalom, talajszerkezet és a permeabilitás. Fontosak még a meteorológiai tényezők, mint a nyomáskülönbség és a hőmérséklet.

A pórusközi térbe kijutott radon mozgását a talajban két fizikai folyamat határozza meg alapvetően, a diffúzió, ami a koncentrációkülönbségen alapul, és a pórusokat kitöltő közeg (folyadék, gáz) mozgása, amely magával viszi a radont (advekción). Ha a radon elég mély rétegben keletkezik, 3,82 napos felezési ideje miatt kisebb az esélye annak, hogy kijut a levegőbe. Mégis, mivel a radon migrálni képes a talaj és kőzetek repedésein és a pórustéren belül, eljuthat felsőbb talajrétegekbe is, ahonnan a légkörbe is kijuthat. A radon atmoszférába való kerülését radonexhalációnak nevezzük.

A póruslevegő radontartalmát talajgáz radonkoncentrációjának nevezzük, átlagos értéke 10-60 kBq/m<sup>3</sup> között van, ami geológiai és szerkezeti tulajdonságoktól függ. A

radonkoncentráció a mélységgel változik, melyet több tényező befolyásol. A talajgáz radonkoncentráció méréseket általában 0,8-1 m mélységben szokták elvégezni (IAEA, 2003).

Számos kutatásban kimutatták, hogy a felszín alatti vizek radon aktivitáskoncentrációja a talaj és kőzetek urán és rádium tartalmának következménye (pl. Akerblom és Lindgren, 1996; Banks et al., 1998, Przylibski, 2000; Przylibski et al., 2004; Cosma et al., 2008, Onishchenko et al., 2010). A magyarországi forrásvizek radontartalmát az 1-1000 Bq/l tartományban mérték (Kasztovszky, 1996, Halász, 1999, UNSCEAR, 2000, Nagy, 2006, Eröss et al., 2012, Freiler, 2016). A forrásvizek radonkoncentrációjának értéke világviszonylatban is hasonlóképpen alakul, szakirodalmi adatok szerint a gránit és gneisz alapkőzeten fakadó forrásvizek radontartalma 23-1400 Bq/l (Banks et al., 1998, Horváth et al., 2010, Przylibski, 2000, Cosma et al., 2008, Vinson et al., 2009).

Mivel a radon elsődleges forrása a talajban és a kőzetekben található rádium, ezért a felszín alatti üreges képződményekben, pl. barlangokban, bányákban, pincékben felhalmozódhat (UNSCEAR, 2000, Csige, 2008, Nagy et al., 2012). A hazai barlangok éves átlagos radonkoncentrációja 0,3-20 kBq/m<sup>3</sup> tartományba esik (Hakl et al., 1997a).

### **2.3. Radon egészségügyi hatásai**

Az Európai Bizottság által támogatott kutatások kimutatták, hogy a beltéri levegőben 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 kimenetelő rákbetegségek 2%-a (Darby et al., 2005, WHO, 2009).

Az ivóvíz radontartalma a rendelkezésre álló adatok szerint kisebb egészségügyi kockázattal jár. Az USA Környezetvédelmi Hivatala szerint ennek radontartalma következtében évente 168 rákos haláleset történik. Az esetek 89%-ában a vízből beltérben felhalmozódó radon okoz tüdőrákot és 11%-ban az ivóvíz fogyasztása következtében gyomorrák alakul ki (EPA, 1999).

Az  $\alpha$ -részecskék ionizációs képessége fajlagosan nagy, hatótávolságuk szilárd anyagban kicsi, néhányszor 10  $\mu\text{m}$  (Köteles, 1994). A külső  $\alpha$ -sugárzás egészségügyi kockázata igen alacsony, hiszen a bőr felső elhalt rétege elnyeli az  $\alpha$ -részecskét, ezért csak a szervezetben belüli, elsősorban tüdő sejtjeit közvetlenül érintő sugárzás nevezhető veszélyesnek.

A radonnal kapcsolatos egészségügyi kockázatot nem közvetlenül a nemesgáz radon, hanem  $\alpha$ -sugárzó bomlástermékei okozzák. Ha a radon a lélegzés során a tüdőbe jut, ki is lélegezzük.

Azonban a radon rövid felezési idejű bomlástermékei ( $^{218}\text{Po}$ ,  $^{214}\text{Pb}$ ,  $^{214}\text{Bi}$ ,  $^{214}\text{Po}$  -1. ábra) fémionok, képesek a levegőben lévő aeroszolok felületéhez kötődni, amelyek a belégzés során az aeroszolok méretétől függően különböző mélységekig jutnak el a tüdőben. A tüdőben megtapadnak a hámsejtek felületén, főként a hörgők elágazásaiban. Tehát 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, WHO, 2009). A nagyobb beltéri aeroszol koncentráció növeli a radon leányelemek tüdőbe jutási valószínűségét, ezért a dohányosok (a passzív dohányosokkal együtt) fokozott veszélynek vannak kitéve, hiszen a radon leányelemei a füstben található aeroszolokra is kiülnek (Mócsy, 2009, Köteles, 2002, Fehér és Deme, 2010). A lakóépületekben végzett epidemiológiai felmérések eredményeinek tanúsága szerint a tartós beltéri radon-expozíció már  $100 \text{ Bq/m}^3$  nagyságrend esetén is statisztikailag jelentősen megnöveli a tüdőrák kockázatát (2013/59/EURATOM).

Az  $\alpha$ -sugárzás hatása lehet; 1.) az a molekula, vagy sejt károsodik, amelyben a sugárzás elnyelődik, pl. DNS, membránrendszer, vagy 2.) nagy reakcióképességű szabadgyökök keletkeznek, amelyek a sejt molekuláit képesek megváltoztatni - bystander hatás, mely során olyan sejtek is sugárválaszt mutatnak, melyekre nem hatott direkt sugárterhelés, azaz sejt szinten a sugárzásra adott biológiai válasz az emberi szervezetben továbbterjed.

A DNS molekulát ért sugárzás hatására DNS-törések jöhetnek létre a bázispárok közötti másodlagos kötések felhasításával. A szervezet rendelkezik ugyan önjavító mechanizmussal, azonban bizonyos mérték felett visszafordíthatatlan károsodás megy végbe, melynek következtében kromoszóma mutáció, rákos daganatok képződése, vagy akár a sejt elhalása is bekövetkezhet (ICRP, 1991).

#### **2.4. Radonnal kapcsolatok szabályozások és határértékek Magyarországon**

Magyarországon az Atomtörvény végrehajtási rendelete, a 16/2000 sz. Egészségügyi Minisztérium Rendelet foglalkozik a sugárvédelmi előírásokkal. Ez a rendelet részben átvette az ICRP-60-as és az ICRP- 65-ös (radonra vonatkozóan) ajánlások alkalmazását (ICRP, 1991, 1993).

Ezen kívül a 2013/59/EURATOM irányelv 57. cikke (Radon a munkahelyen)  $300 \text{ Bq/m}^3$ -nél határozza meg a munkahelyi beltéri radonkoncentráció vonatkoztatási szintjét, melynek túllépéséről tájékoztatnia kell a Bizottságot.

A 46/2003. (IV. 16.) Parlamenti döntés a Nemzeti Közegészségügyi Programmal együttműködésben a Nemzeti Környezet-egészségügyi Akcióprogram keretein belül kidolgozási és végrehajtási tervet készített a lakosság radon-expozíciótól származó kockázatának becsléséhez. Ezen belül az ország radontérképének elkészítéséhez szükséges vizsgálatok megtervezése, a mérési módszerek kidolgozása és a kivitelezés előkészítése a feladat.

A 96/2009. (XII. 9.) Parlamenti döntés a Nemzeti Környezetvédelmi Programmal együttműködésben előírja az országos radontérkép elkészítését, a szabadban és az épületeken belüli radon aktivitáskoncentráció mérését és olyan építőanyagok használatának korlátozását, amelyek emelkedett dózist okozhatnak.

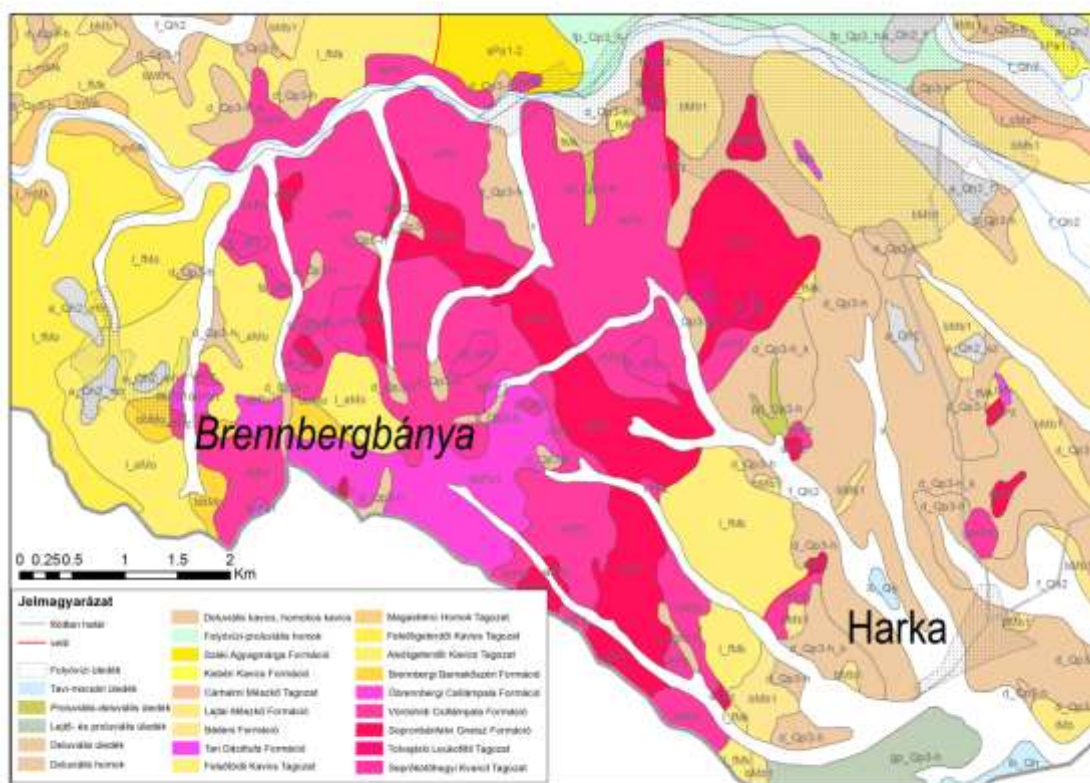
A 2013. december 5-én megjelent Euratom BSS (Basic Safety Standard 74. cikkelye szerint (Beltéri radon-expozíció) a levegőben mért éves átlagos aktivitáskoncentráció vonatkoztatási szintje nem haladhatja meg a  $300 \text{ Bq/m}^3$  értéket.

Az Európai Bizottság ajánlása a radon ivóvízben mérhető koncentrációjának referencia értékére  $100 \text{ Bq/l}$ , e koncentrációérték alatt nincs szükség intézkedésre (European Commission, 2001). Országoként eltérő azonban az ivóvízben maximálisan megengedhető radonkoncentráció. Finnországban például  $300 \text{ Bq/l}$ , Svédországban és Írországban  $100 \text{ Bq/l}$ , Csehországban  $50 \text{ Bq/l}$  és Oroszországban  $60 \text{ Bq/l}$  (Voronov, 2003) A 201/2001. (X. 25.) Kormányrendelet „Az ivóvíz minőségi követelményeiről és az ellenőrzés rendjéről” 2015. november 28-án érvénybe lépő rendelete szerint, ha a radon koncentrációja meghaladja az  $1000 \text{ Bq/l}$ -t, sugárvédelmi alapon és további mérlegelés nélkül szükséges a korrekciós intézkedések megtétele.

### **3. A Soproni-hegység vizsgált területeinek bemutatása**

A Soproni-hegység már az 1800-as évek elején felkeltette a kutatók figyelmét, ugyanis a legrégebbi magyar kőszénbánya a Sopron melletti Brennberg területén feküdt. Ekkor azonban a figyelem még a kőszéntelepés rétegsorra irányult (Fülöp, 1990). Vendel Miklós végezte a metamorf kőzetek első korszerű kőzettani vizsgálatát és térképezését (Vendel és társai, 1974). A Soproni-hegység megismerésében rendkívül sokat köszönhetünk Kisházi Péternek és Ivancsics Jenőnek, akik kőzettani vizsgálatok elvégzésével leírták a soproni csillámpala és gneisz formáció különböző változatait, térképezték a kristályospala rögök területét és meghatározták a kőzetek keletkezési körülményeit (Kisházi & Ivancsics, 1987a,

b, 1989). Később Lelkesné Fehérvári Gyöngyi és Francesco Paolo Sassi új genetikai következtetéseket vontak le vékonycsiszolatok vizsgálata alapján (Lelkes-Felvári et al., 1981). A Mecseki Ércbánya Vállalat által végzett ritkaföldfém kutatások eredményeit Fazekas Via és Kósa László írta le (Fazekas et al., 1975). A 90-es évek végén Török Kálmán a pre-alpi és az alpi hegységképződés eseményeit vizsgálta (Török, 1996; 1998, 2001). A Soproni-hegység az Alpok kristályos övének legkeletibb részén terül el, 54 km<sup>2</sup>-es területének ¼-e Ausztriához tartozik. A hegységet több település veszi körül, mint Brennbergbánya, Ágfalva, Sopron és Harka.



3. ábra. Soproni-hegység vizsgált területének fedett földtani térképe (MÁFI 1:100000-es fedett földtani térképe alapján).

A 3. ábrán látható térképet a Magyar Állami Földtani Intézet 2005-ben kiadott 1:100000-es fedett földtani térképe alapján készítettük. A térkép a doktori munka során érintett területet (rózsaszín árnyalatai) mutatja be. A fő vizsgált formáció típusok, a Magyar Rétegtani Bizottság által elfogadott besorolása szerint:

- Óbrennerbergi Csillámpala Formáció
- Vöröshídi Csillámpala Formáció
- Sopronbánfalvi Gneisz Formáció

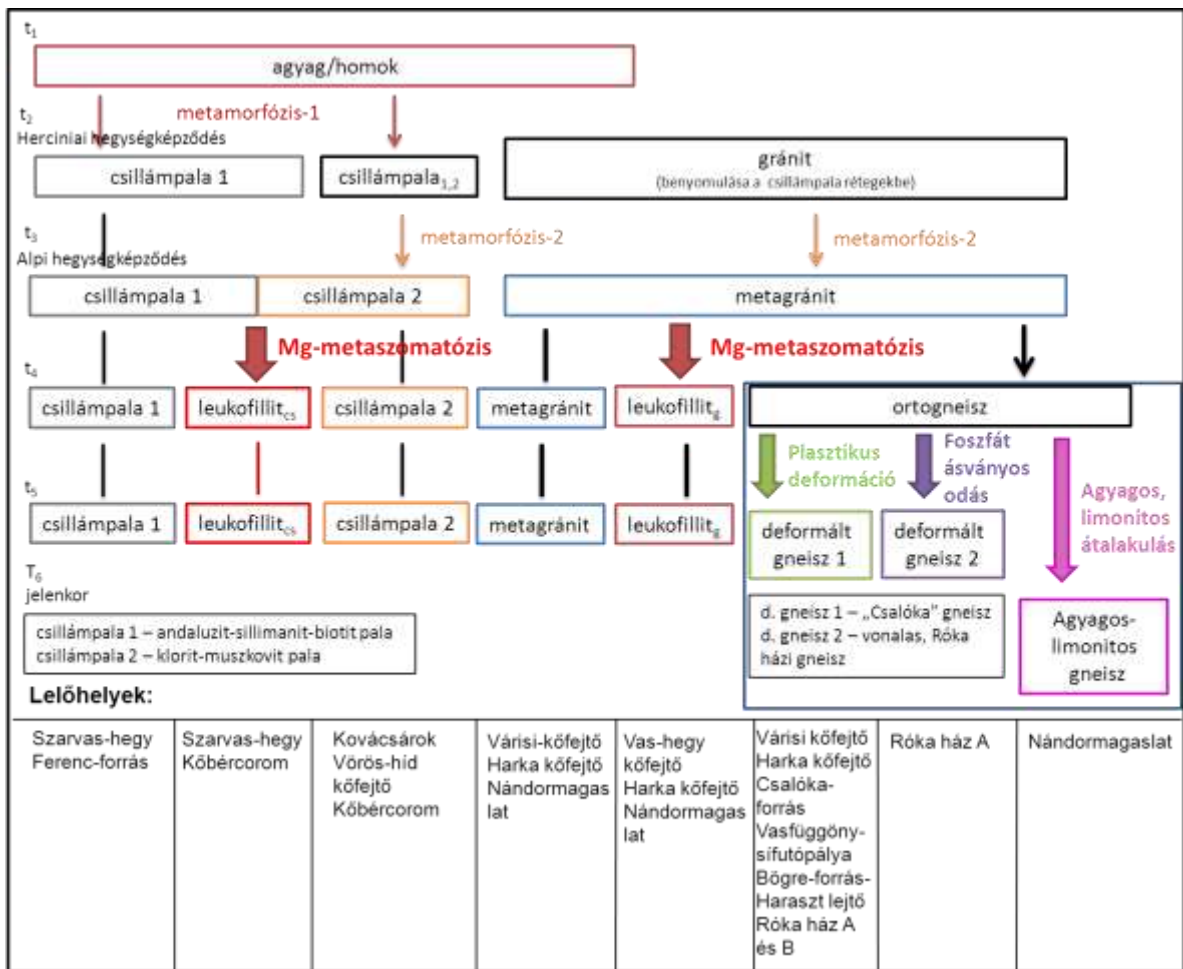
- Füzesárki Fehérpala Formáció
  - Tolvajárki Leukofillit Tagozat
  - Seprőkötőhegyi Kvarcit Tagozat

A Soproni-hegység kristályospala képződményei főként nagy- és közepes fokon metamorfizálódott csillámpalából, gneiszből (és alárendelten amfibolitból) épül fel (Lelkes-Felvári et al., 1983, Kisházi & Ivancsics, 1987a, b, 1989).

A hegységképződés során a Soproni Kristályospala összlet takarós szerkezetben alakult ki. Legfelül a magasabb metamorf fokú andaluzit-sillimanit-biotit, disztén-kloritoid és kloritoid-muszkovit pala váltakozásából álló Óbrennbergi Csillámpala Formáció települ. Ez alatt a retrográd metamorfózist szenvedett klorit-muszkovit pala, a Vöröshídi Csillámpala Formáció található, majd a Soproni Gneisz Formáció következik, alatta ismét a Vöröshídi Csillámpala Formáció, az áttolódási síkokon a fehér színű, palás leukofillittel. A csillámpalák üledékanyaga az ópaleozoikumból származik. A kora hercyni hegységképződés során regionális metamorfózist követett egy gránitos magma benyomulás, feltehetően a hercyni hegységképződés fő fázisában. Ezt követte az alpi hegységképződés során takarószerkezet kialakulása és a gránit gneisszé alakulása, a csillámpala retrográd metamorfózisa, valamint a töréses szerkezetalakulás (Fülöp, 1990).

A dolgozatban főként a gneiszek különböző változatainak, típusainak vizsgálatával és kisebb hangsúllyal, a csillámpalákkal és leukofillitekkel foglalkozom, így ezeket mutatom be az alábbiakban részletesebben.

A 4. ábrán a hegység metamorf fejlődéstörténetét mutatom be vázlatosan. „t” időpillanatokra és a kialakult közettípusokra bontva.



4. ábra. A Soproni-hegység metamorf fejlődéstörténetének sematikus ábrája és alul az egyes kőzetminták lelőhelyei.

### 3.1. Főbb kőzettípusok bemutatása

#### 3.1.1. Csillámpalák

A soproni csillámpala a Soproni Kristályospala összlet legnagyobb felszíni elterjedésű egysége. A formáció ásvány- és kőzettani szempontból változatos, ennek ellenére mégis egy egységes üledékes rétegösszlet regionális, majd szakaszos és szelektív retrográd metamorfózisa révén keletkezett (4. ábra –  $t_1$  időpillanat). Az eredeti üledékes rétegösszlet agyagból, aleurolitből és alárendelten homokkőből állhatott. A csillámpalák felépítésében amfibolit fáciesű, andaluzit-sillimanit-biotit pala együtt található a disztén-(kloritoid-) muszkovit palával, illetve a kloritoid-muszkovit palával. Ezek alkotják az Óbrennbergi Csillámpala Formációt. A formáció nagyobb részét képviseli a klorit-muszkovit pala, amely a Vöröshídi Csillámpala részét képezi (Fülöp, 1990).



### 3.1.2. Gneiszek

A Sopronbánfalvi Gneisz Formáció eredete a variszkuszi hegységképződés idején a már korábban regionális metamorfózist szenvedett csillámpala összetettebb nyomuló, illó anyagokban szegény, anatektikus eredetű gránitintrúzióhoz köthető (4. ábra –  $t_2$  időpillanat). A gránit eredeti szövetét módosította az alpi regionális metamorfózis, melynek köszönhetően a gránit nagy nyomású, közepes fokú átalakulást szenvedett. A dinamometamorfózis egyenetlenül érte az egykori intruzív kőzettestet ezért különböző kőzetváltozatok keletkeztek (4. ábra –  $t_3$  időpillanat): a nagy mozgási pályáktól távolabb eső részeken volt a legkisebb az átalakulás mértéke, itt őrződött meg legjobban a gránitos jelleg és a legtöbb biotit maradt változatlanul. Az ilyen kőzeteket nevezzük *metagránitnak* (Kisházi & Ivancsics, 1989; Fülöp, 1990, Török, 1998).

Erős nyírásos tektonikai igénybevétel során jött létre a típusos Sopronbánfalvi Gneisz (4. ábra –  $t_4$  időpillanat). Az irányított nyomás következtében csökkent a szemcseméret, és a szövet fokozatosan irányítottá vált – ezt a kőzettípust szokták „soproni típusú gneiszként” is emlegetni. Az irányított nyomás különböző területeken kisebb, vagy nagyobb mértékben érvényesítette hatását, így a kőzet szövege foliáltságának, irányítottságának szempontjából eltérő kőzeteket találhatunk a hegység különböző területein. Az ortogneisztől (soproni típusú gneisz – enyhe irányítottság) egészen a vonalas (erős deformáció – vonalas megjelenés), szemes gneiszig (erős deformáció – szemes jelleg) találhatunk gneisz változatokat.

A Sopronbánfalvi Gneisz Formációt uralkodóan középszemű muszkovitgneisz alkotja, mely a nándormagaslati kőfejtőben feltárt kőzettípus alapján kapta nevét. Ásványtani szempontból a Sopronbánfalvi Gneisz fő építőeleme a kvarc. A szilikátásványok közül legfontosabb a földpát, a muszkovit és a biotit. A földpát kisebb-nagyobb mértékben albitként van jelen, gyakoriak az albitikrek. Az általánosan elterjedt muszkovithoz képest a biotit jelenléte változó. Járulékos ásvány az ilmenit, rutil, titanit, pirit, limonit, gránát. (Kisházi & Ivancsics, 1989; Fülöp, 1990).

### 3.1.3. Leukofillitek

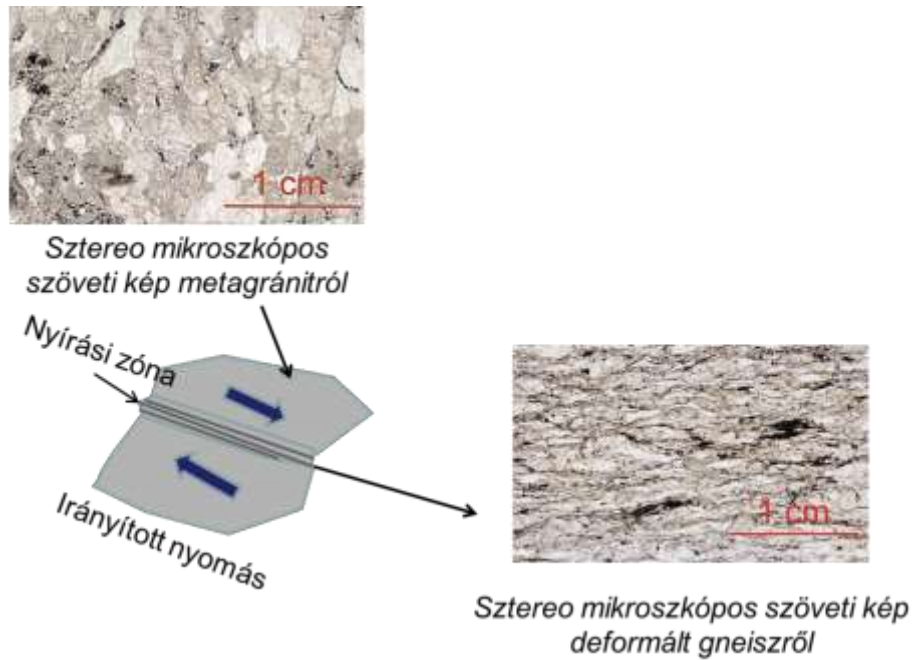
A Füzesárki Fehérpala Formáció Tolvajárki Leukofillit Tagozatába tartozó leukofillitek az alpi magasnyomású metamorfózis során kialakult kőzettípus. Hófehér színű és erősen palásodott, leveles textúra jellemző rá. Megjelenése a gneiszeken és csillámpalákon belül

jellemző. Fő ásványai a kvarc, leuchtenbergit és a muszkovit. Kialakulását a 3.2.2. fejezetben részletesen bemutatom.

## **3.2. Radioaktivitás szempontjából fontos másodlagos kőzet-fluidum átalakulások**

### **3.2.1. Plasztikus deformáció, vagy milonitosodás**

A hegységben több feltárásban fordul elő az ún. *deformált*, vagy *milonitos gneisz*. Ez a kőzettípus a plasztikus deformáció folyamata során alakult ki irányított nyomás hatására, nagy hőmérsékleten (>250 °C) a nyírási zónákban, ahogy ez az 5. ábrán is látható (4. ábra – t<sub>5</sub> időpillanat). A plasztikus deformáció egy olyan kőzetátalakulási folyamat, melynek során a kőzet szerkezete és kisebb részben ásványos összetétele megváltozik. A kőzetszemcsék összetöredeznek és a nagy nyomás hatására összetömörülnek. Végeredményben egy irányított szövetű kőzet keletkezik. Deformációval megváltozik a kiindulási kőzet mikroszerkezete, porozitása, átteresztőképessége és kémiai összetétele. Ezek a változások hatással vannak a kőzetben lévő egyes elemek, pl. <sup>238</sup>U mobilitására, ezen keresztül annak koncentrációjára. A szerkezetbeli változás befolyásolja a radonkibocsátás mértékét, a radonemanációt is. Az ásványok szemcseméretének csökkenése jellemző a milonitra a folyamat lezajlása során. A szemcseméret csökkenés hatására az uránatomok egy része kikerülve a szemcsékből szabaddá válhat, új kémiai kötéseket létesíthet, vagy az áramló fluidumok elszállíthatják azokat. A milonit típusú kőzetek a deformáció következtében nagyon egyenetlen szerkezetűek, a szemcsehatárok síkokat alkotnak a kőzetekben. Ezek a szerkezeti tulajdonságok segítik az ásványok kioldódását és az oldatok migrációját (Gundersen et al., 1991). A folyamat sematikus ábrája látható az 5. ábrán. A deformáció metagranitból vagy gneiszből indul ki, melynek sztereo mikroszkópos szöveti képe az ábra bal oldalán látható. Az egyenetlen eloszlású szemcsék (szürkével jelölt rész az 5. ábrán) a nyírási zónában összetöredeznek, végül az ábra jobb oldalán látható irányított szöveti kép alakul ki, melyben a csillámok és a földpátok jól elkülönülő sávokat alkotnak.



5. ábra. A Plasztikus deformáció sematikus folyamatábrája. A szürke sokszögek az eredeti kőzettestet jelölik, amely lehet metagránit, vagy gneisz. A kék nyilak reprezentálják az irányított nyomást.

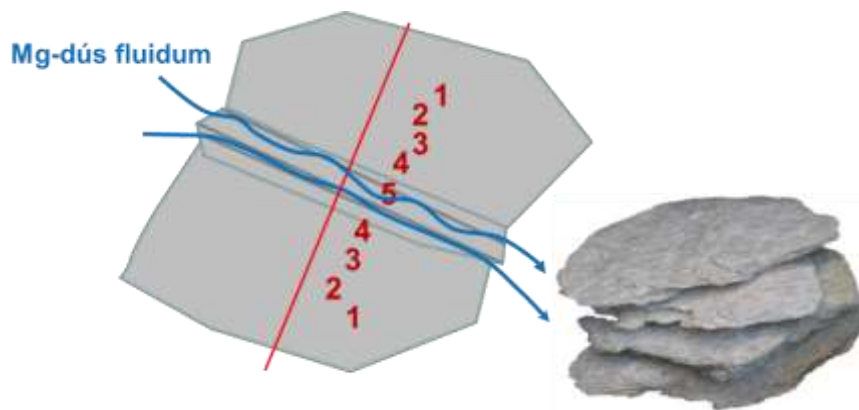
### 3.2.2 Fluidum migrációs események – Mg-metaszomatózis és foszfát ásványosodás

Ásványkémiai mérések és a fluidumzárványok vizsgálata alapján három fluid migrációs esemény zajlott le az Alpi metamorfózis során a gneiszben (Török, 2001).

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

2. Fluidumok bizonyos területeken, a nyírási zónában **Mg-metaszomatózist** okoztak (4. ábra –  $t_4$  időpillanat). A folyamatot mutatja a 6. ábra. A fluidumzárványok vizsgálata azt mutatja, hogy a folyamat közepes és magas sótartalmú fluidumok miatt zajlott le. Az ortogneisz fokozatos átalakulása leukofillitké, azaz a Mg-metaszomatózis már régebb óta ismert folyamat a Soproni-hegységben (Kisházi & Ivancsics, 1989). Az átalakulási zóna mérete néhány méter. Vékonycsiszolatok vizsgálata alapján öt zónában írták le az ortogneisz átalakulási fázisait a leukofillitig. Az öt zónában bemutatott események ásványkémiai változásokat reprezentálnak. Első zónának tekintjük a kiindulási kőzetet, mely a tömeges ortogneisz kvarccal, albittal, K-földpáttal, fehér csillámmal, biotittal és gránáttal (6. ábra.

szürkével jelölt közetrészt). A második zónában a fluidum a gránát és a biotit hiányát okozza, ezt a kialakult közetet K-földpát gneisznek nevezzük. Harmadik zónában kialakul az albit gneisz, ahol a K-földpát tűnik el. A negyedik zónában kialakult közettípus a muszkovit-kvarc pala (alkalmanként flogopittal), itt az albit hiánya jellemző az előző zónához képest. Az ötödik és utolsó zóna a leukofillit, Mg-klorittal, muszkovittal és kvarccal, kianittal, vagy anélkül (6. ábra. palás, sok csillámmal jellemezhető közet). A folyamatról általánosságban elmondható, hogy 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 metaszomatózis kiindulhat gneisz és csillámpala kőzetekből egyaránt (Török, 2001).

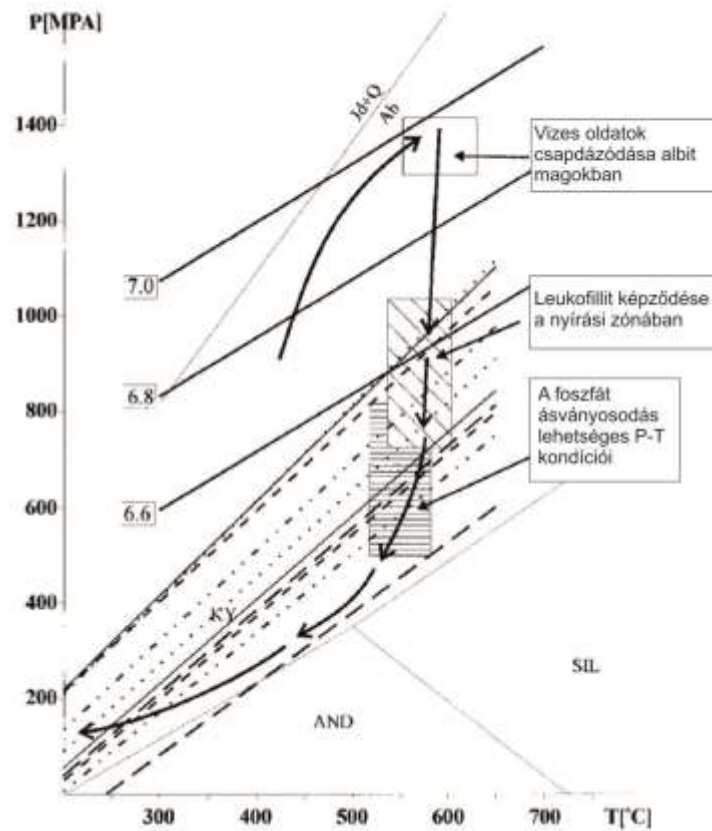


6. ábra. A Mg-metaszomatózis folyamatának sematikus ábrája. Szürkével a kiindulási közettömeg látható, amelyen a Mg-dús fluidumok átáramlanak. Piros számokkal az 5 zóna van jelölve, az átalakulási zónától legtávolabbi 1-es jelzi a kiindulási közettípust, az 5-össel jelölt leukofillitig. Az ábra jobb oldalán egy palás leukofillit kőzetminta látható.

3. A leukofillitekben helyenként tapasztalható gyenge foszfát mineralizáció, másnéven **foszfát ásványosodás**, amely a magas sótartalmú (Mg, Al, Sr, Pb és P) fluidumoknak tulajdonítható (

4. ábra –  $t_5$  időpillanat). Ezen fluidumok hatása térben erősen korlátozott volt, mert a mineralizáció mentes leukofillitek Ca, Sr, Pb Al és P tartalma nem változott (Török, 2001). A folyamat 450–730 MPa nyomáson és 550–600 °C-on mehetett végbe, ahogy a 7. ábra is mutatja. A folyamat azért lehet jelentős radioaktivitás szempontjából, mert, ahogy a 2.1. fejezetben említettem, a foszfátokhoz gyakran emelkedett urán-, és tóriumkoncentráció

kapcsolódhat, illetve ez lehet az oka a hegységben már korábban leírt tóriumos ritkaföldfém ásványosodásnak (Fazekas et al., 1975, Nagy & Árkai, 1999; Török, 2001).

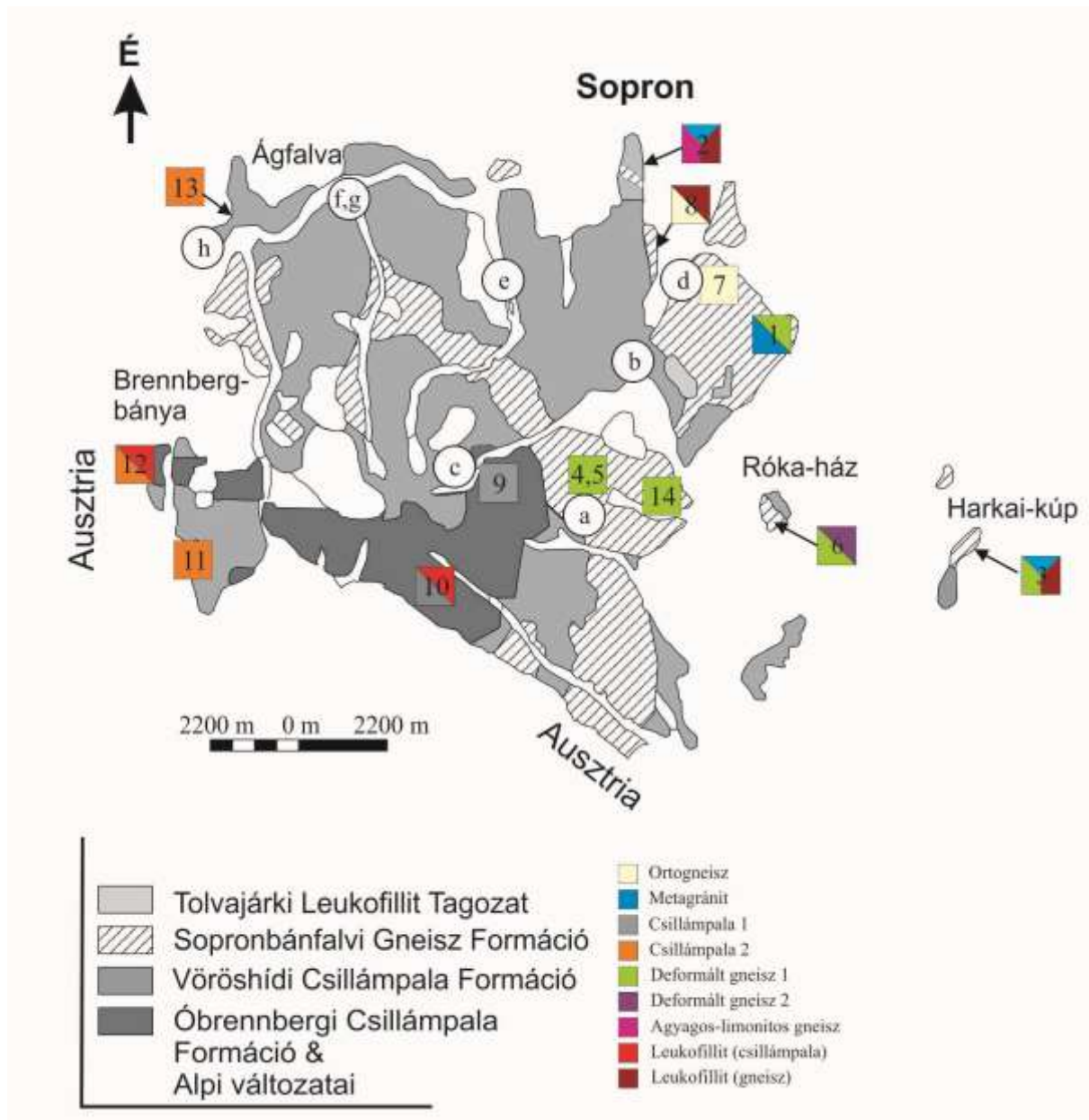


7. ábra. Az alpi retrográd metamorfózis során történt fluid migrációs események P-T diagramja (Török, 2001 után).

### 3.2.3. Agyagos-limonitos átalakulás

Agyagos-limonitos átalakulás ment végbe a hegységben pl. a Nándormagaslat területén, ahol a sárgás-szürkés színű mállott közettörmelék vékony, pár cm-es repedések mentén jelenik meg (4. ábra –  $t_6$  időpillanat), melyet a kőfejtő oldalában több méter hosszan, horizontális irányban végig lehet követni. A vas és mangán oxid-hidroxid szerepe ismert a rádium és az urán megkötésében, ezért tulajdonítunk különleges szerepet az agyagos-limonitos átalakulásnak a Soproni-hegység természetes radioaktivitása szempontjából.

### 3.3. A radioaktivitás szempontjából fontos, vizsgált területek bemutatása a Soproni-hegységben



8. ábra. Mintavételi és mérési pontok a Soproni-hegységben. Számokkal a kőzetmintavételi helyek szerepelnek, betűkkel pedig a forrásvíz mintavételi pontok vannak jelölve. Színekkel a megmintázott kőzettípusok szerepelnek.

Kőzetmintavételi pontok: 1.) Várisi-kőfejtő; 2.) Nándormagaslat; 3.) Harkai kúp; 4.) Csalóka-forrás; 5.) Vasfüggöny sífutópálya; 6.) Róka ház; 7.) Deák-kút; 8.) Vas-hegy kőfejtő, 9.) Ferenc-forrás; 10.) Szarvas-hegy; 11.) Kovácsárok; 12.) Kőbércorom; 13.) Vörös-híd; 14.) Bögre-forrás és Haraszt-lejtő

Vízmintavételi pontok: a.) Csalóka-forrás; b.) Pedagógus-forrás; c.) Ferenc-forrás; d.) Deák-kút; e.) Természetbarát-forrás; f.) Manninger-forrás; g.) Béla-forrás; h.) Dr. Fehér Dániel-forrás

A 8. ábrán számokkal jelöltem a kőzetmintavételi pontokat. A térképet a MÁFI 1:10000-es földtani térképe alapján készítettem, csak a vizsgált kőzettípusokra leszűkítve. A gneisz területek az ábra keleti részén található É-D irányban, illetve látható egy nyugati irányú benyomulás a csillámpala közepébe (vonalasan színezett terület). A két fajta csillámpala a nyugati részen körbeveszi a gneiszt. A mintavételi pontok természetes kőfejtőket jelentenek, ahonnan esetenként szálkőzetből, esetenként törmelékből gyűjtöttük a mintákat. A csillámpala típusú kőzeteket a 9-13 pontokban mintáztuk (9-10 Óbrennbergi Formáció, 11-13 Vöröshidi Formáció, a Sopronbánfalvi Gneisz egyes típusait pedig az 1-8 + 14-es pontban).

A vízmintavételi pontokat betűkkel jelöltem, a forrásokról készített fényképeket a 9. ábrán mutatom be.

### **3.3.1. Kőzetek előfordulásai**

#### **3.3.1.1. Gneiszek**

##### **1) Várisi-kőfejtő (VÁR)**

Igazi *metagránit* a Soproni-hegységben csak szórványosan, kisebb foltokban található. Legszebb előfordulása a Károlymagaslat ÉK-i szélén, a Várisi-domb jelenleg már felhagyott kőfejtőjében van, ahol a D-i főfal egy sávjában jelenik meg átmenetesen egy kissé irányítottabb szövetű gneisztípussal együtt. A metagránitos részekben találhatóak csillámpala zárványok, melyek mérete jellemzően 2-3 mm. Uralkodóan muszkovitból és biotitból állnak, ritkán a gránát is előfordul (Kisházi & Ivancsics, 1989).

##### **2) Nándormagaslat (NM)**

Jellegzetes gneisz feltárást találunk a ma már felhagyott nándormagaslati kőfejtő oldalában. Itt a gneisz középszemű muszkovitgneiszként jelenik meg. Ebben a kőzettípusban nagyon kevés színes elegyrész található. A kőzet vékonyabb-vastagabb pados kifejlődésű, a vastagabb padokban kissé durvább szemű és kevésbé palás, azaz irányított szövetű, a vékonyabb padokban valamivel apróbb szemű – keskeny sávokban olykor *milonitosan* egészen aprószemű és erősen irányított megjelenésű. A kőfejtő tetején és É-i oldalán leukofillitet találunk (Kisházi & Ivancsics, 1989).

### **3) Harkai kőfejtő (HK)**

A Harkai kúp azért érdekes terület, mert a metagránittól a deformált gneiszen át egészen a leukofillitig megtalálhatóak a kőzettípusok.

### **4) (5; 13; 14) Csalóka-forrás (CSF) és Vasfüggöny sífutópálya (DU), Bögre-forrás (BF) és Haraszt-lejtő (HL)**

A nándormagaslati irányított szövetű deformált gneisztípushoz hasonlít a **Csalóka-forrás**nál törmelékben található gneisz is. A forrástól 500 m-re DNy-i irányban található a Vasfüggöny sífutópálya útbevágódása mentén egy kőzetkibukkanás, ahol ugyanezt az irányított szövetű deformált gneisztípust lehet szálkőzetből megmintázni. A Bögre-forrás és a Haraszt-lejtő területén ugyanezt a kőzettípust tudjuk megmintázni törmelékből.

### **6) Róka ház (RH)**

Különálló gneisztípust képvisel az apró szemű, gyakran makroszkóposan vonalozottságot mutató kőzeféleség, mely a Róka házi domb csúcsán található. Jellemző rá a nagyfokú kihengereltség, mely egyfajta blaszomilonitot hozott létre. A kvarcsemek erősen megnyúltak, folyásszerű megjelenést mutatnak, másrészt foltosan vagy sávosan apróra törtek. Ezt a gneisztípust vonalas gneiszként emlegetjük.

A földpátok itt gyakran orsó alakúak, melyek szemcse, vagy szemcsecsoport alakzatot alkotnak és ez szemesgneisz jelleget ad a kőzetnek. E szemeket folyják körül a kvarc, muszkovit, biotit szemcséi szalagos szövetet eredményezve (Kisházi & Ivancsics, 1989).

A vonalas és szemes gneisztípust egyaránt mintáztuk a Róka ház területén, a vonalas gneiszeket törmelékből, de a szemes gneiszt egy feltárásban (bombatölcsér) szálkőzetből. A bombatölcsér és a vonalas gneisz lelőhelyek egymáshoz közel, egymástól kb. 20-30 m-re helyezkednek el.

### **7) Deák kút (DK)**

A Deák kúti felhagyott kőfejtőben aprószemű muszkovit gneiszt találhatunk. Ez a kőzet erősebben-gyengébben palásodott, ebből adódóan jobban hasonlít a nándormagaslati gneiszhez, mint a várishihoz.

### **8) Vas-hegy kőfejtő (Vas)**

A Vas-hegyen a gneisz-leukofillit átmenet figyelhető meg a káliföldpát gneisztől a leukofillitig.



### 3.3.1.2. Csillámpalák

#### 9) (10) Ferenc-forrás (Ff), Szarvas-hegy (SzH)

Az andaluzit-sillimanit-biotitpalák legnagyobb előfordulása az országhatár közelében a Szarvashegy és Brennberg közötti sávban található. A Szarvas-hegyen a csillámpalák mellett leukofillitet is mintázhattunk egy útbevágódásban szálkőzetből.

#### 11) Kovácsárok (KOÁ)

A disztén-kloritoid-muszkovit palák legszebb előfordulása a Kovácsárok nyugati völgyoldalában található, ahol disztén-muszkovit palával váltakozva fordul elő.

#### 12) Kőbércorom (KBO)

A csillámpalák közül az óbrennbergi Kőbércorom K-i oldalában együtt tanulmányozhatjuk disztén-kloritoid-muszkovit pala, a kloritoid-muszkovit pala és a disztén-leuchtenbergit-muszkovit kvarcit közettani kifejlődését, ezek az Óbrennbergi Csillámpala Formáció részét képezik. Ezek a kőzetfajták általában sötétszürke színűek, helyenként sávos megjelenésűek – a világosabb sávok nagyobb kvarc és földpát tartalmúak (Fülöp, 1990).

#### 13) Vörös-híd kőfejtő (Vör)

A klorit-muszkovit palák a Vörös-híd kőfejtő oldalában tanulmányozhatók (Kisházi & Ivancsics, 1987). Ez a kőzetfajta szürke színű, palásságot mutat és gyakoriak benne a gránát szemcsék.

### 3.3.1.3. Leukofillitek

*Leukofillitet*, azaz kvarc-leuchtenbergit-muszkovit palát a Soproni-hegységen belül több különböző területen találhatunk. Megjelenése a nagy kőzettömegek mozgási pályái mentén jellemző, gneiszen belül és csillámpalában is találhatunk. Ez utóbbi gyakran halvány zöldesszürke színű. Leukofillitet találhatunk gneiszben a nándormagaslati volt Ady mozival szemben, a Vas-hegy kőfejtőben, és csillámpalában a Szarvas-hegy mentén, a Kőbércorom oldalában és a Vas-hegy kőfejtőben.

### 3.4. A vízmintavételi pontok bemutatása

A Soproni-hegység forrásainak vizsgálata az 1950-es évekig nyúlik vissza. A források megismerésében legnagyobb szerepet Dr. Firbás Oszkár, Jabláczy Sándor, Dr. Vitális György és Führer Ernő játszották (Jabláczy és Firbás, 1956; Firbás, 1963; Führer, 1978, 1979). Később a Nyugat-Magyarországi Egyetem Erdőmérnöki Karának Vízgazdálkodási Tanszékén Gribovszki Zoltán és Gyimóthy Géza foglalkozott a Soproni-hegység térinformatikai alapú forráskataszterének elkészítésével (Gyimóthy, 2006).

A vizsgálandó források kiválasztásakor szempont volt Aros 2003-ban készült szakdolgozata, melyben 19 db forrás radontartalmát mérte meg és kimutatta, hogy a Csalóka-forrás vizének radontartalma a legnagyobb (~225 Bq/l). A doktori munka során célunk volt megvizsgálni, hogy honnan ered a forrás nagy radontartalma. Ehhez nemcsak a radont, hanem fizikokémiai paramétereket és vízkémiai paramétereket is vizsgáltunk. Eközben merült fel az igény, hogy több környéki forrás vizsgálata is megtörténjen. Ezzel az volt a cél, hogy a területről pontosabb képet kapjunk, a források mért paraméterei összehasonlíthatóvá váljanak, és ezzel az anomáliát jobban tudjuk értelmezni. A források kiválasztása előtt retrospektív kutatást végeztem, azaz megkerestem a fellelhető soproni források múltban vizsgált és mért paramétereit, valamint ezeket összesítettem.

A 8. ábrán említett, kiválasztott forrásokról készült fényképet a 9. ábrasorozaton mutatom be. A források betűjelei megegyeznek a korábbi ábrán bemutatottakéval (8. ábra).

A **Csalóka-forrás** (9/a. ábra) a Soproni-hegység déli részén a volt mucki őrshöz közel, az Iker-árokban helyezkedik el. A forrás nevét bizonytalan elötörési helyéről kapta. Foglalása 1961. május 10-én, 11-én történt, amelyről Firbás Oszkár 1963-ban azt írta, hogy ennek eredményeképp a forrás vándorlása megszűnt. A forrás vízhozama akkoriban átlagosan 2,3 l/perc volt (Firbás, 1963). Mára azonban a forrás vízhozama lecsökkent és a víz a régi forrásfoglalás felett, kb. 1,5 m-re, szivárgás formájában jut a felszínre.

A **Pedagógus-forrás** (9/b. ábra) a Fűzes-árokban, a Kecske-patak völgyében található. A szivárgó víz egy idős hegyi juhar gyökerei között tör elő és jut a Kecske-patakba.

A **Ferenc-forrás** (9/c. ábra) az egyik legrégebb óta ismert forrás, a Kecske-patak völgyében a Fűzes-árok felső részén található. Korábban, az ötvenes, hatvanas évek környékén vizét szivattyúzták és a mucki határőrs szolgálati épületeinek vízellátására használták. A 90-es évektől a határőrs megszűnésével vize ismét szabadon folyik a Kecske-patakba.

A **Deák-kút** (9/d. ábra) a Károlymagaslat keleti lábánál ered. A patkó alakú falazat mögött a völgyfenéken egy, mintegy 120 m hosszú dréncső gyűjti össze a vizet a Károly-magaslat, Vas-hegy és Klastrom-hegy felől.

A **Természetbarát-forrás** (9/e. ábra) korábbi neve Orvosi-forrás, mely az 1931-32-es kolerajárvány idejéből ered, a lakosság tiszta, fertőzésmentes vizet innen tudott venni. 1950-ben a Természetbarátok Turista Egyesület újította fel. A forrás a Tacsai-árok meredek keleti oldalából nagy vascsövön távozik a forrásaknából és jut a Szalamandra-tóba. Vízugyűjtő területe a Fáber-rét és környéke.

A **Manninger-forrás** (9/f. ábra) a Rák-patak bal partján az Ifjúsági tábor régi bejáratánál helyezkedik el. A forrást a közelben eltemetett Manninger Vilmos professzorról kapta, vize közvetlenül a patakba jut.

A **Béla-forrás** (9/g. ábra) a hegyvidék egyik legfiatalabb forrása, 1992-ben készült a foglalása. A Tolvaj-árok alsó részén helyezkedik el a Soproni Természetjáró Szövetség faháza közelében.

A **Dr. Fehér Dániel-forrás** (9/h. ábra) Görbehalom előtt a Brennbergi út mentén helyezkedik el, vize a Hidegvíz völgyből érkező Rák-patakot táplálja. A forrás szintje a patak szintje felett 40 cm-re van.





9. ábra. A megmintázott forrásokról készült terepi felvételek.

### 3.5. Természetes radioaktivitás felmérések a hegységben

A Soproni-hegységben a radiometrikus kutatások már az 1900-as évek közepén megkezdődtek, ám ekkor még az uránkutatási célok voltak előtérben. Komplex, áttekintő uránkutatás folyt a területen; részletező radiológiai/gamma radiométeres, radiohidrogeológiai, metallometriai, emanációs, fúrásos kutatás, árokmélyítés/felvételezés. 1959-ben elkészítették a Soproni-hegység radiohidrogeológiai térképét és a kristályos palákon anomális urán-, rádium- és radonkoncentráció értékeket mértek. Megállapították, hogy a Soproni-hegység vizeinek radonkoncentráció háttere magasabb, mint az ország többi

hegyvidékén mérhető háttér. Radon és urán anomáliát mutattak ki a Ferenc-forrás és a Csalóka-forrás területén (MÉV jelentés, 1959). Autós gamma mérések során több anomális területet különítettek el, mint a Tolvaj-árki anomália, Házhegy árok környéki anomália, Róka ház környéki anomália és a Tacsai-árok környéki anomália csoport (MÉV jelentés, 1968). Azonban ekkoriban még a kutatási eredmények mennyisége kevésnek bizonyult ahhoz, hogy egyértelműen kijelenthessék, hogy ipari mennyiségű urán áll rendelkezésre a területen, ezért 1968-ban felújították a hegységgel kapcsolatos vizsgálatokat. 1969-ben kezdődtek meg a ritkaföldfémekre vonatkozó kutatások. Az eredmények szerint a Házhegy-árok-Szarvas-hegy területén, részben a Füzes-árok felső szakaszának területén található ritkaföldfém tartalmú kőzetek felszíni törmelékben, illetve patakhordalékban. Egy elszigetelt monacitos területrész is azonosításra került a Kecse-patak völgye átfordulásának területén, a Pedagógus-forrásnál. Kimutatták továbbá, hogy a tórium-ritkaföldfém dúsulások a klorit-muszkovit palák disztén-leuchtenbergit tartalmú képződményeihez kötődnek. (Fazekas és társai, 1975; MÉV jelentés, 1976).

A nándormagaslati kőfejtő oldalába mélyített mesterséges vágatban kap helyet a mai MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Geodéziai és Geofizikai Intézet Sopronbánfalvi Geodinamikai Observatóriuma, aminek beltéri magas gamma aktivitását már az 1960-as évek elején is vizsgálták (MÉV jelentés, 1964). Bebizonyították, hogy a nagy gamma-aktivitást az Observatórium levegőjében található igen nagy radontartalom okozza. Következő lépésként a kutatás célja volt, hogy megtudják, a radon milyen módon jut be a levegőbe; magas radonexhalációjú kőzetest közelsége, tektonikai zóna közelsége, vagy ércetest közelsége. Eredményeik közt szerepel, hogy hasonló nagyságrendű radioaktív anomáliát az országban más helyen addig nem mértek, azonban az anomália származását nem tudták megállapítani, ugyanis a vizsgálatok idejére a táró falát betonnal beburkolták, az üde kőzet sehol sem volt hozzáférhető, továbbá nem állt rendelkezésre földtani dokumentáció a táró kihajtása során feltárt kőzetekről. Kőzetminták vizsgálatából 0,01% U-tartalmú kőzetet találtak, de az anomália megmagyarázását továbbra is fenn álló problémának tekintették (MÉV jelentés, 1964). A Sopronbánfalvi Geodinamikai Observatóriumban a mai napig folyik a radonkoncentráció mérése egy AlfaGuard radonmonitorral (Mentes, 2012; 2015). Az Observatórium levegőjének radonkoncentrációja nyáron elérheti akár a 600-900 kBq/m<sup>3</sup>-t is.

2007-ben Spaits doktori disszertációjában, az épített környezetben lévő természetes radioaktív izotópok vizsgálatával foglalkozott Sopronban és környékén, és megbecsülte a lakosokat érő dózist, mind a külterületek háttérsugárzását, mind a lakóépületek sugárzás

viszonyait figyelembe véve. Nyomdetektoros radonkoncentráció-méréseket is végzett lakásokban, különös figyelemmel a salakos lakások és a Nándormagaslat környéki lakások mérésére. 24 házban történt mérései szerint a Nándormagaslat körzetébe tartozó házakban akár anomálishan nagy beltéri radonkoncentráció is mérhető, 96-2051 Bq/m<sup>3</sup> (Spaits, 2007), a legnagyobb értékek többszörösen meghaladják a ma érvényben lévő 300 Bq/m<sup>3</sup>-es referencia értéket.

2011-ben szakdolgozatomban a Soproni-hegység 6 területéről (3 gneisz és 3 csillámpala alapkőzetű terület) gyűjtött talaj és kőzetmintákat vizsgáltam fajlagos rádium, tórium és kálium aktivitáskoncentráció és radonexhaláció szempontjából (Freiler, 2011). Dolgozatomban meghatároztam a két fő kőzettípus átlagos fajlagos izotóptartalmát. A nándormagaslati kőfejtőben gyűjtött kőzetminták vizsgálatával az Observatóriumban mérhető nagy radonkoncentráció kialakulásának okára kerestük a választ. Elsősorban a területen lejátszódott földtani folyamatok és az emelkedett radontartalom között kerestük a kapcsolatot, és így a Mg-metaszomatózis hatását vizsgáltuk a kőzetminták rádium és urán koncentrációjára, illetve radon exhalációjára. A folyamat során keletkező leukofillit palás szerkezetű, ezért ez a kőzettípus nagy radonexhalációs együtthatóval rendelkezik és alapkonceptiónk szerint emiatt képes lenne a barlang nagy radonkoncentrációját biztosítani. Ám nem találtunk ilyenfajta összefüggést a folyamat egyes szakaszaiban kialakult kőzetminták vizsgálata alapján; a kezdő (gneisz) és végső kőzettípus (leukofillit) rádium és urántartalma hibahatáron belül azonos. Ezért e területnek a megismerése továbbra is nyitott kérdés maradt számunkra.

## **4. Vizsgálati módszerek**

### **4.1. Szilárd minták mintavétele (kőzetminták)**

A Soproni-hegységben hat területről vettünk (149 db) kőzetmintát a doktori munka folyamán (8. ábra). A kőzetmintákat lehetőség szerint szálkőzetből gyűjtöttük, ám bizonyos esetekben, pl. Csalóka-forrás, Szarvas-hegy területén, ahol szálkőzetet nem tudtunk mintázni, a mintákat törmelékből gyűjtöttük. Minden mintavételről jegyzőkönyv készült, melyben részletesen tárgyalom a mintavételi körülményeket. Általában egy területről egy ún. mintavételi napon gyűjtöttünk kőzetmintákat, bizonyos esetekben, amikor indokolt volt, az adott területen megismételtük a mintavételt egy másik mintavételi alkalommal.

Az egyes mintavételi napokhoz tartozó mintákat minden esetben D-betűvel kezdtük, majd egy számmal folytattuk (1-11-ig), mely a mintavételi alkalom sorszámára utal. Példaként D1- a Csalóka-forrásnál töltött kőzetmintavételi nap, míg D11- a Szarvas-hegy körbejárására utal. A mintavételek időpontja, a résztvevők, a gyűjtött kőzetek típusa (és vízminták), darabszámai az 5. mellékletben szerepelnek.

#### **4.1.1. Nándormagaslat kőzeteinek részletes mintavétele**

A nándormagaslati Obszervatórium kőzeteinek vizsgálata volt a legrészletesebb, ugyanis ezen a területen azt vizsgáltuk, hogy az Obszervatórium levegőjében kialakuló nagy beltéri radonkoncentrációnak lehet-e kőzettani oka.

A Nándormagaslatról származó mintákat négy ütemben gyűjtöttük, első alkalommal 2004. májusban témavezetőim gyűjtöttek gneisz és leukofillit mintákat, majd 2011-ben közösen végeztünk mintavételt. Ezek vizsgálata 2011-ben a mesterképzésben benyújtott szakdolgozatomhoz kapcsolódva történt meg. Mindkét mintavételi alkalommal a Mg-metaszomatózis hatásának vizsgálata a radonkibocsátó képességre volt a cél (Freiler, 2011 MSc. szakdolgozat). Ezután a doktori munka során szintén két ütemben végeztük a mintavételt, először 2012 októberében (D8), majd 2013 áprilisában (D10).

A megmintázott terület a Geodinamikai Obszervatórium mögött található sziklafal volt (10. ábra).



10. ábra. Sopronbánfalvi Geodinamikai Obszervatórium épülete és a mögötte található sziklafal.

Egy hordozható Thermo Scientific FH 40 G-L10 radiométerrel jártuk körbe a területet és mértük a gamma dózisteljesítményt. A mintázáskor továbbra is az volt a szempont, hogy lehetőleg mind az öt metaszomatikus zónából gyűjtsünk mintát. Összesen 15 db kőzetmintát gyűjtöttünk, melyek között volt ortogneisz, leukofillit az Obszervatórium mögötti sziklafalról, illetve a Szikla utca sarkán található nagy leukofillit feltárásból, metagránit

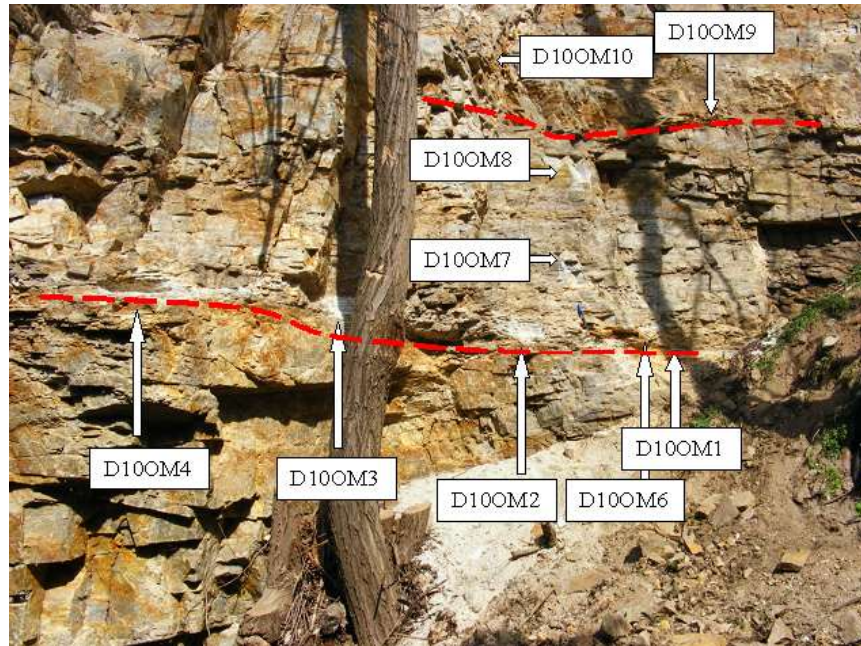
törmelékéből és mállott, vöröses-szürkés színű, agyagos tapintású törmelék, melyről a terepen nem tudtuk eldönteni, hogy leukofillit, vagy gneisz törmelék (11. ábra).



11. ábra. Az Geodinamikai Observatórium mögötti sziklafalban talált mállott, vöröses, illetve sárgás színű, agyagos közettörmelék.

A D10 mintavételi napra a D8-as kőzetminták vizsgálata után került sor, ugyanis nagy rádium értékeket ( $> 700$  Bq/kg) és radon exhalációs értékeket ( $> 90$  Bq/kg) mértünk a mállott vöröses-szürkés színű agyagos törmelékben. *(A későbbi mikroszkópos vizsgálatok eredménye szerint a mállott réteg gneisz – később: agyagos-limonitos gneisz).* Ez alkalommal a koncepció a mállott réteg megmintázása volt (12. ábra piros szaggatott vonalak), 10 db mállott, vagy kevésbé mállott kőzetmintát gyűjtöttünk az Observatórium mögötti sziklafal kőzeteiből a mállott réteg mentén, illetve ezektől felfelé és lefelé egyaránt, valamint ortogneisz, és leukofillit mintákat is gyűjtöttünk a Szikla utcai feltárásból.





12. ábra. Az Observatórium mögötti sziklafalban található mállott, limonitos rétegek (piros szaggatott vonallal) és a főbb mintavételi pontok a minták nevével.

Ahogy a 12. ábra mutatja, a mállott rétegek egymás felett helyezkednek el, amelyek között üde gneisz kőzet helyezkedik el. Az alsó vonal menti mállott réteget az Observatórium melletti baloldalon is tovább lehetett követni, ahonnan szintén két db kőzetmintát gyűjtöttünk.

#### 4.2. Vízminták vétele

A doktori munka során 2012.12.02. és 2013.10.19. között a Soproni-hegység 8 forrását monitoroztam majdnem egy éves időintervallumban (9 alkalommal). A Soproni-hegység felszín alatti vízáramlási rendszereinek megismerése és a Csalóka-forrás kiemelkedően nagy (éves átlag ~250 Bq/l) radontartalma eredetének megismerése céljából végeztük ezt a vizsgálatcsoportot. Vízmintavétel, terepi és laboratóriumi mérések történtek a Csalóka-forrás, Pedagógus-forrás, Ferenc-forrás, Deák-kút, Természetbarát-forrás, Manninger-forrás, Béla-forrás és a Dr. Fehér Dániel-forrás esetében (lásd: 9. ábra). Minden alkalomról mintavételi és mérési jegyzőkönyv készült. Vízmintavételre volt szükség a víz radontartalmának és CO<sub>2</sub> tartalmának megismerése céljából, valamint három esetben történt mintavétel vízkémiai mérésekhez is, egy őszi, egy tavaszi és egy nyári időszak után.

#### **4.2.1. Radon, CO<sub>2</sub> és vízkémiai mintavétel**

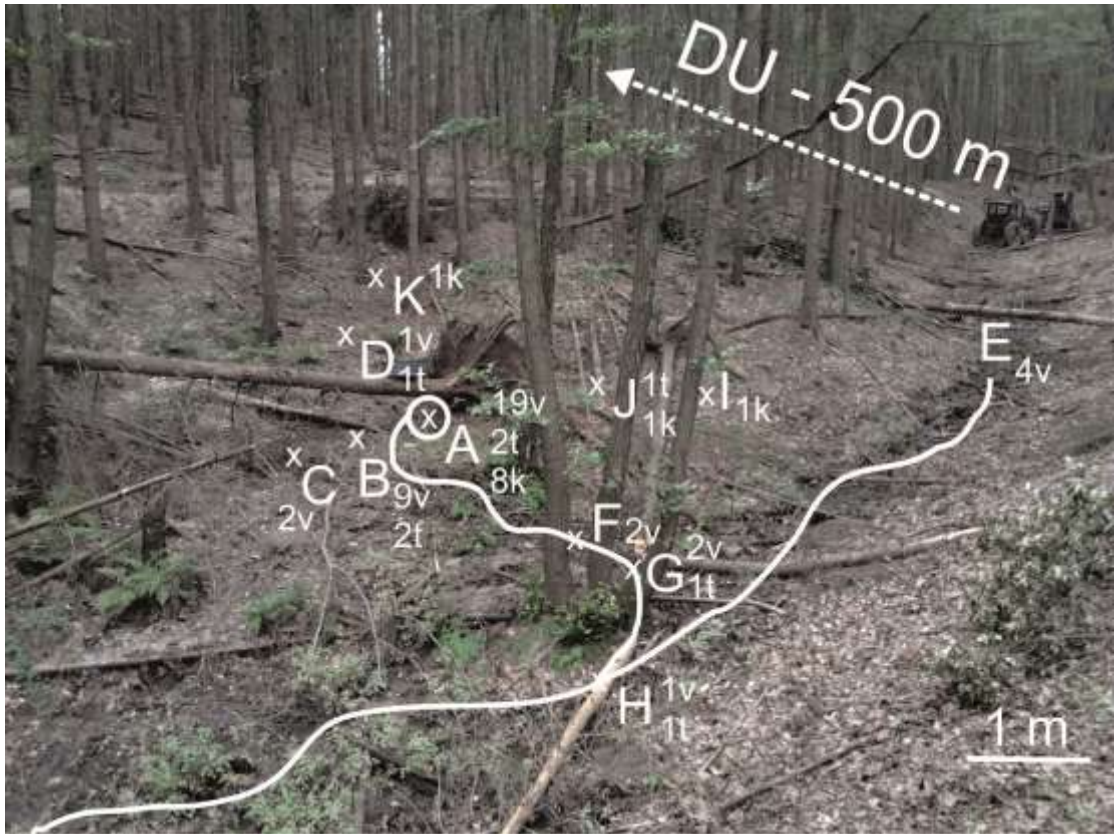
Alkalmanként minden forrásból egy darab mintát vettem radonméréshez. Ehhez a laboratóriumban egy 23 ml-es üveg küvétát 10 ml szcintillációs koktéllal, OptiFluor-O-val töltöttem fel. A terepen 10 ml vízmintát fecskendővel a küvétába engedtem. A mintát közvetlenül a csőből kifolyó vízből vettem, hogy minél kevesebb legyen a radonveszteség. A CO<sub>2</sub> méréshez buborékmentes vízmintára volt szükség. A vizet a forrásból engedtem egy 40 ml-es küvétába. Minden forrásból 2 db mintát vettem. A mintákat a mintavétel után hűtőben tároltam.

Három alkalommal vettem vízmintát vízkémiai vizsgálatokhoz: 2013.04.10-én, 2013.09.15-én és 2013.10.19-én. Ekkor másfél liter vízmintát gyűjtöttem, melyeket a mérésig hűtőszekrényben tároltam.

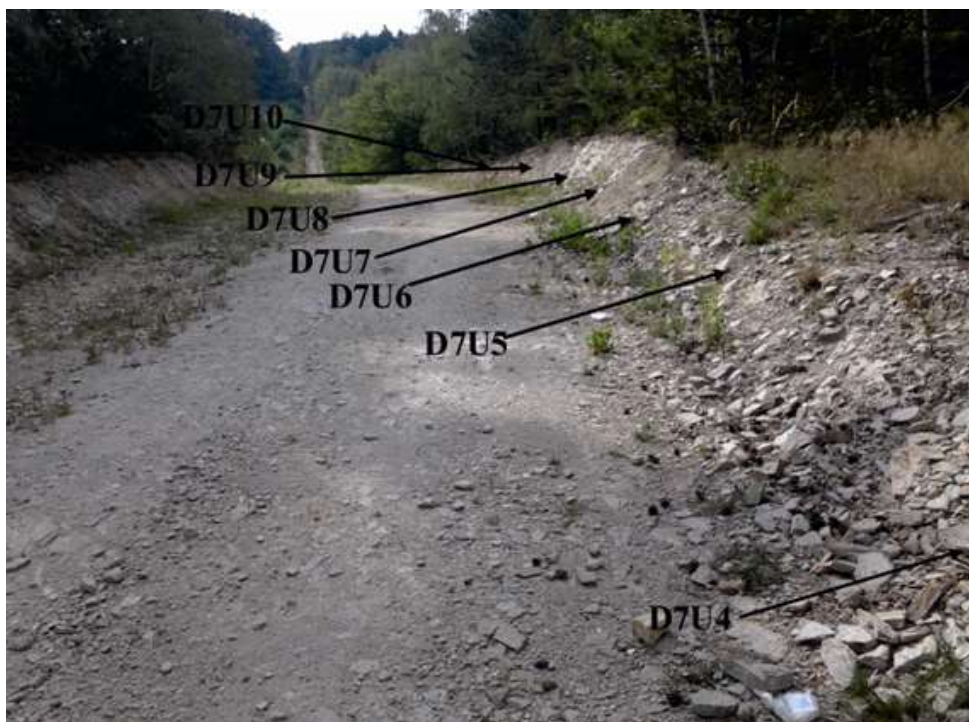
#### **4.3. A Csalóka-forrás környékének részletes mintavétele (víz, talaj és kőzetminták)**

A Csalóka-forrás vizsgálata a szakdolgozati évem során történt, ekkor 2007 és 2008 között víz és talajmintákat vettünk a forrás területéről. Ezt a vizsgálatot folytattuk tovább 2012 és 2013 között, amikor további víz-, talaj- és kőzetmintákat gyűjtöttünk a területen.

A Csalóka-forrás fő forrásfakadási pontja az A mintavételi pont (13. ábra). A forrás környékén több referencia pontot is kijelöltünk. Az A mintavételi pontból, azaz a forrás fő előtörési helyétől a víz a felszínen folyik le, amíg el nem jut egy másik állandó vízfolyáshoz, aminek lefolyását a E ponttal jelöltem; A forrás felszíni lefolyásából az F, G, H pontokban is végeztünk vízmintavételt. A B és C mintavételi pontokat ásóval hoztuk létre, ami eredetileg talajmintavételre lett kijelölve. Az ásott lyuk alján összegyűlt vízből is vettünk mintát. A kőzetminták a forrás néhány méteres környezetéből, törmelékből származnak, valamint, a Vasfüggöny sífutópálya útbevágódásából, szálkőzetből. Ez utóbbi területet azért választottuk ki, mert terepi megfigyelések alapján azonos kőzettípus található itt szálkőzetként, mint a Csalóka-forrás környékén törmelékben.



13. ábra. A Csalóka-forrás 20 m-es környékén a mintavételi pontok egymáshoz viszonyított helyzete. „v” jelöli a vízminták, „t” a talajminták, „k” a kőzetminták számát az adott pontból.



14. ábra. Vasfüggöny sífutópálya (DU) mintavételi hely és a minták származási helyei.

#### 4.4. A kőzetek mintaelőkészítése

A minták többségéből gamma spektroszkópiás és RAD7 radondetektoros vizsgálatokat végeztünk. Ehhez a kőzeteket az ELTE TTK Közettan és Geokémiai Tanszékének Litoszféra Fluidum Kutató Laborjának (LRG) gyémánt betétes kőzetvágóján henger alakúra vágtam (15. ábra). Sok esetben egy kőzetmintából két darab henger készült, ügyelve arra, hogy amikor irányított szövetű a kőzetminta, a szálirányra merőlegesen és párhuzamosan is készüljön minta.



15. ábra. Mintaelőkészítés után a henger alakúra vágott kőzetminták.

A minták átmérőjét, magasságát, tömegét és a rajtuk elvégzett vizsgálatokat minden mintavételi pontról külön-külön a mintaelőkészítési jegyzőkönyvben rögzítettem.

Egyes kőzetmintákból **vékonycsiszolatot** is készítettem szintén az LRG laboratóriumában, hogy mikroszkópos és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok elvégzése is lehetővé váljék. A vékonycsiszolatok kb. 30-40 mikron vastagságúak.

Három darab nándormagaslati mintán **nedves és száraz szitálást** végeztem, hogy megtudjuk, melyik szemcseméret frakcióban dúsulhatnak a radioaktív izotópokat tartalmazó ásvány szemcsék. A szemcseméretetek a következők: teljes minta, 2 mm feletti frakció, 2 mm – 0,5 mm közötti, 0,5 mm - 64  $\mu$ m közötti és 64  $\mu$ m alatti szemcseméret frakció.

## 4.5. Szilárd minták vizsgálati módszerei

### 4.5.1. Gamma spektroszkópiás mérések - fajlagos izotóp aktivitás

A gamma spektroszkópia módszere alkalmas arra, hogy egyes izotópok fajlagos izotópkoncentrációját, illetve aktivitását meghatározzuk.

Méréseimet az ELTE TTK Atomfizikai Tanszék GC1520 - 7500SL típusú HPGe detektorával végeztem, ami egy nagy tisztaságú germánium félvezető detektor. A rendszer a 100-2800 keV közötti gamma-fotonok detektálására van beállítva, amelyeket 4096 csatornába gyűjt. 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-sugárzást, így kiküszöböli a zavaró hatásokat, a vas pedig elnyeli a gerjesztett Röntgen-fotonokat.

A kirajzolódó gamma-spektrumon a gamma-sugárzás energiája alapján határozzuk meg az adott izotópot, az adott csúcs alatti területbe érkező beütések számából pedig az izotóp aktivitását. A spektrumon adott energiáknál éles, 100 eV széles Gauss-görbe alakú csúcsokat kapunk. A gamma-foton és a detektor alapvető kölcsönhatásai a Compton-szórás, fotoeffekus és párkeltés. A spektrumon fellelhető csúcsokat a fotoeffektus során leadott energia hozza létre.

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 1. egyenletet használva kapjuk meg az adott energiához tartozó izotóp aktivitását.

$$A = \frac{T}{t \cdot \varepsilon \cdot \eta} - \frac{T_{\text{háttér}}}{t_{\text{háttér}} \cdot \varepsilon \cdot \eta} \quad (1)$$

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 [s]

- $\epsilon$  a relatív gyakoriság (az izotóp bomlása során a fotonok hányad része kerül az adott energiájú csúcsba)
- $\eta$  a hatásfok

Ebből a vizsgált minta tömegének figyelembevételével számolható a fajlagos izotópaktivitás. A görbe alatti területeket ( $T$ ) egy Spill5 nevű illesztő szoftverrel határoztam meg. A spektrumokat 24 óra alatt vettem fel.

A relatív gyakoriság értékek ( $\epsilon$ ) a NUCLIDES 2000 számítógépes adatbázisból származnak. A hatásfokot ( $\eta$ ) 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 (SiO<sub>2</sub> összetételt vettem alapul és a talajok esetén a talajok átlagos térfogattömegét, 1,45 g/cm<sup>3</sup> (Filep, 1999)). Kőzetminták esetén a sűrűséget mintánként számoltam ki a tömeg és a térfogat hányadosából, ahol a térfogat megbecsléséhez üvegedénybe merítettem a mintát, és lemértem, mennyi vizet szorított ki.

A Monte Carlo szimuláció 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 is 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 hatásfokot, ami általában 10<sup>-1</sup>-10<sup>-3</sup> nagyságrendbe esik (Épületek radioaktivitása laboratóriumi gyakorlat, mérésleírás, <http://ion.elte.hu/~akos/orak/kmod/EPR2.htm>).

#### **4.5.2. RAD7 radondetektor - fajlagos radonexhaláció meghatározása levegőbe**

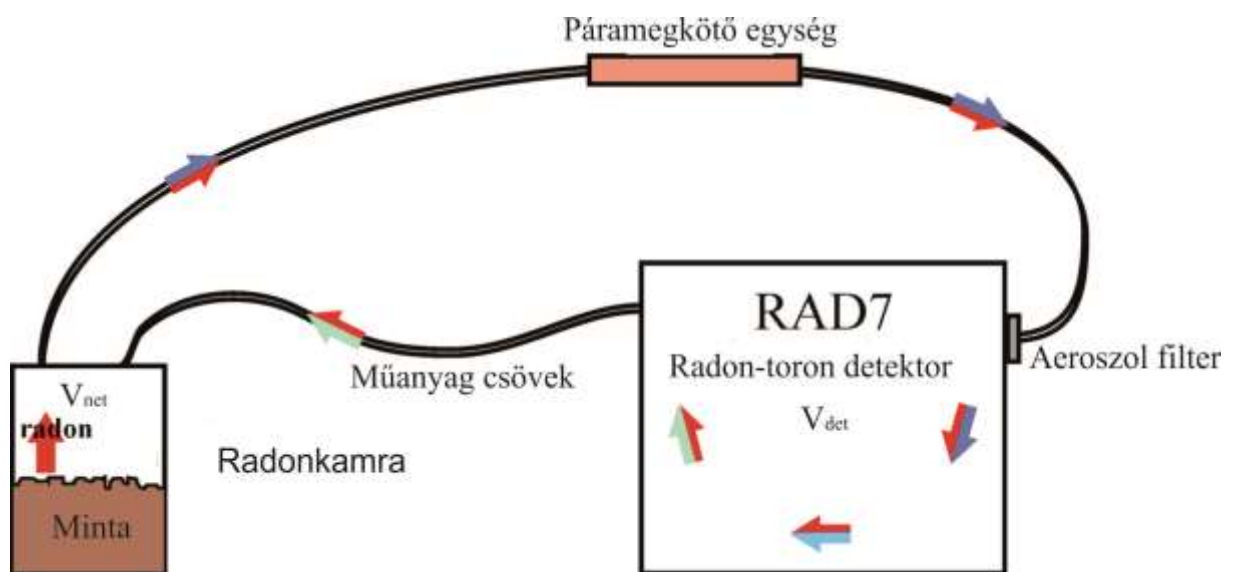
Az adott talajra, vagy közetre jellemző fajlagos radonexhaláció mennyiségét úgy definiáljuk, hogy a minta egységnyi tömegéből hány darab radon atom lép ki időegység alatt (db/s/kg = Bq/kg). Ilyenkor az exhaláció a mintából kilépő radon atomok száma egy másodperc alatt, mértékegysége db/s, amit Bq-nek fogunk egyszerűsíteni. Annak ellenére, hogy fogalmilag nem bomlásra vonatkozik, az aktivitással könnyen összehasonlítható lesz. A fajlagos érték

ilyenkor Bq/kg mértékegységű. A radonexhaláció meghatározása kicsit más. A kilépő radon atomok aktivitása másodpercenként az általunk használt mennyiség  $\lambda$ -szoros (bomlási állandó).

A talaj és kőzetminták fajlagos radonexhalációját RAD7 radondetektorral határoztam meg (Durrige, 2000). A műszer aktív térfogata 0,7 l, melyben egy beépített szilícium szilárdtest félvezető detektor található, mely az  $\alpha$ -sugárzást elektromos jellé alakítja, illetve a detektált  $\alpha$ -részecske energiája alapján meghatározza, hogy mely radon izotóp leányeleme keltette a sugárzást. A RAD7 nem közvetlenül a radon és toron bomlásait detektálja, hanem ezek leányelemeinek  $\alpha$ -bomlását, a  $^{216}\text{Po}$ -t, és a  $^{218}\text{Po}$ -t, valamint ezek bomlástermékeit. A pozitív töltésű leányelemeket a műszer félgömb alakú belsejében levő nagyfeszültség a detektor felületéhez hajtja, ahol a rövid felezési idejű leányelemek gyorsan ( $\approx 3$  perc) elbomlanak.

A detektor a 0-10 MeV-es alfa-részecskéket detektálja és a beütéseket 200 csatornába osztja be az  $\alpha$ -energia alapján. A csatornák mindegyike 0,05 MeV-es energiasávot fog át. A RAD7 négy ablakban, az A, B, C és a D ablakban számolja a beütéseket. A radon leányelemei az A ( $^{218}\text{Po}$ - 6,1 MeV) és a C ( $^{214}\text{Po}$ - 7,7 MeV) ablakban, a toron leányelemei a B ( $^{216}\text{Po}$ ) és a D ( $^{212}\text{Po}$ ) ablakban található, bomlási energiájuk szerint.

A műszer az alkalmazott protokoll (sniff) szerint a  $^{218}\text{Po}$  bomlásaiból (a radon első leányeleme) határozza meg a radon aktivitáskoncentrációját. A  $^{218}\text{Po}$  3 perc felezési idejű, így a radon bomlása után igen hamar lebomlik, ezért „friss” radonnak hívjuk. 10-15 perc alatt veszi fel a radon aktivitásának értékét, így kb. ötszörös felezési ideig kell várni, hogy beálljon a szekuláris egyensúly a  $^{222}\text{Rn}$  és a  $^{218}\text{Po}$  között. Ebből az következik, hogy a mérések első 10-15 percét el kell hanyagolnunk a kiértékelés során.



16. ábra. A RAD7-es radonexhaláció mérési elrendezése.

A mérési elrendezés a 16. ábrán látható. A kamra és a detektor műanyag csövekkel kapcsolható össze, a kamrából kiáramló levegő egy  $\text{CaSO}_4$  (+3%  $\text{CoCl}_2$ , mint indikátor) anyagú páramegkötő anyaggal megtöltött csövön, később egy szűrőn keresztül jut a radondetektorba, ahonnan a levegő újra a kamrába ér. A radonkamra egy általában 9 cm magasságú és 7 cm átmérőjű henger alakú alumínium doboz, teteje lecsavarható, gumitömítéssel ellátott a jobb szigetelés érdekében. Ezen két nyitható-zárható csap van, amelyen keresztül csövekkel a RAD7 radondetektorhoz csatlakoztatható (16. ábra)

A radonexhaláció méréseket kivitelezés szerint két nagy csoportra oszthatjuk. Az egyik az időigényesebb, de több információt hordozó feltöltődési-görbe módszer (*growth curve method*) (Jonassen 1983, Stranden 1988; Petropoulos et al., 2001; Ferry et al., 2002; Sakoda et al., 2008; Szabó, 2013; Nicolas et al., 2014), a másik az egyensúlyi módszer.

A feltöltődési-görbe módszer során a radonexhalációt a minta felett kialakuló radonkoncentráció növekedése alapján határozzuk meg. A mérés 10 napig tart és azonnal elkezdjük, amint mintát a mintatartóba helyeztük és lezártuk. A kialakuló radonkoncentrációt 30 percenként mérjük meg a háttértől ( $c_h$  - ami általában  $0 \text{ Bq/m}^3$  körüli érték) a maximum radonkoncentrációig ( $c_{max}$ ). A módszer előnye, hogy figyelembe tudja venni a mérési elrendezés nem tökéletes szigeteléséből fakadó radon eresztési, vagy veszteségi tényezőt ( $\alpha$ ) is. Ugyanis a radon eresztés következtében csökken a radon aktivitáskoncentrációja a mintatartóban a 2. egyenlet alapján:

$$A(t) = \frac{E(1 - e^{-(\lambda + \alpha)t})}{\lambda + \alpha} \quad (2)$$

Az egyenletben  $\alpha$  megadja, hogy az eresztés következtében a radon atomok mekkora hányada hagyja el a mérési berendezést egységnyi idő alatt (mértékegysége 1/s, vagy 1/h)

A radonexhalációt a továbbiakban számítások alapján kapjuk meg. A 10 napos mérés során kapott nyers eredményekre ( $c_{mért} [\text{Bq/m}^3]$ ) a Gnuplot nevű illesztő programmal a 3. egyenlet alapján görbét illesztünk (Szabó, 2013).

$$c(t) = (c_{max} - c_h)(1 - e^{-(\lambda + \alpha)t}) + c_h \quad (3)$$

Az egyenletben  $c(t)$  a növekvő radonkoncentrációt jelzi a rendszerben  $\text{Bq/m}^3$  egységben.  $c_{max}$  jelzi a több napos mérés során elért maximum radonkoncentrációt szintén  $\text{Bq/m}^3$  egységben és  $c_h$  a háttér radonkoncentrációját, azaz a felfutási görbe „nulla” pontját  $\text{Bq/m}^3$  egységben. Az illesztés eredményeképp megkapjuk  $c_{max}$  és  $\alpha$  értékét.  $\alpha$  ismeretében meghatározhatjuk a  $\gamma$  eresztési faktort a  $\gamma = \frac{\alpha + \lambda_{Rn}}{\lambda_{Rn}}$  egyenlet alapján. A módszer előnye, hogy nem szükséges előzetesen kamrákba tenni a mintákat és megvárni az egyensúlyi radonkoncentráció beálltát, hanem azonnal kezdődhet a mérés, emellett figyelembe veszi a



mérés során bekövetkező radon eresztést is. Hátránya, hogy viszonylag időigényes és kevés minta mérésére ad lehetőséget adott idő alatt (Szabó, 2013).

A radonexhaláció mérésének másik módszere az egyensúlyi módszer (*equilibrium method*) amely nem veszi figyelembe a mérés során bekövetkező radon veszteséget, de a mérés rövidebb ideig tart, és jóval több minta mérését teszi lehetővé. A doktori munka során ezt a módszert használtam, azonban feltöltődéses módszerrel ellenőriztem két radonkamra eresztési faktorát.

A talaj, illetve kőzetminták zárt körülmények között, radonkamrában helyezkedtek el három héten keresztül, mielőtt a mérést megkezdtém volna azért, hogy a szekuláris egyensúly beállhasson a kamra levegőjében kialakult radonkoncentráció és a minta radonkoncentrációja között (ez általában ötszörös felezési idő).

Minden mérés megkezdése előtt (a detektor kiszellőztetése után – purge) háttérkoncentráció mérést végeztem, általában 3x15 percen keresztül. Ekkor a RAD7 a radonkamra rácsatlakoztatása nélkül működik és a detektor belsejében levő radonkoncentráció kiszellőzik. Ezután következhet a tényleges aktivitáskoncentráció-mérés a radonkamrákkal, amely általában 4 órán keresztül tart 15 perces ciklusokban.

A kiértékelést Excel táblázatban végeztem. A műszer által számolt 15 perces ciklusokra vonatkozó értékeket átlagoltam, majd a 4. egyenletet használtam.

$$c_{lev} = c_m \left( 1 + \frac{V_{det}}{V_{net}} \right) - c_h \frac{V_{det}}{V_{net}} \quad (4)$$

Korrektíóként figyelembe kell venni, a radonkamra levegőjének felhígulását (a műanyag csövek hozzákapsolásával), valamint a labor levegőjének radonkoncentrációját, ami a háttérrel adja.

- $c_{lev}$  a kamrában kialakuló radon aktivitáskoncentráció [Bq/m<sup>3</sup>]
- $c_m$  a mért radon aktivitáskoncentráció [Bq/m<sup>3</sup>]
- $v_{det}$  a detektor és a csatlakozó csövek térfogata [m<sup>3</sup>]
- $v_{net}$  a kamra térfogata, kivonva belőle a minta térfogatát [m<sup>3</sup>]

Az exhalációt [Bq] az aktivitáskoncentráció [Bq/m<sup>3</sup>] és a kamra nettó térfogatának [m<sup>3</sup>] szorzataként határozhatjuk meg, így az  $E = c_{lev} v_{net}$  összefüggés használatos, ahol  $E$  az exhaláció [Bq],  $c_{lev}$  a kamrában kialakuló aktivitáskoncentráció [Bq/m<sup>3</sup>] és  $v_{net}$  a kamra térfogata, kivonva a minta térfogatát [m<sup>3</sup>].

Ebből a vizsgált talaj, vagy kőzetminta tömegét figyelembe véve meghatározható a fajlagos exhaláció [Bq/kg] értéke.

### 4.5.3. TriCarb 1000 - vízbe történő fajlagos radonexhaláció meghatározása

A folyadékszintillációs technika lényege, hogy olyan szcintilláló anyagot használunk, amelynek elektronjai ionizáló sugárzás hatására gerjesztődnek, magasabb energiaszintre lépnek, majd energiájukat egy fényfelvillanás közben, fotonok kibocsátásával veszítik el. Emiatt mindig szükség van egy szcintilláló anyagra, a koktétra (esetünkben OptiFluor-O). A koktél egy vízzel nem elegyedő oldat, ezért a küvettában levő folyadék a mintavétel után kétfázisú, melyben a radon nagyságrendekkel jobban oldódik, mint a vízben. A módszer lényege, hogy a bomlás során kibocsátott alfa és/vagy béta részecskék energiájukat ütközés során a primer szcintilláló anyaggal ütközve átadják annak.

A méréseket az ELTE TTK Atomfizikai Tanszékének laboratóriumában egy TriCarb 1000 TR típusú folyadékszintillációs spektrométerrel végeztem. A mintában keletkezett felvillanásokat két koincidenzába kapcsolt, egymással szemben elhelyezett fotoelektron-sokszorozó detektálja. A beérkező impulzusok energia szerint kerülnek rögzítésre.

Mivel a kutatás során a Csalóka-forrás radontartalmának eredetét is kerestük, felmerült az igény, hogy megvizsgáljuk a talajminták vízbe történő radonexhalációját is. Ehhez a kísérlethez kétszer 5g talajmintát mértünk be 5 ml víz és 10 ml szcintilláló anyag alá. Az egyik mintát különösebb várakozási idő nélkül a folyadékszintillációs spektrométerbe helyeztük és mértük a radonkoncentrációt, több mint egy napig. Három hét várakozási idő után azonban mindkét minta radonkoncentrációját lemértük. Első esetben a radon telítődési görbéjének felfutási szakasza érvényes, ekkor a meredekségből határozható meg az exhaláció ( $E = m \cdot \frac{V}{\lambda}$ ). Ahol  $E$  a radonexhaláció,  $m$  a meredekség,  $V$  a minta térfogata,  $\lambda$  a radon bomlási állandója. Második esetben pedig már a telítődés megtörtént, hiszen eltelt 3 hét. Ebben az esetben az  $E = c \cdot V$  képletből határozható meg az exhaláció, ahol  $c$  a telítődési koncentráció.

A tömeggel való osztás után  $M = \frac{E}{M}$  összefüggéssel meghatároztuk a fajlagos exhalációt Bq/kg egységben.

#### 4.5.4. CT vizsgálatok – kőzetek effektív porozitása

A Csalóka-forrástól származó kőzetmintákon CT-vizsgálatot végeztünk a Kaposvári Egyetemen. Ezzel a minták effektív (egymással kapcsolatban levő pórusok) porozitását tudhattuk meg.

A Kaposvári Egyetem Diagnosztikai Intézetében 1999-től végeznek rendszeresen élettelen anyagokon (pl. kőzetmintákon) alkalmazott kutatási és ipari felhasználás céljából CT méréseket. A Diagnosztikai Intézet, a MOL NyRt, valamint a Miskolci Egyetem Alkalmazott Földtudományi Kutató Intézetének szakemberei közösen fejlesztettek ki egy olyan berendezést, mellyel lehetővé vált olyan speciális hidrodinamikai vizsgálatok elvégzése kőzetmintákon, mellyel pl. kőzetminták 3D porozitás-eloszlását vizsgálhatjuk meg. A CT-vel összekapcsolt berendezéssel max. 460 bar és 150 °C mellett többfázisú fluidum áramlás értékeléseket lehet végezni (Földes, 2006).

A méréseket egy Siemens Somatom Plus S 40 CT-vel Földes Tamás végezte el a Csalóka-forrástól származó 9 db, előzetesen henger alakúra vágott kőzetmintán. A műszer egy nagy teljesítményű, kétfókuszú forgóanódú csövet használ, mellyel szemben 768 darab Xe gáz detektor helyezkedik el. A röntgensugár gyengül, ahogy a különböző anyagokon áthalad. Az elnyelődés függ az adott anyag tulajdonságaitól: pl. a sűrűségétől. Ha az energiaközlés állandó, a sugár elnyelődése csak az anyag tulajdonságaitól függ, amin áthalad. Ez a gyengített sugárzás éri el a detektorokat, amelyek a sugárzás intenzitásától függő elektromos jeleket hoznak létre (Földes et al., 2004).

Az adatgyűjtés úgy történik, hogy miközben a csődetektor rendszer körbefordul a vizsgált tárgy körül, a műszer több száz, vagy ezer mérést végez 1 mm-es szeletvastagsággal, majd a sugárelnyelési együtthatókhöz hozzárendeli az ún. Hounsfield skálát, melynek értékeit Hounsfield egységeknek (Hounsfield Unit, HU) nevezzük. A különböző együtthatókhöz a Hounsfield skála megfelelő értékeit hozzárendelve és ezt értékarányosan kiszínezve megjeleníthetővé válik egy 3D kép. A Hounsfield skála egy kalibrált skála, ahol a vákuum értéke -1024 a vízé pedig 0. A Hounsfield érték és a valódi sűrűség értékek között közel lineáris arányosságot találtak. Így a CT mérési adatmátrixból „vizualizált” kép úgy kezelhető, mint egy sűrűségterkép a kőzetről. Ezen a sűrűségképen jól kirajzolódnak a kőzet sajátosságai, mint a szemcsézettség, repedezettség, szedimentológiai jegyek, kőzettani változások, stb. Az egyes cellák Hounsfield értékeit a fentiek szerint két tényező befolyásolja: az egyik a cellában elhelyezkedő ásványszemcsére eső HU, és a cellára eső pórustérben a folyadék és/vagy gáz (levegő) Hounsfield értéke. Ha a kőzetet megfelelően

előkészítik, kiürítik, kivákuumozták és ezután folyadékkal telítik a CT mérés alatt, a cellákra eső effektív, azaz az adott folyadékkal vagy gázzal telíthető szabad térfogat – a cellákra eső effektív porozitás – meghatározható (Földes, 2006).

#### **4.5.5. Fénymikroszkópos és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok**

A vékonycsiszolatokat az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszéken készítettem. A vékonycsiszolatokat első lépésként digitalizáltam. Ehhez egy Nikon Eclipse LV100 POL polarizációs mikroszkópot használtam, amelyhez egy Nikon DS-F11 kamera van rögzítve. A képek készítéséhez áteső fényt és 1 Nikolt használtam. Összesen csiszolatonként 25 db fényképet készítettem, ebből állt össze a teljes kép a csiszolatról. A teljes képet az AutopanoGiga szoftverrel készítettük.

A vékonycsiszolatok további vizsgálata az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékének EDAX PV 9800 energiadiszperzív röntgen-spektrométerrel felszerelt AMRAY 1830 I/T6 típusú pásztázó elektronmikroszkópjával készült. Az elemzések során 20 kV-os gyorsító feszültséget alkalmaztunk, a primer elektronáram pedig 1-2 nA közötti volt.

A minták pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatával a bennük található olyan ásványokat azonosítottam, amelyek a radioaktív izotópokat tartalmazhatják. Ehhez a minták visszaszórt elektron képeit vizsgáltuk meg Bendő Zsolt segítségével és ezek röntgen spektrumait vettük fel. A mérés során az elektronsugár behatolási mélysége függ a sugárzás energiájától, az anyag fizikai és kémiai tulajdonságaitól és a sugárzás, illetve az anyag kölcsönhatásától. A keletkező jeleket (szekunder elektronok, röntgensugárzás, stb.) detektáljuk. A szekunder elektronok a felület topográfiájáról adnak információt, a visszaszórt elektronok pedig a minta ásványos összetételéről. A karakterisztikus röntgensugárzás segítségével elemanalízis végezhető, ám ilyen vizsgálatokat jelen munka során nem végeztünk.

#### **4.5.6. PIXE vizsgálatok**

A PIXE (Particle Induced X-ray Emission - részecske indukált röntgen-emisszió) röntgenspektroszkópián alapuló analitikai módszer. A minta atomjait töltött részecskével bombázva, az atom egyik belső elektronhéjáról kiüt egy elektront, ahol egy lyuk keletkezik. Amikor a lyuk az egyik külső elektronhéjáról betöltődik, az adott atomra jellemző karakterisztikus röntgensugárzás keletkezik (Moseley-törvény).

A mikro-PIXE méréseket Kertész Zsófia végezte az MTA Atommagkutató Intézetében. Ezekkel a vizsgálatokkal a vékonycsiszolatok fő és nyomelem összetételéről kaphatunk kvantitatív eredményeket, így a radioaktív elemek ásványi beágyazottságáról még pontosabb képet kaphatunk (Wilson et al., 2002). A PIXE olyan kis energiájú gyorsítóval van összekapcsolva, mellyel protonokból, vagy néhány esetben héliumból álló nyalábot lehet létrehozni. A 2-3 MeV-es nyaláb néhány mikrométer vastagságban hatol be a mintába elhanyagolható szóródással, roncsolásmentesen. A módszer teljesen kvantitatív és sokszor még standardizálás sem szükséges. A kimutatási határ nagyon alacsony, 1-20 ppm, így a nyomelemek is meghatározhatók, illetve térképezhetők. Nagyfelbontású 2D képet lehet előállítani ezzel a módszerrel a minta szöveti felépítéséről.

#### **4.5.7. ICP-OES (induktív csatolású plazma optikai emissziós spektrometria)**

Az induktív csatolású plazma atomemissziós spektrometria (ICP-AES), vagy más néven induktív csatolású plazma optikai emissziós spektrometria (ICP-OES) fő- és nyomelemek meghatározására szolgáló műszeres analitikai módszer. A méréseket a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet (MFGI) akkreditált laboratóriumában végeztem egy Jobin Yvon ULTIMA 2C gyártmányú induktív csatolású plazma optikai emissziós spektrométerrel. Három Nándormagaslatról származó mállott kőzetminta három szemcseméret frakcióján végeztem el a méréseket (teljes minta, 63 mikron feletti, és alatti szemcseméret tartomány). A mintákat a Geokémiai és Laboratóriumi Főosztályon lítium-metaborátos (LiBO<sub>2</sub>) feltárással készítették elő a mintaelőkészítő laboratóriumban az MFGI belső, egyedi módszere szerint (MÁFI 9.1:2001 előkészítő művelet). A méréseket szintén belső szabvány szerint végeztem (MÁFI 11.8:2012 és MÁFI 11.12:2012) és a minták fő (Al, Ba, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, P, Si, S, Sr, Ti)- és nyomelem (As, Cd, Co, Cr, Cu, Mo, Ni, Pb, V, Zn) tartalmát határoztam meg.

A módszer lényege, hogy induktív csatolású plazma segítségével gerjesztett atomokat és ionokat állítanak elő, melyek az adott elemre jellemző hullámhosszúságú elektromágneses sugárzást bocsátanak ki. Az emittált sugárzás intenzitása ad információt az adott elem koncentrációjáról.

#### **4.5.8. ICP-MS (induktív csatolású plazma tömegspektroszkópia)**

Az induktív csatolású plazma tömegspektroszkópiás (ICP-MS) vizsgálat a kőzetek teljes nyomelem tartalmának sokelemes és nagyérzékenységű meghatározására alkalmas módszer. A méréseket az MFGI Laboratóriumi Osztályán Dr. Bertalan Éva végezte egy Perkin Elmer-SCIEX ELAN DRC II ICP-tömegspektrométerrel az MFGI egyedi módszere szerint (MÁFI 11.15:2012), az előbbi módszerhez (ICP-OES) alkalmazott mintaelőkészítés után. Ezzel a módszerrel a kőzetminták nyomelem és ritkaföldfém-tartalmát határozhatjuk meg, többek között a minták U és Th tartalmát.

A módszer lényege, hogy az induktív csatolású plazma ionforrásként működik, a plazmába jutó anyag bepárlódik, atomizálódik, majd az atomok ionizációs energiájuktól függően ionizálódnak. Az ionsugár a tömegszűrőbe ér, majd az ionok tömeg/töltés alapján szétválnak, az ion végül a detektorba csapódik be és vált ki analitikai válaszjelet.

### **4.6. Vízminták vizsgálati módszerei**

#### **4.6.1. Terepi mérési módszerek**

A terepen minden alkalommal hőmérséklet, pH, fajlagos elektromos vezetőképesség és vízhozam méréseket végeztem. A hőmérsékletet és pH-t egy Testo 206-pH1 típusú kézi, hordozható mérőműszerrel mértem, a vezetőképességet egy WTW D8120 Weilheim LF56 típusú műszerrel, elektródás módszerrel. A mért vezetőképesség értéket korrigáltam 25 C°-ra. Az egyik korrekciós faktor az elektróda állandója, 0,98, a másik pedig a hőmérsékleti paraméter, mely a minta hőmérsékletétől függ, és egy táblázatból kereshető ki. Így kaptuk meg az egymással összehasonlítható elektromos vezetőképesség értékeket.

A vízhozamot köbözéses módszerrel határoztam meg. Ehhez egy ismert térfogatú edényt használtam és stopperrel mértem, hogy mennyi idő alatt telik meg. A mérést többször, 3-5-ször ismételttem minden forrásnál.

## 4.6.2. Laboratóriumi mérési módszerek

### 4.6.2.1. Radonkoncentráció meghatározása

A vízminták radonkoncentrációját a 4.5.3-as fejezetben ismertetett TriCarb 1000 TR típusú folyadékszcintillációs spektroszkóppal határoztam meg. 15 perces mérési ciklusokat használtam 1-1 minta esetén.

A mérés végén a kapott *CPM* (percenként detektált elektromos jel) érték a koncentrációval az 5. egyenletben bemutatott összefüggésben van:

$$c = \frac{CPM - 12,6 \text{ Bq}}{1,98 \cdot l} \quad (5)$$

Ezt a kalibrációs egyenletet ismert  $^{226}\text{Ra}$  tartalmú vízminták segítségével határozták meg, ahol  $c$  a mérés kori koncentráció. A víz mintavétel kori radontartalmát az exponenciális bomlástörvény  $c_{\text{mintavétel kori}} = c_{\text{mérés kori}} \cdot e^{-\lambda t}$  alapján számoltuk ki, ahol  $\lambda$  a radon bomlási állandója és  $t$  a mintavétel és mérés között eltelt idő.

### 4.6.2.2. CO<sub>2</sub> koncentráció meghatározása

Az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékének laboratóriumában kibuborékolatásos alapon működő infravörös CO<sub>2</sub> mérővel mértem a levegőbe kibuborékolatott CO<sub>2</sub> mennyiségét. Ezt a műszert Heinz Surbeck (Nucfilm GmbH, Cordast, Switzerland) svájci kutató fejlesztette ki és adta az ELTE Hidrogeológiai Csoportjának (Müller Surbeck Labor). 3 perces háttérmérés után, 3 percen keresztül buborékolattam a minta CO<sub>2</sub> tartalmát. Mivel a módszerrel csak a kibuborékolatott CO<sub>2</sub> térfogatszázalékát ( $C_a$ ) tudjuk megmérni, szükség van egy korrekciós faktorra, mellyel a vízmintában lévő CO<sub>2</sub> térfogatszázalékát ( $C_w$ ) adhatjuk meg. Ez a faktor a hőmérséklettől függ és a 6. egyenlet írja le:

$$C_w [\text{Vol}\%] = k C_a [\text{Vol}\%] \quad (6)$$

### 4.6.2.3. Vízkémiai mérések

A vízkémiai vizsgálatokat az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén végeztem. A Ca<sup>2+</sup>-ot és Mg<sup>2+</sup>-ot titrálásos módszerrel határoztam meg, Mg<sup>2+</sup>-ot az

összkeménységéből számítva. A Na<sup>+</sup>-ot és K<sup>+</sup>-ot lángfotometriás vizsgálattal FLAMOM típusú lángfotométerrel a megfelelő mintaelőkészítés után. A HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-ot HCl-dal való titrálással, a Cl<sup>-</sup>-ot AgNO<sub>3</sub>-tal való titrálással határoztam meg. Az SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> és NO<sub>3</sub><sup>-</sup> és SiO<sub>3</sub><sup>2-</sup> mennyiségét a szükséges előkészületek után fotometrállással, Spektromom 195D fotométerrel határoztam meg. A mérési módszerek leírását és pontos receptjét a Függelék 1. fejezetében mutatom be.

#### 4.7. Modell a potenciális radonkoncentráció ( $c_{pot}$ ) becsléséhez

A fő kérdésünk a Csalóka-forrás kapcsán az volt, hogy a forrás közeli talaj, vagy a kőzet képes-e annyi radont emittálni a vízbe, hogy az magyarázza a forrásvízben mérhető radonkoncentrációt. Hogy eldöntsük ezt a kérdést, Nazaroff és Nero (1988) által bevezetett radon keletkezési ráta (radon generation rate, G) paramétert módosítottuk. A  $G/\lambda_{Rn} (I_{\infty})$  értéket használtuk, mint a pórusokban, különböző paraméterek között kialakuló radonkoncentráció felső határát. Ha a pórusok főleg vízzel telítettek, ez az érték egy felső becslésnek felel meg a víz radonkoncentrációját illetően; mi ezt az értéket „potenciális radonkoncentrációnak” neveztük el. A potenciális radonkoncentráció a talajra és kőzetre (amin a víz felszín alatti útja során áthalad) jellemző paraméter, ami megbecsülhető a fajlagos radonexhaláció méréséből. Ezt a teoretikus paramétert többféle tényező módosítja a természetben, mint a víz tartózkodási ideje egy adott rétegben, a pórusok levegőtartalma, a víz sótartalma, a vízhozam, a forrásvíz keveredése meteorikus vízzel, radon diffúzió a felszínre. Ezek a faktorok mind csökkentik a tényleges radonkoncentrációt a potenciálshoz képest. Amennyiben a potenciális radonkoncentráció ( $c_{pot}$ ) kisebb, mint a mért ( $c_{mért}$ ), az adott közeg önmagában nem képes a forrásvíz radontartalmát magyarázni. Másrészt, ha  $c_{pot}$  nagyobb, mint  $c_{mért}$ , az adott közeg egy potenciális forrása lehet a nagy radonkoncentrációnak a vízben, habár nem minden esetben éri el az egyensúlyi értéket a fentebb felsorolt faktorokból, folyamatokból kifolyólag.

A potenciális radonkoncentrációt a fajlagos radonexhalációból, a közeg sűrűségéből és porozitásából becsülhetjük (7. egyenlet) (Nazaroff és Nero, 1988 13. egyenlet, 85. oldal; Snow & Spalding, 1997 1. és 2. egyenlet a 309. és 310. oldalon).

$$c_{pot} = \frac{M\rho}{p} \quad (7)$$



A 7. egyenletben  $p$  a talaj/közet effektív porozitása (%),  $M$  a fajlagos radonexhaláció (Bq/kg) és  $\rho$  a talaj/közet sűrűsége (g/cm<sup>3</sup>).

Girault & Perrier (2014) három lehetőséget dolgozott ki a radon vízben való megjelenésére. Leírták a radon mozgását levegőben, vízben és a telítetlen zóna adszorbens szakaszában, ahol a megcsapolódási ráta  $Q$ . Háromrétegű környezetben gondolkozott: kőzet zóna, „tápláló” zóna és a talaj. Esetünkben a víz által dominált modell használatos, amelyet leegyszerűsítettünk kétrétegűre: vékony talajréteg, radont kibocsátó kőzetréteg. A radonkoncentrációt csökkentő egyik fontos faktor a levegő jelenléte a vízfázisban (pl. megrekedt levegőbuborék a szemcseközi térben). A radon megoszlását a két fázis között a  $\kappa_w$  ( $c_{viz}/c_{levegő}$ ) megoszlási hányados adja meg, aminek értéke állandó adott hőmérséklet és sótartalom esetén (0,3 20°C-on) (Schubert et al., 2012).

$$c_{w,max} = \frac{M\rho}{p_w + p_a \kappa_w} = c_{pot} \frac{p}{p_w + p_a \kappa_w} = c_{pot} \cdot a_1 \quad (8)$$

ahol  $p_w$  a vízzel telített pórusokat,  $p_a$  a levegővel telített pórusokat jelzi. A 8. egyenletben  $\kappa_w$  kisebb, mint 1,  $a_1 < 1$ , és  $c_{w,max}$  kisebb, mint  $c_{pot}$ .

A tartózkodási idő ( $c(t)$ ) szintén egy kritikus paraméter az egyensúly elérése kapcsán. Amikor a víz belép a talajba/közetbe a víz eredeti radonkoncentrációja a 9. egyenlet alapján változik és az egyensúlyt kb. három hét alatt éri el (feltéve, ha a megoszlási egyensúlyt gyorsabban eléri, mint a radon felezési ideje).

$$c(t) < c_{UL}(t) = c_0 e^{-\lambda t} + c_{w,max} (1 - e^{-\lambda t}) = c_0 \cdot b_0 + c_{pot} a_1 b_1 \quad (9).$$

A tartózkodási idő a vízhozam függvényében változik. Elhanyagolható  $c_0$  kezdeti radontartalom esetén a potenciális radonkoncentrációt csökkenti  $a_1$ , ami a radon levegőbe történő kilépését leíró faktor, és a  $b_1$  időfaktor (nem áll rendelkezésre elegendő idő az egyensúly kialakulásához az emittáló fázis és a víz radontartalma között). A 9. egyenletben nem vesszük figyelembe a felszíni radonvesztést és a meteorikus vízzel való keveredést (ezek tovább csökkentenék a radontartalmat). UL jelöli, hogy a radonkoncentráció egy felső becsléséről van szó a fentiekben leírt és további folyamatok által.

## 5. Eredmények

A doktori kutatás eredményeit két részre bontva mutatom be. Először a hegység különböző kőzettípusainak átlagos fajlagos rádium, tórium és kálium eredményeit és fajlagos radonexhalációját, radonexhalációs együtthatóját foglalom össze, majd ezek eloszlását mutatom be az egyes kőzettípusokon belül. Ezeket a részletes kőzettani vizsgálatok eredményei követik, többek között a mikroszkópos, pásztázó elektronmikroszkópos, mikroPIXE, ICP OES és ICP MS eredmények, a szemcseméret eloszlás vizsgálatok eredményei.

A második részben a források vizsgálatának eredményeit ismertetem.

### 5.1. A kiindulási kőzetek radioizotópeloszlása

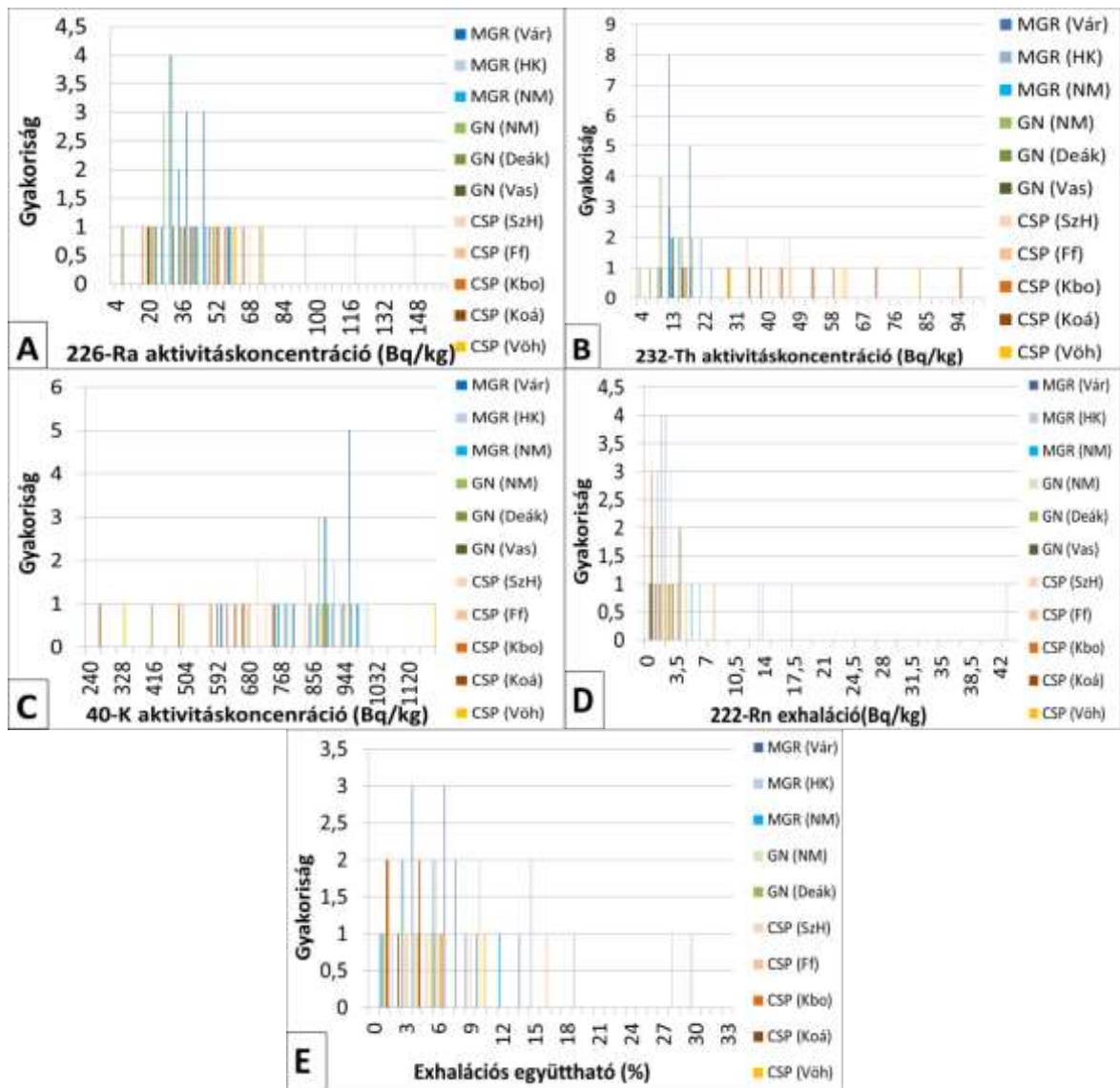
A 17. ábra a kiindulási kőzetek, azaz a metagránitok, gneiszek és csillámpalák radionuklid aktivitásainak gyakoriság eloszlását mutatja. A 17/A ábra alapján a rádium aktivitáskoncentráció a különböző kőzettípusokban és mintavételi helyeken nem tér el lényegesen egymástól (8-76 Bq/kg), azonban a Harkai kúp (HK) esetében három kiugró értéket figyelhetünk meg (92 Bq/kg; 119 Bq/kg és 146 Bq/kg).

A tórium aktivitáskoncentrációk eloszlása a 17/B ábrán figyelhető meg. A metagránitok és gneiszek esetében az értékek azonos skálán mozognak (3,5-16 Bq/kg), ám a csillámpalák eloszlása más mintázatot követ (14-91 Bq/kg).

A 17/C ábra azt mutatja, hogy a metagránitok, gneiszek kálium tartalma nem válik el lényegesen (412-1007 Bq/kg), azonban a csillámpalák eredményei szélesebb skálán változnak (244-1248 Bq/kg).

A metagránitok, gneiszek és csillámpalák radonexhalációját, a 17/D ábrán láthatjuk (0-17 Bq/kg). A harkai metagránitok ebben az esetben is kiugró értékeket mutatnak (42 Bq/kg), ám a többi kőzettípus között nincs jelentős különbség.

A 17/E ábrán azt láthatjuk, hogy milyen az eredeti, másodlagos kőzet-fluidum kölcsönhatásoktól mentes kőzettípusok radonexhalációs együtthatója (0-29%). Kiugró értékeket főleg a harkai metagránitok (29%) esetén figyelhetünk meg, ám a nándormagaslati gneisz (NM) esetén is az átlagnál egy nagyságrenddel nagyobb (27%) értéket figyelhetünk meg.



17. ábra. A metagranitok, gneiszek és csillámpalák eredményei eloszlásának összehasonlítása. A)  $^{226}\text{Ra}$  aktivitáskoncentráció; B)  $^{232}\text{Th}$  aktivitáskoncentráció; C)  $^{40}\text{K}$  aktivitáskoncentráció; D)  $^{222}\text{Rn}$  exhaláció; E)  $^{222}\text{Rn}$  exhalációs együttható.

MGR=metagranit; GN=gneisz; CSP=csillámpala. A zárójelben lévő betűkódok jelentése: Vár=Várisi-kőfejtő; HK=Harkai kúp; NM=Nándormagaslat; Deák=Deák-kút; Vas=Vas-hegy kőfejtő; SzH=Szarvashegy; Ff=Ferenc-forrás; Kbo=Kőbércorom; Koá=Kovácsárok; Vöh=Vörös-híd kőfejtő.

## 5.2. Izotópok mozgása a másodlagos kőzet-fluidum kölcsönhatással járó folyamatok függvényében

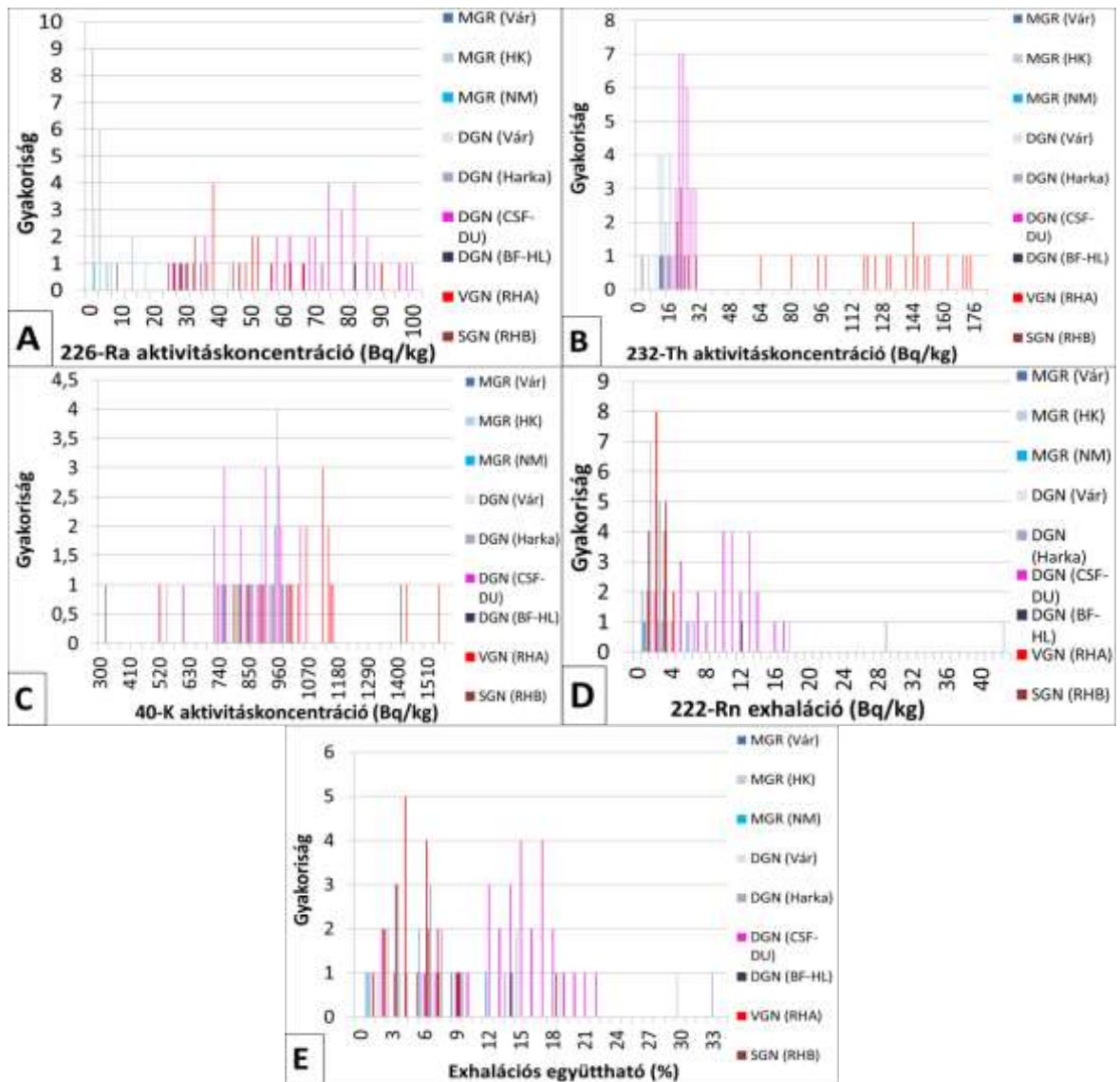
A 18. ábra a metagranitok és a különböző deformált gneisztípusok vizsgált paramétereinek gyakoriság eloszlása mutatja. Az eloszlások tanulmányozásával arra kaphatunk választ, hogy a plasztikus deformáció, mint egy másodlagos metamorf folyamat, milyen hatással volt a

gneisz kőzetek izotóptartalmára, illetve radonexhalációjára és radonexhalációs képességére a metagránitokhoz, azaz az ilyenfajta folyamatoktól mentes kőzetekhez viszonyítva.

A 18/A ábrán a rádium tartalom gyakoriság eloszlása látható. Négy eloszlási mintázat figyelhető meg az ábrán; az első, legalacsonyabb rádiumtartalmú kőzetek a metagránitokhoz tartoznak, ezt követik a Róka házi szemes gneiszek (RHB), ezeket pedig a Róka házi vonalas gneiszek (RHA). A negyedik csoportot a Csalóka-forrástól (CSF) és Vasfüggöny sífutópályától (DU) származó deformált gneiszek alkotják.

A tórium aktivitáskoncentrációk gyakoriság eloszlásának tekintetében (18/B. ábra) a Róka házi vonalas gneiszek külön csoportot alkotnak a többi ábrázolt kőzettípushoz képest, ugyanis ezek tóriumtartalma különálló mintázatot alkot, minimum értéke (64 Bq/kg) nagyobb, mint a többi kőzettípus esetén mért maximum (32 Bq/kg). A kőzettípusok káliumtartalmában a 18/C ábra alapján nem észlelhető jelentősebb eltérés.

A radonexhaláció (18/D. ábra) azonban változott a másodlagos retrográd folyamatok függvényében, ugyanis a metagránitok eloszlásához képest a Csalóka-forrástól és a Vasfüggöny sífutópályától származó deformált gneiszek mintázata elválik egymástól. Kiugró értékeket ebben az esetben is a Harkai kúp deformált gneisze és metagránitja mutat. A radonexhalációs együtthatókra (18/E. ábra) hasonlóan hatott a folyamat, mint a radonexhalációra, ugyanis a gyakoriság eloszlások hasonló mintázatot követnek, mint a 18/D ábrán.



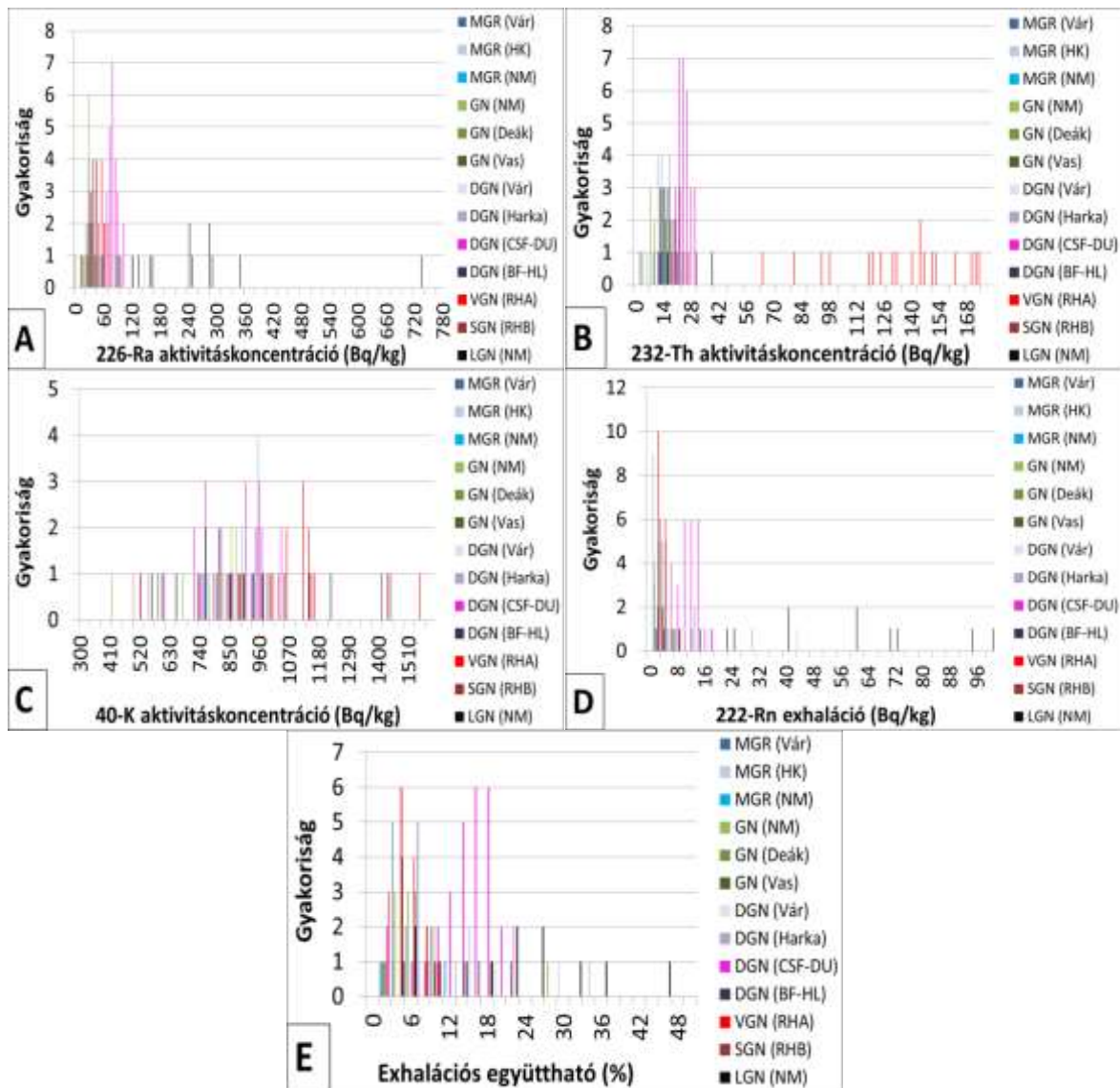
18. ábra. A metagranitok, és a különböző deformált gneiszek eredményei eloszlásának összehasonlítása.

DGN=deformált gneisz; VGN=Vonalas gneisz; SGN=szemes gneisz. A zárójelben lévő betűkódok jelentése: CSF-DU=Csalóka-forrás-Vasfüggöny sífutópálya; BF-HL=Bögre-forrás-Haraszt lejtő; RHA=Róka ház A pont; RHB=Róka ház B pont

Az agyagos-limonitos átalakulás hatását a vizsgált paraméterekre az eloszlásokon keresztül a 19. ábra mutatja. Ebben az esetben az agyagos-limonitos gneiszek vizsgált paramétereinek gyakoriság eloszlását a metagranitokkal, gneiszekkel és a deformált gneisztípusokkal hasonlítottam össze.

A 19/A ábra szerint az agyagos-limonitos gneiszek rádiumtartalmának eloszlása élesen elválk a többi gneisztípustól (19/A. ábra) 90-730 Bq/kg között. Ez alapján az agyagos limonitos átalakulás jelentős hatással volt a gneiszekre a Nándormagaslat területén. A 19/B és C ábra szerint a tórium és kálium tartalomra nem volt jelentős hatással, azonban a

radonexhalációt jelentősen megnövelte. Az exhalációs együttható is jelentősen megnőtt a metagranitokhoz és gneiszekhez képest.

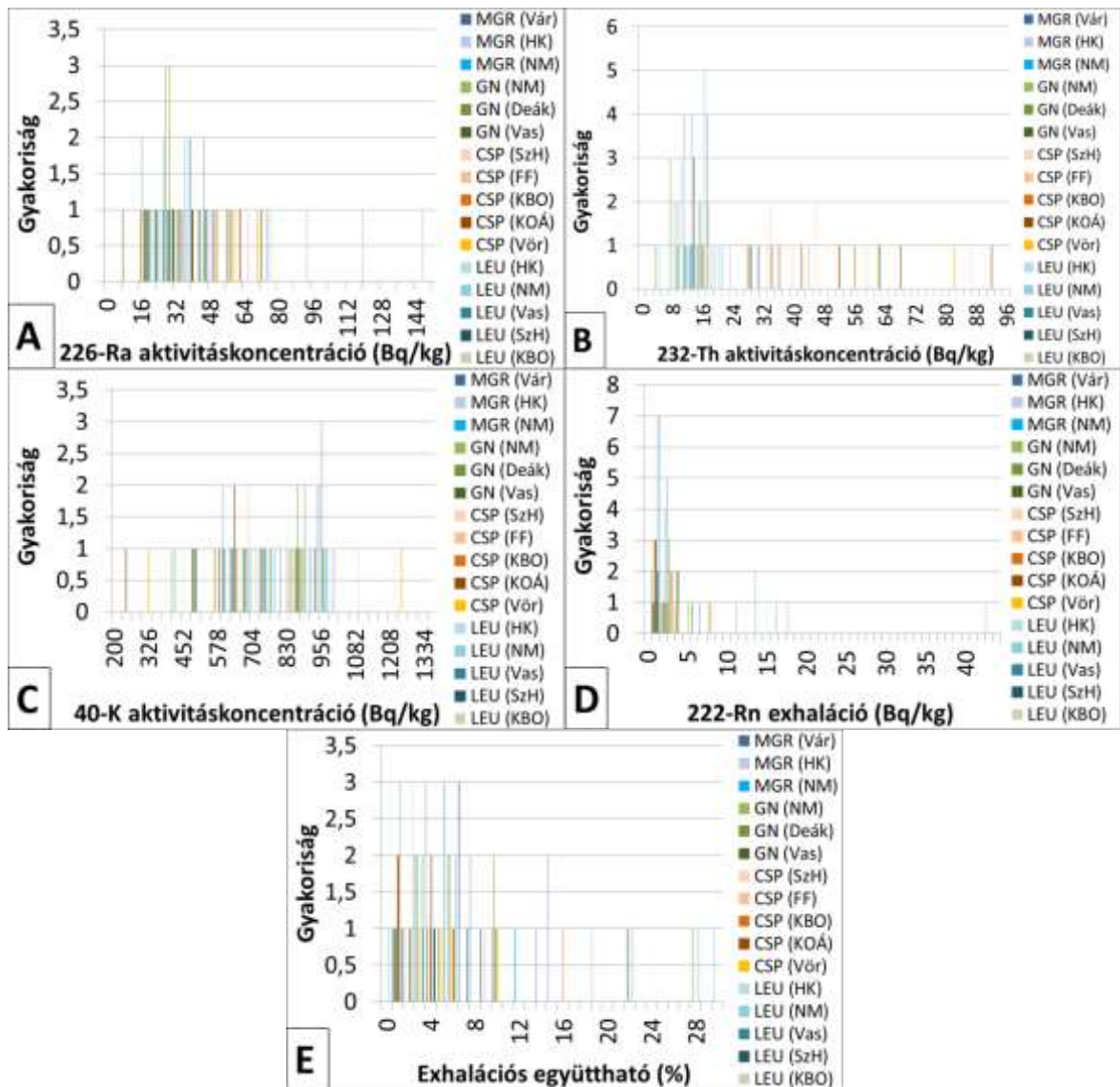


19. ábra. A metagranitok, gneiszek és a különböző deformált gneisztípusok, valamint az nándormagaslati agyagos-limonitos gneiszek eredményei eloszlásának összehasonlítása. LGN=agyagos-limonitos gneisz.

A 20. ábrán látható gyakorisági görbéken a kiindulási kőzettípusok és a Mg-metaszomatózist szenvedett kőzetek mért paramétereit mutatom be és hasonlítom össze. E folyamat mindkét alap kőzettípusból kiindulhat, végeredménye mindkét esetben az ún. leukofillit.

A 20/A és B ábrán azt láthatjuk, hogy a rádium aktivitáskoncentrációk eloszlása egybeesik a kiindulási kőzetekkel, a tórium eloszlásában van némi különbség; a kiinduló csillámpala kőzetek tóriumtartalmát követi a belőlük képződött leukofillitek eloszlása. A radonexhaláció a nándormagaslati leukofillitek esetében mutat eltérést a többi leukofillithez képest. Az

exhalációs együttható tekintetében egyértelmű mintázat nem rajzolódik ki, ám itt is a nándormagaslati leukofillitek mutatnak két mintán növekedést.



20. ábra. A metagranitok, gneiszek és csillámpalák, valamint a leukofillitek eredményeinek összehasonlítása. LEU=leukofillit.

A 17. ábra-20. ábra szerint 6+2 db fő közettípust különítettünk el, melyek a metagranit, ortogneisz, csillámpala, „Csalóka-forrás típusú” deformált gneisz, vonalas gneisz, szemes gneisz, leukofillit és az agyagos-limonitos gneisz. Azért 6+2 db közettípusról beszélünk, mert a vonalas és szemes gneiszek is a deformált gneiszek csoportjába sorolhatók, azonban nemcsak makroszkópos szöveti képük, hanem valamilyen általunk mért paraméterüknél fogva is elkülönülnek a többi gneisztől.

## 5.2. A hegység kőzeteinek átlagos fajlagos izotópaktivitása

A doktori munka során a Soproni-hegység 10 helyszínén végeztünk mintavételt a lehető legtöbb kőzettípusból. Összesen 169 db kőzetminta gamma spektroszkópiás vizsgálata történt meg, melynek  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{40}\text{K}$  és  $^{232}\text{Th}$  eredményeit az 1. táblázatban mutatom be.

Kőzettípus	Lelőhely	Fajlagos $^{226}\text{Ra}$ aktivitás (Bq/kg)	Bizonyt alanság (Bq/kg)	Fajlagos $^{40}\text{K}$ aktivitás (Bq/kg)	Bizonyt alanság (Bq/kg)	Fajlagos $^{232}\text{Th}$ aktivitás (Bq/kg)	Bizonyt alanság (Bq/kg)	Minta száma (db)
Metagránit	Várisi-kőfejtő	36,5	2,9	885	12,0	13,7	0,90	16
	Harkai kúp	70,9	3,3	907	12,4	15,6	0,9	8
	Nándormagaslat	51,4	3,8	864	12,4	11,9	1,1	2
Gneisz	Nándormagaslat	35,1	3,3	785	11,9	9,4	0,93	13
Deák kúti gneisz	Deák kút	16,4	5,3	923	18,4	11,8	1,8	3
Gneisz	*Vas-hegy	28,1	2,3	751	6,9	12,8	0,64	3
Deformált gneisz	Várisi-kőfejtő	80,8	3,4	921	12,0	15,5	0,89	1
	Harkai kúp	46,8	2,9	783	11,4	10,6	0,8	3
	Csalóka-forrás	63,2	3,7	850	14,5	24,7	1,2	14
	Vasfüggöny sífutópálya	74,0	3,5	865	12,2	21,5	1,1	19
	Bögre-forrás és Haraszt lejtő	54,6	3,7	884	13,9	9,02	1,1	3
Vonalas gneisz	Róka ház	46,2	4,9	1057	14,2	131	2,9	19
Szemes gneisz	Róka ház	30,2	3,3	835	13,1	21,1	1,1	10
Agyagos-limonitos gneisz	Nándormagaslat	253	6	884	13	16	1	13
Leukofillit	Harkai kúp	33,0	2,9	689	10,3	18,3	0,99	2
	Nándormagaslat	26,8	3,4	661	11,3	13,4	1,1	11
	Szarvashegy	24,7	2,7	534	8,5	38,7	1,4	3
	*Vas-hegy	23,5	2,0	647	6,0	12,3	0,60	2
	*Kőbércorom	50,1	4,9	722	10,7	57,6	2,1	3
Csillámpala	Szarvas-hegy	52,5	3,6	795	11,8	42,4	1,6	7
	Ferenc-forrás	55,3	3,4	700	10,1	47,3	1,5	2
	*Kovácsárok	49,6	4,6	622	10,5	53,0	2,0	6
	*Vörös-híd kőfejtő	47,9	5,6	814	13,0	56,1	2,4	3
	*Kőbércorom	28,5	3,9	565	10,2	32,3	1,6	3

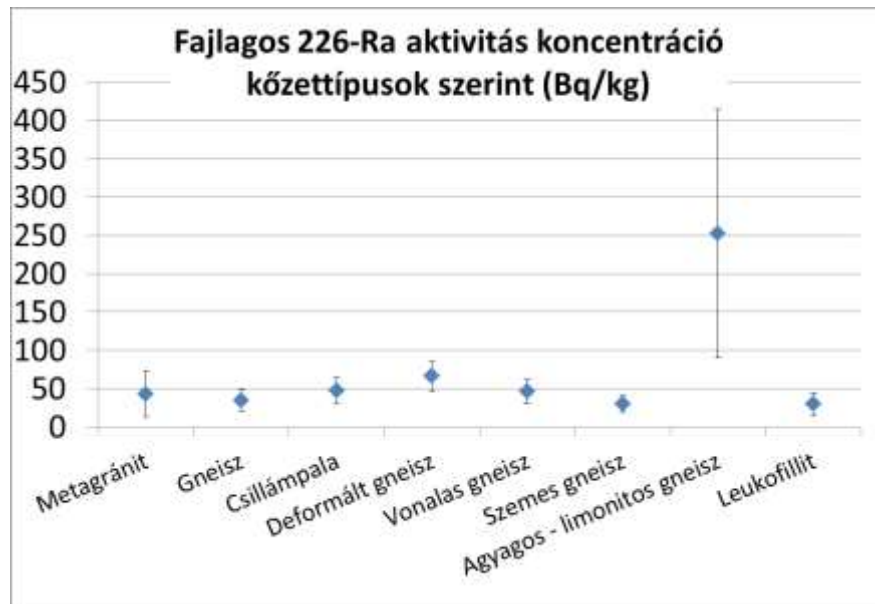
1. táblázat. A Soproni-hegység fő kőzettípusainak átlagos fajlagos radioizotóp aktivitása és a mérési hibája, valamint a megmért minták száma.



Gyűjtöttünk metagránit mintát 3 helyszínen, deformált gneisz mintát 5 területen, agyagos-limonitos gneisz mintát 1 helyszínen, leukofillit mintát 3 területen és csillámpala mintát 2 helyszínen. A doktori kutatás során kapott 169 db eredmény mellett \*-gal jelölve összefoglaltam a szakdolgozatom kapcsán mért eredményeket is, hogy a hegységről teljesebb képet kaphassunk a felsorolt izotópok szempontjából. Ennek az 6+2 nagy csoportnak az átlagos izotóp aktivitását mutatom be a következő fejezetekben.

### 5.2.1. $^{226}\text{Ra}$ aktivitáskoncentráció

Az 1. táblázat eredményei alapján a különböző területeken gyűjtött kőzetminták rádium eredményeit átlagoltam és az eredményeket a 21. ábrán ábrázoltam az átlagok empirikus szórásával együtt.



21. ábra. A főbb kőzettípusok  $^{226}\text{Ra}$  aktivitáskoncentrációi és az átlagok empirikus szórása.

Az *metagránit* a kiindulási, még másodlagos folyamatoktól mentes, a gránithoz szövetileg és összetétel szerint leginkább közel álló kőzettípus átlagos fajlagos  $^{226}\text{Ra}$  aktivitása 43 Bq/kg. Ilyen kőzeteket a Várasi-kőfejtőben, a Harkai kúpon és a Nándormagaslaton gyűjtöttünk. A Harkai kúpon gyűjtött metagránit kőzetek eredményeit külön kiemelném, ugyanis itt viszonylag magas, átlagosan 71 Bq/kg  $^{226}\text{Ra}$  aktivitáskoncentrációt mértünk.

A metagránit és a deformált gneiszek közti átmenet az ortogneisz, vagy, ahogy a továbbiakban említem: gneisz kőzetek, melyeket a Nándormagaslaton, a Deák kúton és a

Vas-hegyen mintáztunk meg. A fajlagos  $^{226}\text{Ra}$  aktivitáskoncentrációjuk átlaga 35 Bq/kg-nak adódott.

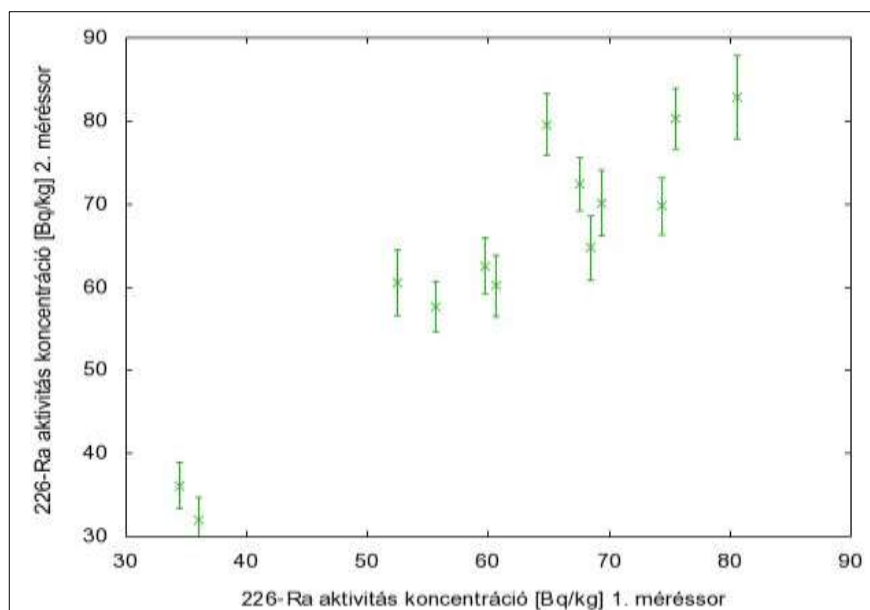
A hegységben legnagyobb elterjedésben előforduló, másik olyan kőzettípus, mely másodlagos folyamatoktól mentes a *csillámpala*. Ilyen kőzetet gyűjtöttünk a Szarvas-hegyen, a Ferenc-forrásnál, a Kovácsárokban és a Vörös-híd kőfejtőnél. Összesen 21 db csillámpala kőzetminta eredménye alapján az átlagos rádium aktivitáskoncentráció 48 Bq/kg. Az első vizsgált retrográd folyamat a plasztikus deformáció volt, amikor irányított nyomás hatására a kőzet szövete irányítottá vált. Az így kialakult törések, deformációs síkok mentén fluidum mozgás is történhetett. Ezeket a kőzeteket összefoglaló néven deformált gneisznek nevezzük és ebbe a kategóriába tartozik a Róka ház vonalas és szemes gneisze is. Ezek mellett gyűjtöttünk még ilyen kőzettípust a Várisi-kőfejtőben, a Harkai kúpon, a Csalóka-forrás és a Vasfüggöny sífutópálya területén, a Bögre-forrásnál, valamint a Haraszt-lejtő mentén. A *deformált gneisz* átlagos rádium aktivitáskoncentrációját 69 db kőzetminta mérése alapján határoztuk meg, 48 Bq/kg. A vonalas, más néven *Róka házi gneisz* átlagos rádium aktivitáskoncentrációja 46 Bq/kg, valamint a *szemes gneisz* átlagos értéke 30 Bq/kg.

Az *agyagos-limonitos* átalakuláson átment kőzeteket a Nándormagaslaton gyűjtött 13 db kőzetmintán vizsgáltuk. Az átlagos rádium aktivitáskoncentráció 253 Bq/kg, mely a Soproni-hegységben anomálishan nagynak számít.

*Leukofillit* kőzetet tudunk mintázni a Harkai kúpon, a Nándormagaslaton, a Szarvashegyen, a Vas-hegyen és a Kőbércorom területén. Összesen 21 db leukofillit minta vizsgálata történt meg, amely alapján az átlagos rádium aktivitáskoncentráció 30 Bq/kg.

#### **5.2.1.1. A mérések megbízhatóságának ellenőrzése**

A Csalóka-forrás környékén gyűjtött 12 db kőzetminta esetén a HPGe detektoros méréseket két mérésorozatban hajtottuk végre. Első körben a henger alakúra vágott kőzetmintákat az egyik oldalukra helyezve tettük a detektorra, második körben pedig fordítva, hogy a minta esetleges inhomogenitásából adódó különbségeket ellenőrizhessük.

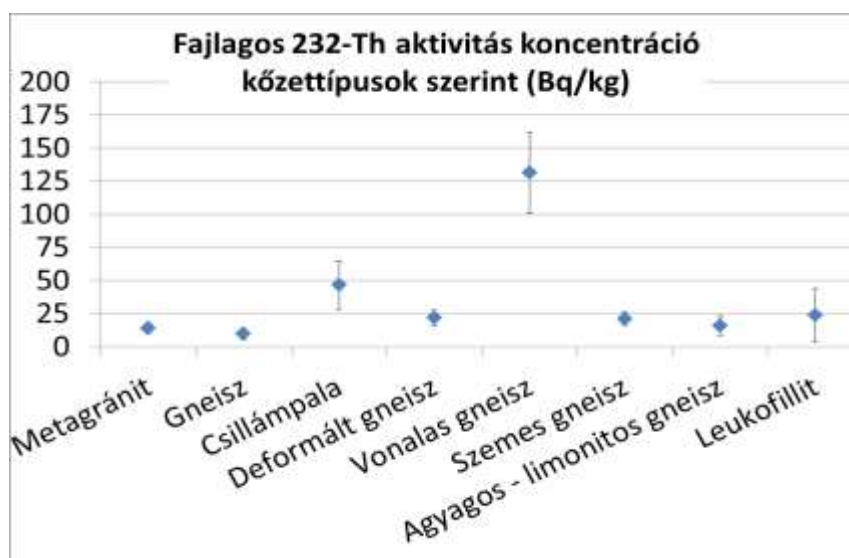


22. ábra. A Csalóka-forrástól származó kőzetminták fajlagos rádium aktivitáskoncentrációja két mérőssorból adódó eredményeinek összefüggése.

A két mérőssor eredményeit a 22. ábra mutatja, az értékek a mérési hibán belül megegyeznek, kivéve az DG1V1 mintát. Ezekre az eredményekre alapozva a két mérőssor eredményeit átlagoltuk, mert a mérést megbízhatónak értékeltük.

### 5.2.2. $^{232}\text{Th}$ aktivitáskoncentráció

A tórium aktivitáskoncentráció méréseket az előző fejezetben leírt kőzetmintákon végeztük el, azonos mintaszámmal, a fő kőzettípusok átlagait és empirikus szórásait a 23. ábra mutatom be.



23. ábra. A főbb kőzettípusok  $^{232}\text{Th}$  aktivitáskoncentrációi és az átlagok empirikus szórása.

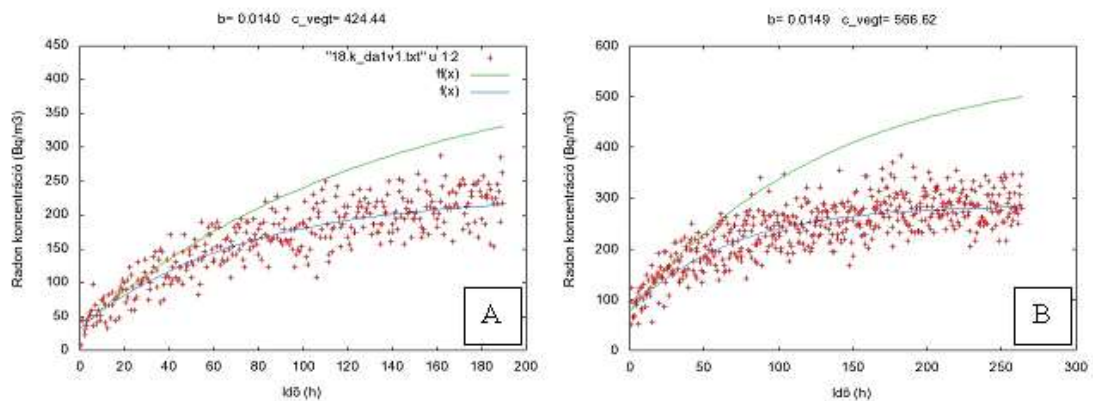
Tórium tartalom tekintetében a Róka házi vonalas gneisz eredményeit emelem ki: kétféle deformált gneiszt különböztetünk meg ezen a területen, a vonalas- és szemes gneiszt. A vonalas gneiszek átlagos tórium aktivitáskoncentrációja **131 Bq/kg** 19 db minta mérése alapján. Ezzel szemben a szemes gneiszek átlagos értéke 21 Bq/kg 10 db minta alapján (**1.** táblázat). Ez azért érdekes eredmény, mert a két terület egymástól kb. 50-100 m-re helyezkedik el és a tórium aktivitáskoncentrációjuk között egy nagyságrendnyi eltérés van. Ebből következik a tóriumos dúsulás nagyon lokális jellege.

Az 5.1.1. és 5.1.2. fejezetekben bemutatott eredmények és a minták <sup>40</sup>K aktivitáskoncentrációi alapján készült a 6. melléklet, mely összefoglalja az eredményeket.

### **5.3. A hegység kőzeteinek átlagos fajlagos radonexhalációja**

Az előző fejezetekben bemutatott kőzetmintákon egyensúlyi módszerrel, radonkamrás RAD7-es mérésekkel meghatároztam 160 db kőzetminta fajlagos radonexhalációjának minimum értékét. A minimum érték azt jelenti, hogy mivel a radonexhaláció mérése az egyensúlyi módszerrel történt, nem tudtuk figyelembe venni az esetleges mérés közben előforduló radon veszteséget. Radon veszteség adódhat a mérési elrendezés összeállításakor használt műanyag csövek nem tökéletes szigeteléséből, a radonkamra nem tökéletes lezárásából, stb. Az eresztéssel való korrigálás a radonexhaláció értékének növekedését eredményezné, azonban, mivel minden minta mérése azonos módon történt, a korrekció nélküli, azaz minimum értékeket adtuk meg, mely a továbbiakban a konklúziót nem befolyásolja.

A doktori kutatás alatt az eresztés mértékét két radonkamra esetén ellenőriztük két minta mérésével (DA1V1 és DA1V2) a Csalóka-forrástól származó mintákon (24. ábra).



24. ábra. A DA1V1 (28/A. ábra) és DA1V2 (28/B. ábra) mintákon végzett feltöltődési görbe módszerrel mért radonkoncentrációk - piros kereszték- illesztett görbe- kék görbe. A zöld görbe mutatja azt az esetet, ha nem lenne eresztés.

A 24. ábrán szereplő illesztéseket az  $f(x)=a \cdot \exp(-b \cdot x)+(1-\exp(-b \cdot x)) \cdot c$  egyenlet alapján végeztük

A diagramok felső részén  $b=\alpha+\lambda_{Rn}$  és  $c\_vegt$  a maximálisan, eresztés nélkül kialakuló radonkoncentrációt jelöli  $Bq/m^3$  egységben (zöld görbe). A 24/A ábrán A DA1V1 jelű, Csalóka-forrástól származó minta mérésének eredménye  $b=\alpha+\lambda_{Rn}=0,0140$  1/h, ami alapján az eresztési faktor  $\gamma=1,85$ , a másik minta esetén az értékek  $b=0,0149$  1/h, ami  $\gamma=1,95$  eresztési faktornak felel meg. A feltöltődési görbe módszer alapján mért eresztési faktorok és szakirodalmi adatok alapján (pl. Ferry et al., 2002; Szabó, 2013) egy általánosan elfogadott  $\gamma=2,5$  maximális eresztési faktort határoztunk meg, mellyel a mért eredményeink korrigálhatók.

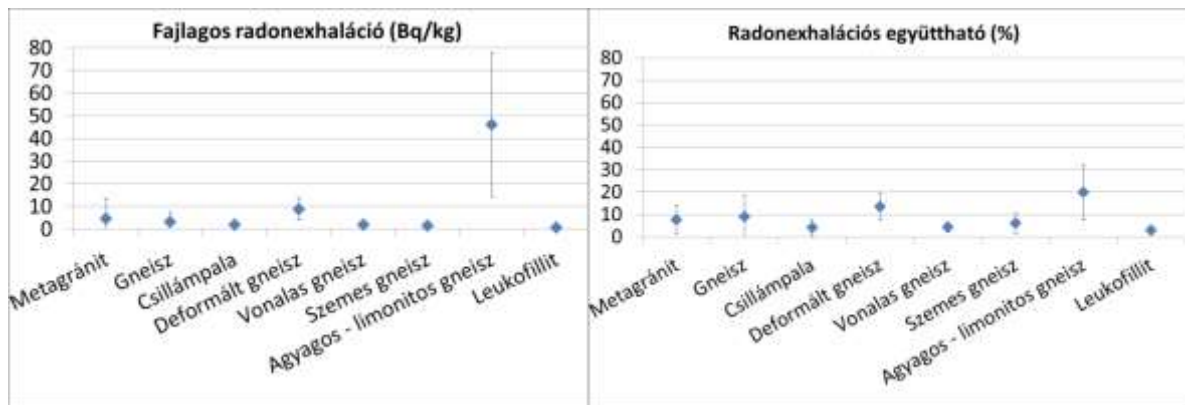
A 2. táblázatban a doktori munka és a szakdolgozati munka során mért minimum fajlagos radonexhaláció értékeket és a radonexhalációs együtthatókat láthatjuk közzétípusonként átlagolva.

Kőzettípus	Lelőhely	Fajlagos <sup>222</sup> Rn exhaláció (Bq/kg)	Bizonytalanság (Bq/kg)	ε (%)	Bizonytalanság (%)	Minta száma (db)
Metagránit	Várisi-kőfejtő	2,1	0,5	5,8	2	16
	Harkai kúp	12	1,1	12	2	8
	Nándormagaslat	2,6	1,1	5,8	2	2
Gneisz	Nándormagaslat	3,6	0,8	9,2	2,6	13
Deák kúti gneisz	Deák kút	0,22	0,63	1,0	3	1
Gneisz	*Vas-hegy	2,4	0,2	10	1	3
Deformált gneisz	Várisi-kőfejtő	4,6	0,6	5,7	1	1
	Harkai kúp	10	1,3	14	3	3
	Csalóka-forrás	8,4	1,0	14	2	14
	Vasfüggöny sífutópálya	10	1	14	2	18
	Bögre-forrás és Haraszt lejtő	5,2	1	11	3	3
Vonalas gneisz	Róka ház	1,9	0,7	4,2	2	16
Szemes gneisz	Róka ház	1,6	0,9	6,0	4	10
Agyagos-limonitos gneisz	Nándormagaslat	46	3	20	1	13
Leukofillit	Harkai kúp	0,56	0,55	2,2	2	2
	Nándormagaslat	0,79	0,47	3,3	2	11
	Szarvashegy	0,74	1,02	3,6	4	3
	*Vas-hegy	0,53	0,19	2,1	0,4	1
	*Kőbércorom	0,91	0,15	1,7	0,4	3
Csillámpala	Szarvashegy	2,4	1,3	4,9	2	5
	Ferenc-forrás	4,5	1,3	8,8	2	2
	*Kovácsárok	1,2	0,29	2,3	1	6
	*Vörös-híd kőfejtő	2,7	0,16	6,6	1	3
	*Kőbércorom	0,18	0,1	1,2	0,5	3

2. táblázat. A Soproni-hegység kőzeteinek átlagos fajlagos radonexhalációja és mérési hibája, valamint a megmért minták száma. \*-gal jelöltem azokat az eredményeket, amelyeket a 2011-ben készített szakdolgozatom kapcsán mértem (Freiler, 2011).

A fajlagos radonexhaláció értékeit és az  $\varepsilon = \frac{\text{Fajlagos } 226_{Ra} \text{ aktivitáskonzentráció}}{\text{Fajlagos } 222_{Rn} \text{ exhaláció}}$

összefüggéssel meghatározott exhalációs együtthatót az 5.2.2. fejezetben bemutatott csoportosítás szerint mutatom be a 25. ábra.



25. ábra. A fő kőzettípusok átlagos fajlagos radonexhalációja és aradonexhalációs együtthatója.

A vizsgált kőzettípusok közül a „Csalóka-forrás típusú” deformált gneisz kőzetek eredményét emelem ki, melyek 8,8 Bq/kg-os radonexhalációval rendelkeznek, az exhalációs együtthatójuk 14 %. A fajlagos radonexhalációjuk csaknem kétszer nagyobb, mint az a metagránitokban (4,8 Bq/kg) mérhető.

A nándormagaslati *agyagos-limonitos gneisz* fajlagos radonexhalációja is kiemelkedik a Soproni-hegységben eddig mért kőzetek eredményei közül. Itt 13 db mintát mértem és az átlag 46 Bq/kg-nak adódott. Az exhalációs együttható itt 20%.

A kőzettípusonkénti átlagos értékeket és ezek szórását a 7. mellékletben mutatom be.

#### 5.4. A Csalóka-forrás kőzeteinek vizsgálata

A Csalóka-forrás típusú deformált gneiszek közé tartoznak a Csalóka-forrás kb. 30-40 m-es körzetében vett törmelék minták, illetve a forrástól néhány száz méterre levő Vasfüggöny-sífutópálya szálkőzetben álló deformált gneisze. A talaj és kőzetminták fajlagos rádium aktivitáskoncentrációját, a fajlagos radonexhalációt, az exhalációs együtthatókat és a kőzetek porozitás eredményeit az 3. táblázatban mutatom be.

A rádium aktivitáskoncentráció értékek a kőzetek esetén 25 Bq/kg és 100 Bq/kg között változnak, átlaguk 67 Bq/kg és az empirikus szórás 24%. Talajminták esetén az értékek 47 Bq/kg és 145 Bq/kg között változnak, átlaguk 88 Bq/kg és az empirikus szórás 33 Bq/kg. A kőzetek esetén mért radonexhaláció értékek 4,8 Bq/kg és 15 Bq/kg között változnak. Az eredmények átlaga 9,1 Bq/kg és az empirikus szórás 3,4 Bq/kg.

A talajok esetében nagyobb változatosságot mutatnak az eredmények; 5 Bq/kg és 37 Bq/kg között változnak, átlaguk 13 Bq/kg, empirikus szórásuk 11 Bq/kg.

A talajok és kőzetek exhalációs együtthatója egyaránt átlagosan  $14 \pm 2\%$ .

Minta neve	Fajlagos rádium aktivitáskoncentráció (Bq/kg)	$\sigma_{Ra}$ (Bq/kg)	Minimum fajlagos radonexhaláció ( $M_{min}$ ) (Bq/kg)	$\sigma_M$ (Bq kg <sup>-1</sup> )	$\varepsilon$ (%)	$\sigma_\varepsilon$ (%)	Porozitás (%)
SA1	60,8	3,9	9,5	1,2	15,7	2,3	
SA1w			9,1	1,5			
SA2	65,8	5,1	6,3	1,0	9,6	1,7	
SB1	118	4,6	37,1	2,2	31,6	2,2	
SB2	145	6,0	13,2	1,3	9,1	1,0	
SD1	90,5	5,7	4,6	0,5	5,0	0,6	
SG1	75,5	5,0	14,7	2,5	19,5	3,6	
SH1	104	6,1	12,1	1,6	11,5	1,7	
SJ	46,8	2,4	5,0	0,6	10,7	1,4	
DA1V1	60,3	4,9	9,5	1,5	15,7	2,2	1,10
DA1V2	69,7	3,9	9,3	2,4	13,4	2,2	0,98
DA2V1	34,0	2,6	4,0	0,4	11,9	1,3	1,27
DA2V2	35,2	2,8	7,5	0,6	21,3	2,1	
DA3V1	77,9	3,7	8,8	0,7	11,3	0,9	1,52
DA3V2	81,7	5,0	10,4	1,4	12,8	1,7	1,80
DA4	56,5	3,9	5,1	0,7	9,8	1,5	
DA5	66,6	3,8	3,7	0,8	5,6	1,2	0,84
DA6	56,6	3,2	11,0	1,0	19,3	1,8	
DA7	69,9	3,1	15,7	0,9	22,4	1,6	
DA8	89,9	3,3	9,3	0,6	10,3	0,7	
DJ1	72,2	4,1	10,5	1,0	14,6	1,4	1,06
DK1	61,1	3,6	10,9	0,9	11,1	1,1	0,96
DII	72,0	3,2	11,8	0,9	16,5	1,2	1,35
D2U3T	81,4	3,3	12,0	0,6	14,8	1,0	
D7U1V1	70,3	3,4	11,3	1,1	16,1	1,7	
D7U2V1	99,7	3,9	16,2	1,3	16,2	1,5	
D7U4V1	96,4	4,4	8,3	1,1	8,66	1,1	
D7U4V2	95,4	4,3	13,1	1,3	13,7	1,5	
D7U5V1	77,1	3,6	9,9	0,9	13,0	1,4	
D7U5V2	72,8	3,8	9,7	1,1	13,4	1,7	
D7U6V1	85,0	3,4	12,6	0,9	14,8	1,2	
D7U6V2	80,4	3,5	15,1	1,1	18,8	1,6	
D7U7V1	73,7	3,4	10,9	0,8	14,8	1,3	
D7U8V1	24,3	2,9	4,2	0,9	17,7	4,5	
D7U8V2	28,4	2,8	4,4	0,5	15,5	2,4	
DU2V1	69,6	3,1	12,0	0,9	17,3	0,7	
DU2V2	76,4	3,5	12,9	0,9	16,9	0,7	

3. táblázat. Fajlagos rádium aktivitáskoncentráció, fajlagos radon exhaláció és a radon exhalációs együttható értékei és a porozitás. w jelöli a vízbe történő radonexhaláció értékét, mely világoskék színnel van kiemelve. DU-val a Vasfüggöny sífutópályáról származó kőzetek eredményei vannak jelölve.

#### 5.4.1.1. Vízbe történő radonexhaláció

Hogy megtudhassuk a talaj, vízbe történő fajlagos radonexhalációját, egy újabb kísérletet hajtottunk végre (4.5.3. fejezet). Az 3. táblázatban SA1w néven szerepel ez az eredmény. Kőzetmintákra ezt a kísérletet azért nem végeztük el, mert túl kis mennyiségű minta



tárolására képes a szcintillációs edény, amelyet a mérés során használtunk. A telítődési görbe alapján mért exhaláció 7,8 Bq/kg-nak adódott, míg a telítődés után mért koncentráció eredményei 10,3 Bq/kg és 9,3 Bq/kg. Ezen értékek átlagát vettük, mint reprezentatív érték a talajminta vízbe történő exhalációjára, ami  $9,1 \pm 1,5$  Bq/kg.

Ha ezt az értéket összehasonlítjuk a talajminták átlagos levegőbe történő radonexhalációjával, ami  $13 \pm 1,5$  Bq/kg, azt tapasztaljuk, hogy a két érték mérési hibán belül csaknem megegyezik. Ebből az következik, hogy a levegőbe történő radonexhaláció mérések eredményeit használhatjuk annak ellenére, hogy a Csalóka-forrás esetén valójában a vízbe történő radonexhaláció vizsgálata lenne érdekes.

#### **5.4.1.2. Kőzetminták porozitása**

A kőzetminták porozitását kőzet CT mérésekkel határozták meg a Kaposvári Egyetemen. A mért értékek 0,84% és 1,35% közé esnek, átlagosan 1,21%, 0,31%-os empirikus szórással (3. táblázat). Ez az érték gneiszek esetén átlagosnak tekinthető.

#### **5.4.1.3. A talajminták fizikai tulajdonságai**

A higroszkóposság meghatározása (1,02%-1,25%) alapján a forrás környéki talajminták a homokos vályog kategóriába sorolhatók. A talajtípust terepi megfigyelések és talajtérképek alapján barna erdőtalajként határoztuk meg (Ács & Breuer, 2013). A MARTHA adatbázist (Magyarországi Részletes Talajfizikai és Hidrológiai adatbázis; ami az összes Magyarországon elérhető vizsgált talajfizikai és vízgazdálkodási adat összegyűjtésére és összehangolására készült egységes adatbázis) felhasználva állapítottuk meg a talajminták átlagos sűrűségét és porozitását (Makó et al., 2010).

A talajminták kiválasztása több szempont alapján történt: i) a terület a Soproni-hegység, ii) a talaj típusa barna erdőtalaj iii) USDA besorolása homokos vályog. 140 adatot találtunk az adatbázisban rögzítve ezekkel a kezdeti feltételekkel. A 140 mintához rendelt sűrűség és porozitás értékek átlagát vettük, így a talajok porozitása 44%-nak, míg sűrűsége  $1,46 \text{ g/cm}^3$ -nek adódott (az értékek szórása 10%).

## 5.4.2 A nándormagaslati kőzetek izotóptartalma, radonexhalációja és radonexhalációs együtthatója

A nándormagaslati kőzetek kőzeteit az Obszervatóriumban és a környéken tapasztalt radon anomáliák miatt részletesebben vizsgáltuk a doktori kutatás során (Mentes, 2015).

Az első kőzetmintavételkor történt FH mérések alapján a gammadózis-teljesítmény a területen átlagosan 186 nSv/óra (Az OKSER legújabb, interneten elérhető 2013. évi jelentése szerint Magyarországon 2013-ban átlagosan 92 nSv/óra, Sopronban átlagosan 77 nSv/óra (70-150 nSv/h) volt a gammadózis-teljesítmény (<http://www.okser.hu/eredmenyek/okser2013.pdf>).

Mivel a terepen nem tudtuk eldönteni, hogy a mállott anyag milyen kőzetből keletkezett, készítettem egy vékonycsiszolatot, hogy megállapíthassuk az eredeti kőzettípust. Ez alapján a mállott anyag gneisz (az átalakulás és terepi megfigyelések alapján agyagos-limonitos gneisznek nevezzük, az eredményeit rózsaszínnel jelöltem a 4. táblázatban).

Minta neve	Kőzettípus	<sup>226</sup> Ra (Bq/kg)	σ (Bq/kg)	<sup>40</sup> K (Bq/kg)	σ (Bq/kg)	<sup>232</sup> Th (Bq/kg)	σ (Bq/kg)	<sup>222</sup> Rn (Bq/kg)	σ (Bq/kg)	ε (%)	σ (%)
D8NM1V1	zöld gneisz	28	3	871	13	7	0,85	1,01	0,91	3,58	3,25
D8NM1V2	zöld gneisz	27	4	896	14	6	0,99	0,56	0,92	2,07	3,39
D8NM2Z	agyagos gneisz	119	4	559	9	12	0,92	5,65	0,63	4,76	0,55
D8NM3V1	gneisz d8nm2z alól	28	3	673	11	7	0,92	2,57	1,19	9,11	4,34
D8NM4	agyagos gneisz	727	10	1043	15	11	0,98	94	4	13	1
D8NM5V1	leukofillit törmelékéből	21	3	773	12	14	1,20	0,94	0,98	4,54	4,77
D8NM5V2	leukofillit törmelékéből	15	3	425	9	8	0,91	0,83	0,74	5,38	4,89
D8NM6V1	mállott réteg feletti gneisz (0,7 m)	73	4	781	12	7	0,95	15,6	1,3	21,2	2,0
D8NM7V1	mállott réteg feletti gneisz (2 m)	19	3	858	13	3	0,69	0,10	0,83	0,52	4,32
D8NM8V1	mállott réteg feletti gneisz (3 m)	36	3	916	14	9	0,95	10,1	1,4	27,9	4,6
D8NM9	agyagos gneisz	243	6	1213	16	18	0,99	12,4	1,1	5,1	0,5
D8NM10V1	leukofillit alatti gneisz (-50 cm)	51	4	854	13	8	1,00	2,8	1,2	5,4	2,3
D8NM11V1	metagránit törmelék a földről	57	4	975	12	12	1,09	0,10	1,1	0,2	1,9
D8NM11V2	metagránit törmelék a földről	46	4	752	12	12	1,11	5,19	1,1	11,4	2,6

D8NM13	Szikla utca - leukofillit	18	2	598	10	9	0,81	1,04	0,71	5,83	4,07
D100M1	agyagos gneisz	281	5	649	8	13	0,81	99	5	35	2
D100M2	agyagos gneisz	157	10	751	22	10	1,93	69	3	44	4
D100M3	agyagos gneisz	240	5	596	9	12	0,81	59	3	25	1
D100M4K	agyagos gneisz	282	6	1140	14	17	0,93	60	3	21	1
D100M5	agyagos gneisz	345	6	1431	15	18	0,93	70	4	20	1
D100M6	gneisz	234	5	803	11	15	0,93	40	3	17	1
D100M7	gneisz	27	2	858	12	3	0,48	7,52	1,09	27,51	4,63
D100M8	agyagos gneisz	150	4	894	12	13	0,81	22	2	15	1
D100M9	agyagos gneisz	285	6	753	11	38	1,33	6,74	1,01	2,36	0,36
D100M10	gneisz	31	3	873	12	9	0,74	2,88	1,03	9,18	3,38
D10OE1	agyagos gneisz	131	4	848	11	16	0,91	40	2	30	2
D10OF1	agyagos gneisz	89	4	808	12	14	1,01	22	2	24	3
D10L1	leukofillit	16	2	589	9	9	0,74				
D10LJOB	leukofillit	27	3	675	11	18	1,10	1,2	1,1	4,4	4,2

4. táblázat. A nándormagaslaról gyűjtött kőzetminták eredményei, fajlagos  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{222}\text{Rn}$  exhaláció, radonexhalációs együttható ( $\epsilon$ ).

## 5.5. Csiszolatok vizsgálata

A polarizációs mikroszkópos vizsgálatokkal, pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) mérésekkel és a mikro-PIXE vizsgálatokkal a plasztikus deformáció során lejátszódó fluidum mozgásokra kerestük elsősorban a bizonyítékokat, a cél a fő kőzetalkotók és a járulékos, radioaktivitást hordozó ásványfázisok keresése volt. Ezekkel a vizsgálatokkal képet kaphatunk arról, hogy a fluidum mozgások következtében milyen ásványos fázisban jelennek meg a radioaktív izotópok.

A vizsgálatokhoz vékonycsiszolatokat készítettem lehetőség szerint a főbb kőzettípusokból. A kőzetminták kiválasztását megelőzték a HPGe és a radonexhalációs vizsgálatok, melyek közül a legnagyobb rádium, tórium aktivitáskoncentrációjú és radonexhalációjú mintákat választottuk ki, ezekből készültek a vékonycsiszolatok.

Készült vékonycsiszolat a harkai metagránitból (HK2CS1) és a Várisi metagránitból (VÁRJ4CS1, VÁRL1CS1), a Csalóka-forrásnál található deformált gneiszből (DA3CS1), amit törmelékből gyűjtöttünk, illetve a forrás környéki Vasfüggöny sífutópálya deformált gneisz (DU2CS1) szálkőzetéből. Ezen kívül készítettem vékonycsiszolatot a Róka házi vonalás gneiszből (D6RHA1CS2, D6RHA4CS1), valamint a Nándormagaslaton mintázott

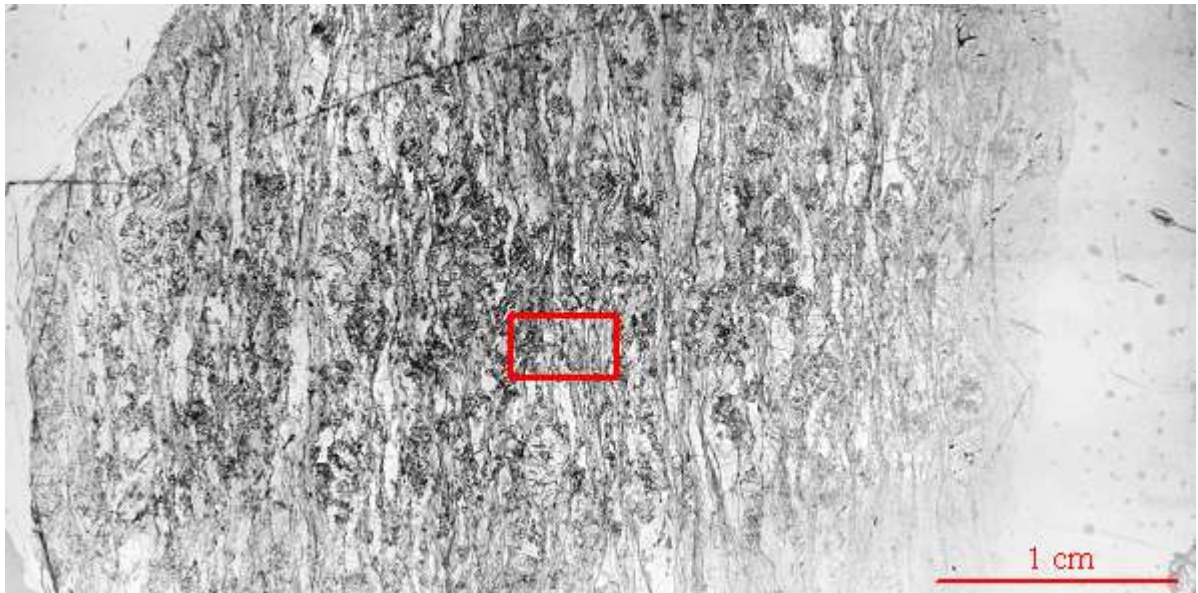
agyagos-limonitos kőzetből (D8NM4CS1), hogy mikroszkóp alatt megvizsgálhassuk a kőzet összetételét és eldönthessük, hogy milyen típusú kőzetről van szó (gneisz vagy leukofillit). Az agyagos-limonitos ér menti gneisz kőzetekből négy vékonycsiszolat készült (D10OM1CS1, D10OM6CS1, D10OM7CS1, D10OM8CS1). Ezek összefoglalása szerepel az 5. táblázatban.

Csiszolat neve	Lelőhely - Kőzettípus	Polarizációs mikroszkóp	SEM	mikroPIXE
HK2CS1	Harka - Metagránit	+	-	-
VÁRJ4CS1	Várisi-kőfejtő - Metagránit	+	-	-
VÁRL1CS1	Várisi-kőfejtő - Metagránit	+	-	-
DA3CS1	Csalóka-forrás – deformált gneisz	+	+	-
DU2CS1	Vasfüggöny sífutópálya – deformált gneisz	+	+	+
D6RHA2CS1	Róka ház A – vonalas gneisz	+	+	+
D6RHA4CS1	Róka ház A – vonalas gneisz	+	-	-
D8NM4CS1	Nándormagaslat – agyagos-limonitos gneisz	+	-	-
D10OM1CS1	Nándormagaslat – agyagos-limonitos gneisz	+	-	-
D10OM6CS1	Nándormagaslat – agyagos-limonitos gneisz	+	+	+
D10OM7CS1	Nándormagaslat – agyagos-limonitos gneisz	+	+	-
D10OM8CS1	Nándormagaslat – agyagos-limonitos gneisz	+	+	-

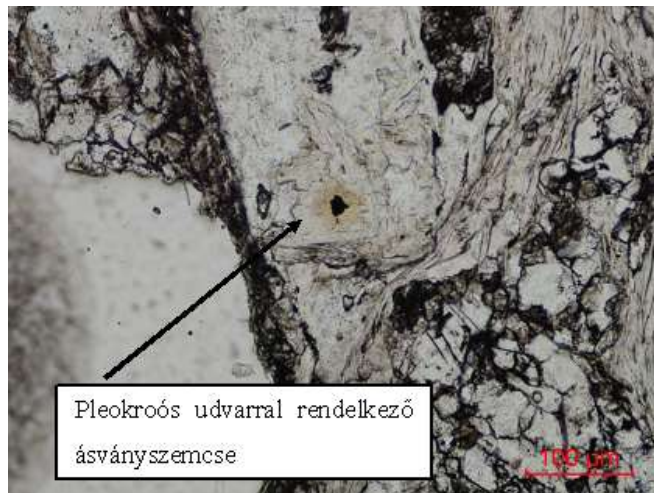
5. táblázat. A felsorolt mintákból készült vékonycsiszolatok és a rajtuk elvégzett vizsgálati módszerek „+” jellel és „-” jellel jelöltem, hogy melyik mintán milyen vizsgálatot végeztem.

### 5.5.1. Fő ásványfázisok és járulékos ásványok vizsgálata

Az elkészített összes csiszolatot a pásztázó elektronmikroszkópos mérés előtt polarizációs mikroszkóppal feltérképeztem (26. ábra). Ez azt jelenti, hogy a csiszolatokat egyenként alaposan végignéztam a mikroszkóppal, az érdekes részeket (pl. radioaktív elemet tartalmazó ásvány, illetve a körülötte megjelenő pleokroós udvar) lefotóztam, hogy a SEM vizsgálathoz egy „térképet” készítek. A pleokroós udvar azt jelenti, hogy az adott ásványszemcse körül körkörös elszíneződést látunk, melyet az ásványszemcsén belüli radioaktív bomlások okozhatnak, amely bomlás roncsolja a kőzetszemcsék szerkezetét. Erre egy példát DU2CS1 mintán mutatok be.



26. ábra. A polarizációs mikroszkóppal készített teljes kép a DU2CS1 csiszolatról, piros négyzettel a későbbiekben SEM-mel vizsgált részt jelöltem.

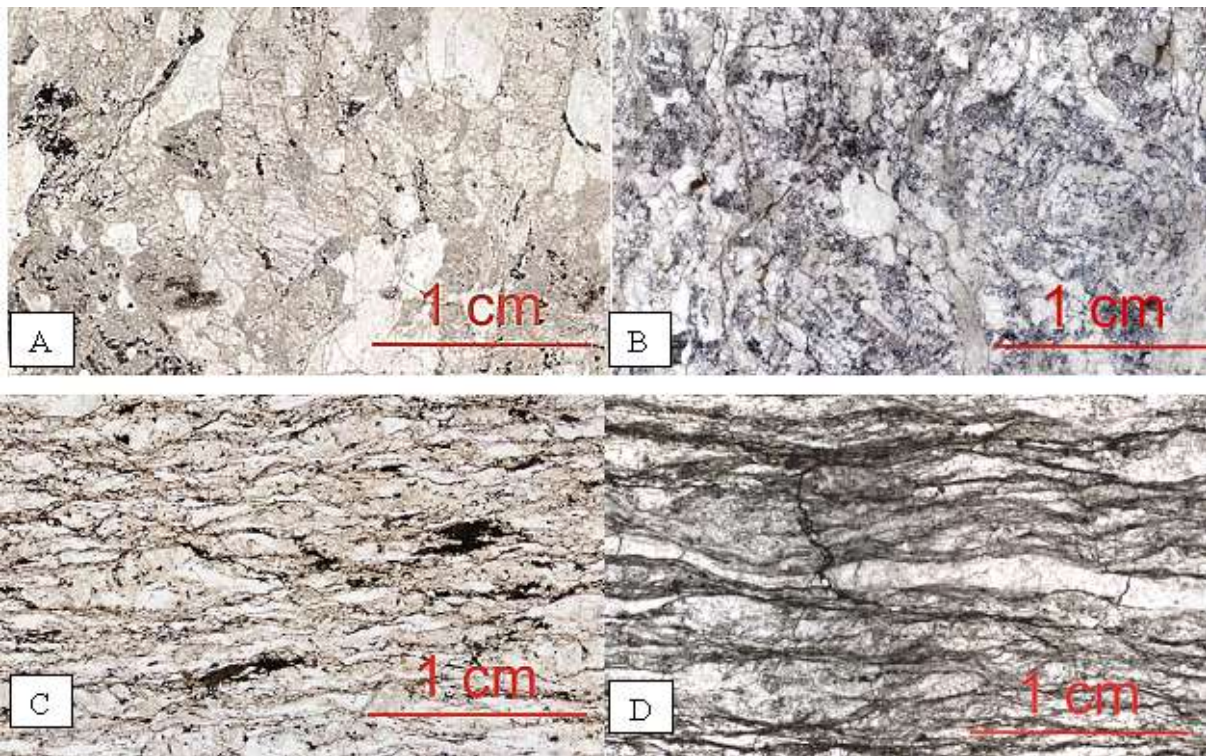


27. ábra. DU2CS1 mintáról készült polarizációs mikroszkópos kép – pleokroós udvar radioaktív elemet tartalmazó ásványszemcse körül muszkovitban.

A 5. táblázatban látható, hogy bizonyos csiszolatok esetén csak polarizációs mikroszkópos felvételek készültek, ilyenek a HK2CS1, VÁRJ4CS1, VÁRL1CS1, D6RHA4CS1 és D8NM4CS1. A mikroszkópos vizsgálattal főleg a kőzet szövetét vizsgáltam és megállapítottam a fő kőzetalkotó ásványokat, valamint felkészültem a SEM mérésekre azzal, hogy az érdekes részeket megjelöltem.

A 28. ábra a négy fő kőzettípus szöveti képét mutatja. A képeken világos színnel a földpátok és a kvarc szerepel, míg sötét színekkel a csillámok láthatóak. Az A ábrán a Váriskőfejtőből származó metagránit szövege látható, melyben a földpátok és csillámok szinte homogén eloszlásban jelennek meg, irányítottság nem figyelhető meg. A B ábrán a Csalóka-

forrás deformált gneiszének szövete szerepel, melyben a földpátok és csillámok elrendeződése már bizonyos szintű irányítottságot mutat. Ez az irányítottság erősödik tovább a C ábrán, melyen a Róka ház vonalas gneiszének szöveti képe látható. Ezen a kvarcok folyásszerű megjelenést, vonalazottságot mutatnak. A D ábrán a nándormagaslati agyagos-limonitos gneisz szöveti képe szerepel, szintén sávos, irányított szöveti képet mutat a kvarcokban haránt irányú törésekkel. (A doktori munka során szemes gneiszből, leukofillitből és csillámpalákból nem készült vékonycsiszolat, ugyanis a HPGe és radonexhalációs mérések nem indokolták).



28. ábra. Metagránit (A), deformált gneisz (B), vonalas gneisz (C) és agyagos-limonitos gneisz mikroszkópi, szöveti képe. Sötét színnel általában a csillámok, míg világos színnel a kvarc és földpátok szerepelnek.

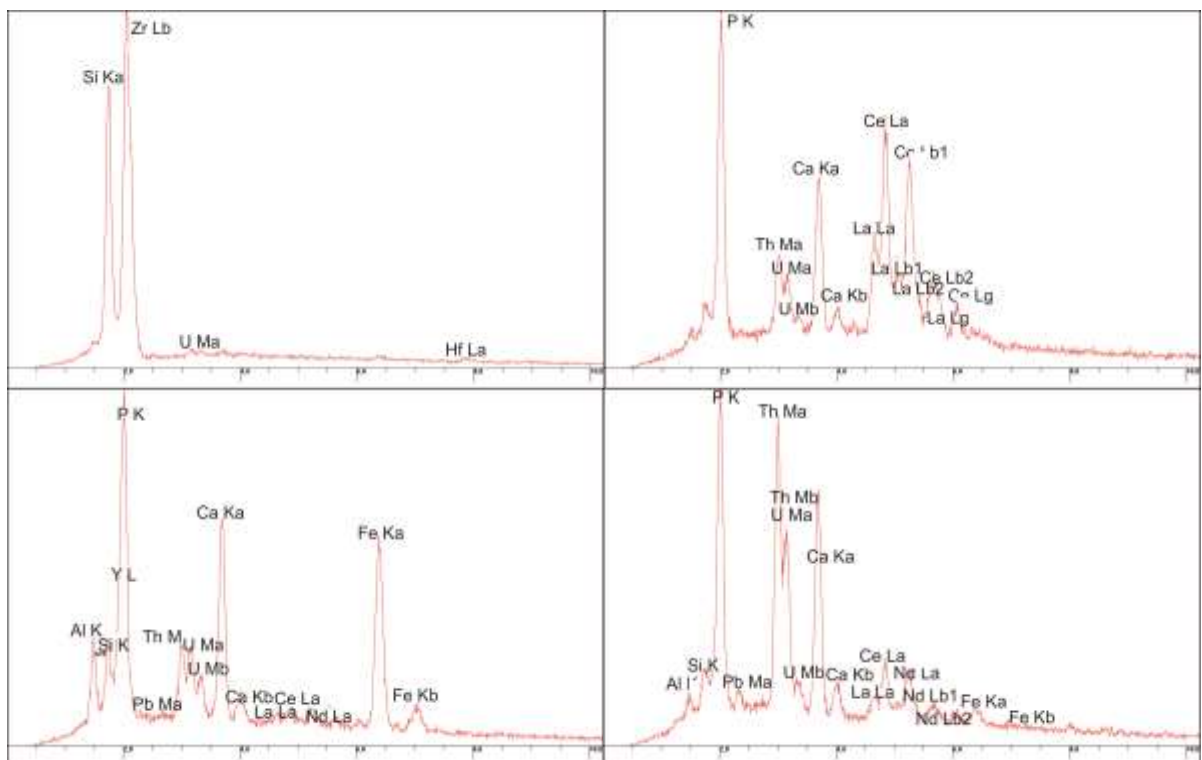
#### 5.5.1.1. A másodlagos kőzet-fluidum kölcsönhatásoktól mentes kőzetek főbb ásványos alkotói

Két lelőhelyről, a Harkai kúpról és a Várisi-kőfejtőből származó, összesen három metagránit minta esetén készült vékonycsiszolat (26/A ábra). A fő ásványfázisok mindkét lelőhely esetén a földpátok (káliföldpát és plagioklász), kvarc és csillámok – muszkovit és biotit, ám a harkai metagránitban elvéve találhatunk gránát szemcséket is. Az ásványok elrendeződése mindkét esetben szigetszerű, homogén eloszlást mutat.

### 5.5.1.2. A „Csalóka-forrás típusú” deformált gneiszek főbb ásványos alkotói és járulékos ásványai

A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatot Bendő Zsolt segítségével végeztem. Összesen két mintát vizsgáltunk a „Csalóka-forrás típusú” deformált gneiszek közül. A célunk a radioaktív atomokat tartalmazó ásványok felismerése volt, amihez visszaszórt elektron (BSE) képeket készítettünk a csiszolatokról. A mérés során meghatároztuk a kőzet legfontosabb kőzetalkotóit EDX detektorral. Ezek a kvarc, muszkovit és a káliföldpát, valamint albitot és biotitot is találhatunk a mintában, kis mennyiségben titanitot (Kertész et al., 2015).

Energia diszperzív spektrométerrel készített röntgen spektrumok alapján több radioaktív izotópot hordozó, járulékos ásványt, azonosítottuk, mint pl. cirkont ( $\text{ZrSiO}_4$ ) (U), monacitot ( $\text{CePO}_4$ ) (U; Th), allanitot  $[(\text{Ce,Ca,Y,La})_2(\text{Al,Fe}^{+3}\text{SiO}_4)_3(\text{OH})]$  (U; Th), és xenotimot ( $\text{YPO}_4$ ) (U; Th). Majd további nagyításokat alkalmazva cheralit ( $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$ ) (Th) szemcséket is (29. ábra) (Kertész et al., 2015).

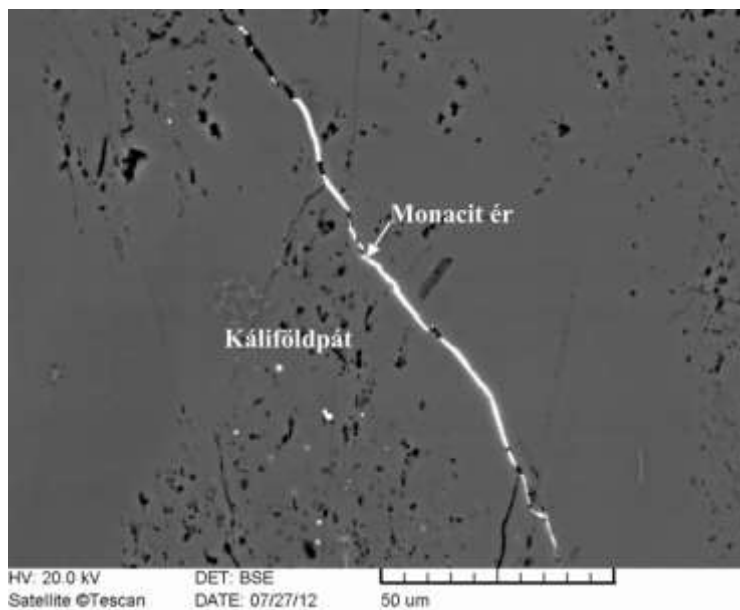


29. ábra. A cirkon, monacit, xenotim és cheralit ásványok röntgen spektruma. Az x-tengelyen a hullámhossz található, az y-tengelyen pedig a sugárzás intenzitása.

Az egyik mintában találtunk egy beazonosíthatatlan uránoxid fázist, amely bizonyíték a másodlagos urán hozzáadódásra.

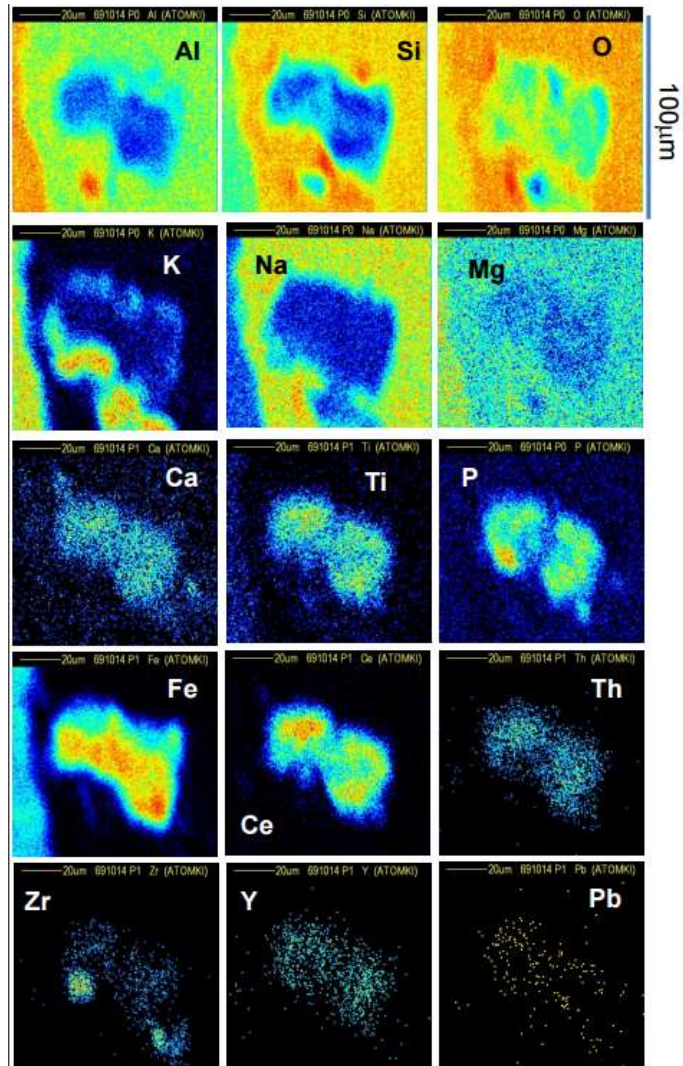
Ezek mellett bizonyítékot találtunk a pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal arra, hogy a radioaktív elemeket hordozó ásványok egy része másodlagosan, azaz az adott kőzet kialakulása után került a gneiszbe, ugyanis a kőzetet alkotó ásványokat átszelő repedések, erek mentén jelenik meg a monacit (30. ábra).

A 31. ábrán a vékonycsiszolat 100  $\mu\text{m}$  x 100  $\mu\text{m}$ -es területéről láthatunk elem térképet, mely mikroPIXE módszerrel készült. A Ce, Zr és P jelenlétéből arra következtetünk, hogy egy monacitszemcséről ( $\text{CePO}_4$ ) és cirkon ( $\text{ZrSiO}_4$ ) szemcséről van szó, mely mellett dúsul a Fe, Pb, Ti, Y és Th. Az ittrium jelenléte a xenotim ásványhoz kapcsolható ( $\text{YPO}_4$ ).



30. ábra. A kőzetalkotó ásványokat átszelő repedések, erek mentén jelenik meg a monacit.



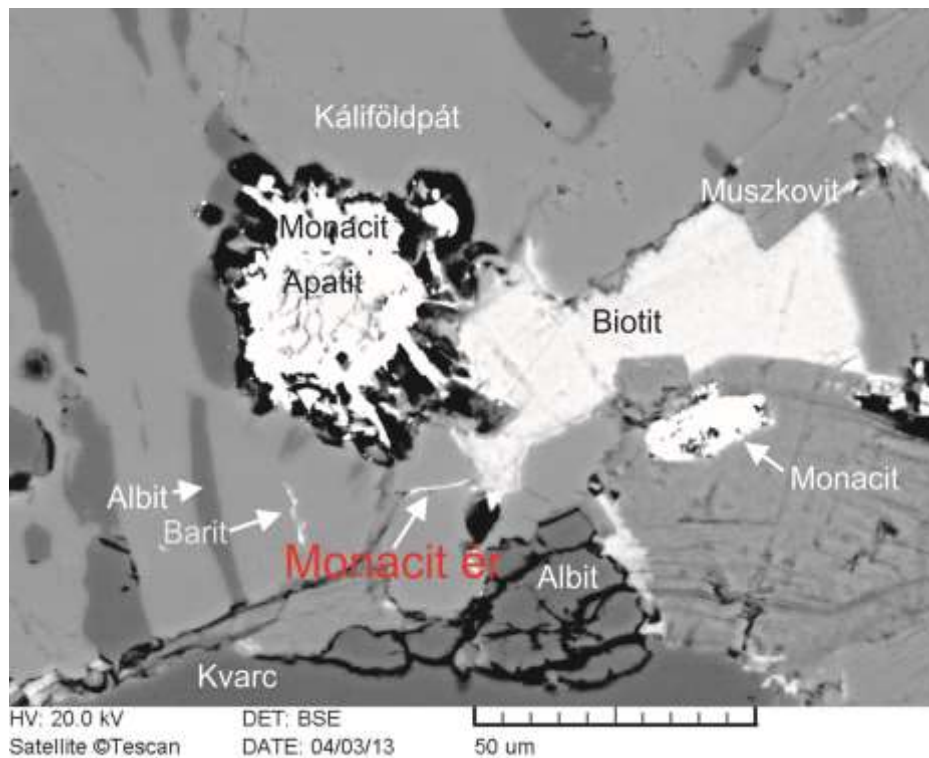


31. ábra. DU2CS1 mintáról készült mikroPIXE elem térkép egy monacit szemcséről.

### 5.5.1.3. A plasztikusan deformálódott vonalas gneiszek főbb ásványos alkotói és járulékos ásványai a D6RHA1CS1 (Róka ház) minta példáján

A Róka házi vonalas gneisz fő ásványfázisai hasonlóak a Csalóka-forrásnál leírtakkal, ezek a kvarc (q), muszkovit (ms) és a káliföldpát (kfs), albit (ab) és biotit, kis mennyiségben baritot (brt) is láttunk a mintákban (32. ábra).

Járulékos ásványokként szintén megjelenik a cirkon ( $ZrSiO_4$ ) (U), monacit ( $CePO_4$ ) (U; Th), és leggyakrabban cheralit ( $CaTh(PO_4)_2$ ) (Th) szemcséket láthattunk. Ahogy a 32. ábrán látszik, a monacit erek mentén, másodlagos formában és szemcsék (elsődleges, azaz a kőzet kialakulásával egy időben keletkezett) formájában is megjelenik.



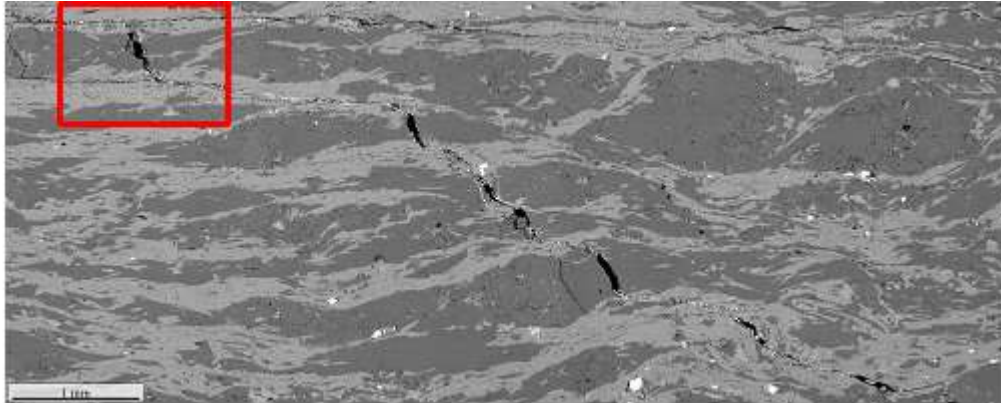
32. ábra. A D6RHA1CS1, Róka házi mintáról készített világos látóterű BSE kép, melyen a fő és járulékos ásványok láthatók.

A csiszolatról készült PIXE vizsgálat is, mely eredmények azt mutatják, hogy a vizsgált szemcsék nagy hányada Ce-tartalmú volt, ami monacitra utal. Ezek az ásványok mindig nagy Fe tartalmú erek mentén jelentek meg Ca-mal és P-ral, esetenként Sm-mal és Mn-nal. A Ce-mal együtt a Th is megjelent a spektrumokon, melynek koncentrációja néhány száz ppm-től több tízezer ppm-ig terjedt. Néhány vizsgált szemcse Zr-ot tartalmazott (a legnagyobb mért koncentráció közel 40% volt), ez a cirkon ásványra utal. A Zr mellett néhány száz ppm koncentrációban U is megjelent. A Zr mellett azonosítottak Ce-ot, Ti-t és kis mértékben Hf-ot, környezetükben leginkább O, Mg, Na és Si fordult elő. Egy Ce-tartalmú ásványról készült spektrum elemzése során kapott táblázatot a 2. mellékletben mutatok be, ami egy 20 µm x 30 µm-es monacit szemcséről készült. A táblázatban látható, hogy a Ce és a P mellett igen nagy koncentrációban van jelen a Th (24500 ppm), illetve látható, hogy az U-nál két nagyságrenddel nagyobb mennyiségben jelenik meg a szemcsében.

#### 5.5.1.4. A nándormagaslati agyagos-limonitos gneiszek főbb ásványos alkotói és járulékos, radioaktivitást hordozó ásványai

A Nándormagaslaton vett minták közül összesen 3 db vékonycsiszolat készült, D10OM6CS1, D10OM7CS1, D10OM8CS1.

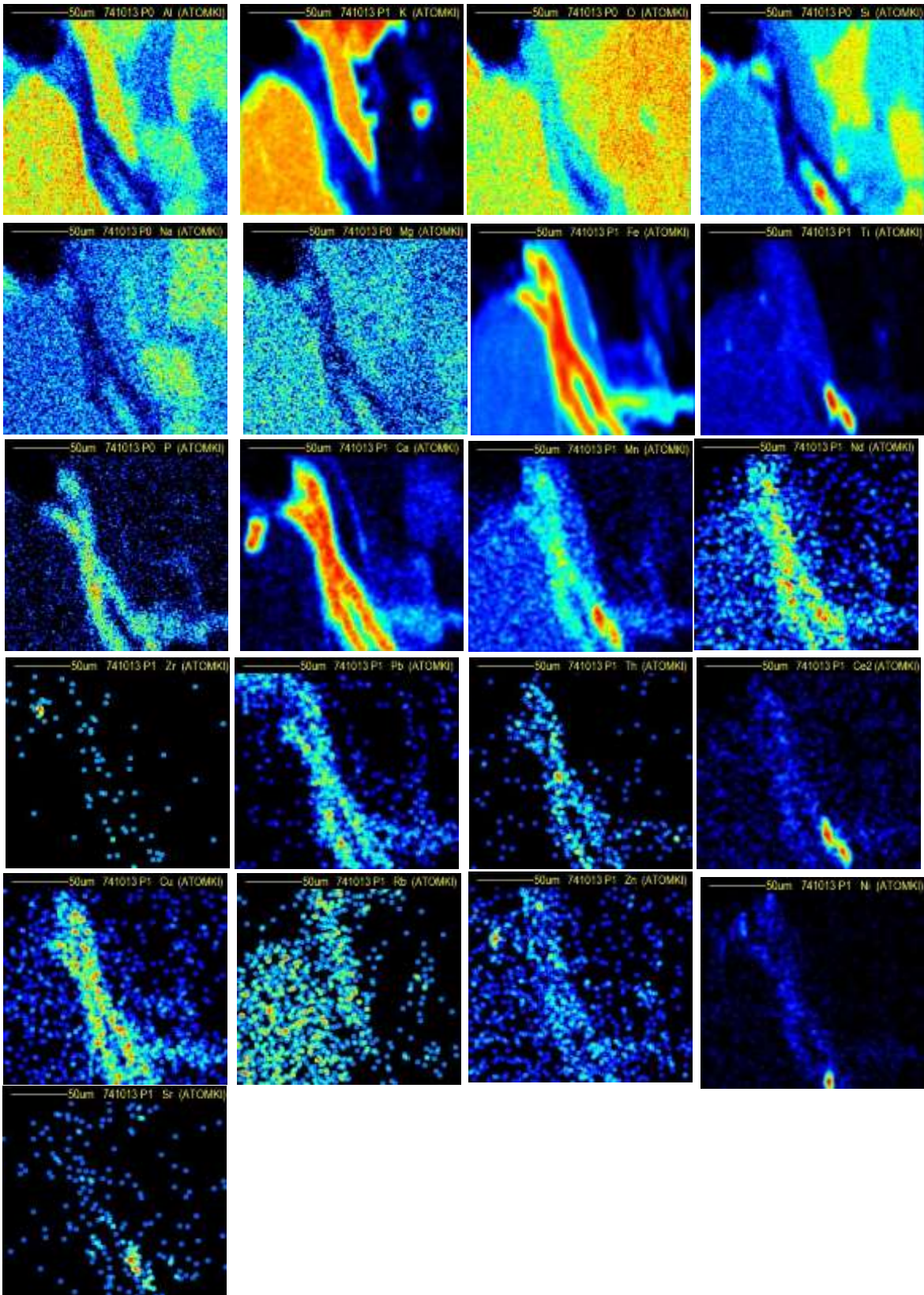
A fő ásványfázisok megegyeznek az előzőekben leírtakkal. A D10OM6CS1 minta esetén egy repedés mentén vizsgáltuk a járulékos ásványokat. Ez a repedés látható a 33. ábrán.



33. ábra. D10OM6CS1 vékonycsiszolat világos látóterű visszaszórt elektron képe.

A mikroPIXE mérések eredményeképp elemtérképeket kaptunk a debreceni Atommagkutató Intézet laboratóriumától. A 34. ábrán látható elemtérképek alapján a repedések mentén dúsul a Fe, Ca és P, azaz apatitos környezetben dúsul a Fe, Mn, Pb és különböző ritkaföldfémek – Ce, Nd, Th, valamint egy Ni és Ti tartalmú ásvány is megjelenik.

D10OM6CS1 200 $\mu$ m x 200 $\mu$ m



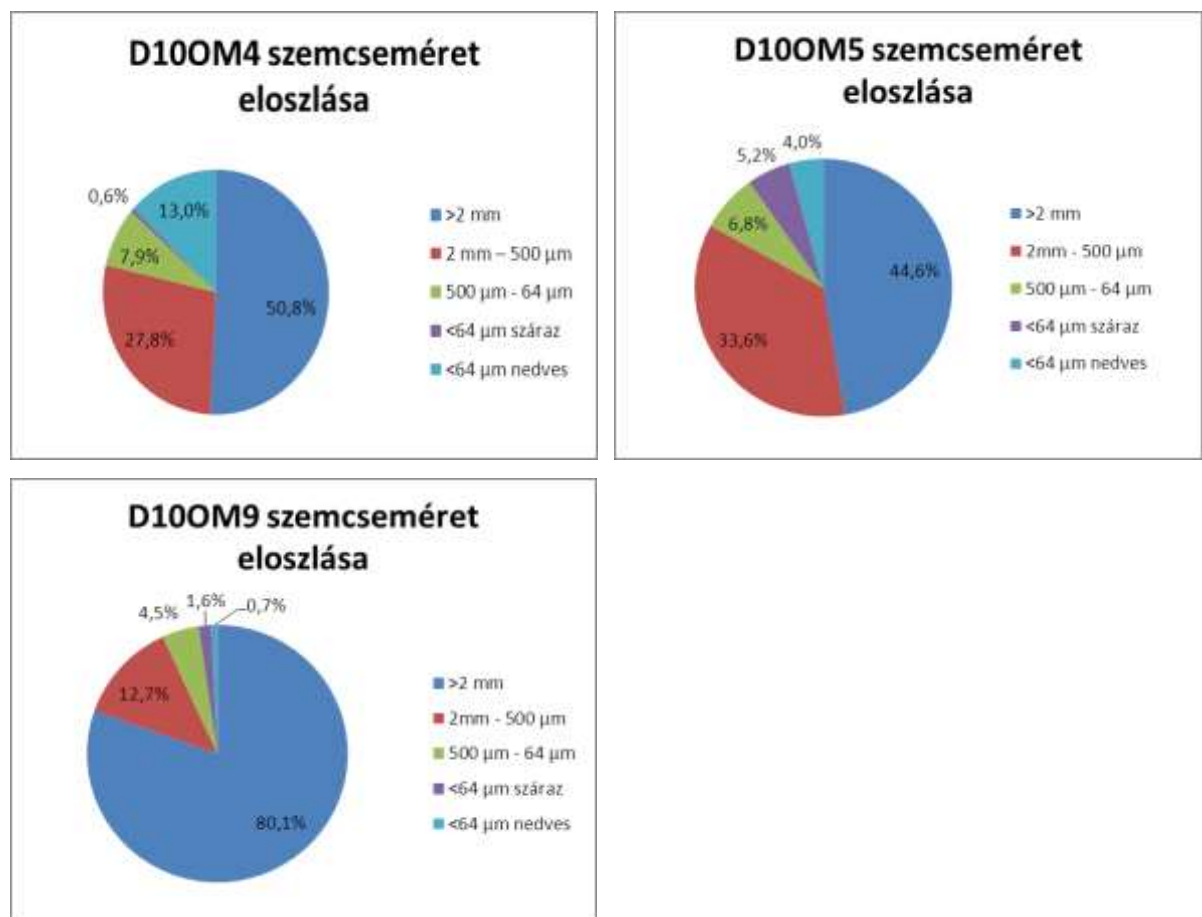
34. ábra. D10OM6CS1 vékonycsiszolatról készült mikroPIXE felvételek – elemtérképek.

### 5.5.2. A nándormagaslati agyagos-limonitos gneiszek részletesebb kőzettani vizsgálata

Ebben a fejezetben arra a kérdésre kerestem a választ, hogy melyik szemcseméret frakcióhoz kötődik a radioaktív ásványok jelenléte.

Ahogy a 4.4. mintaelőkészítésről szóló fejezetben látható, 3 db nándormagaslati mintán száraz, illetve nedves szitálást végeztem (D10OM4, D10OM5 és D10OM9). Négy szemcseméret frakcióra bontottam a mintákat: 2 mm feletti frakció, 2 mm – 0,5 mm közötti, 0,5 mm - 64 µm közötti és 64 µm alatti szemcseméret frakció.

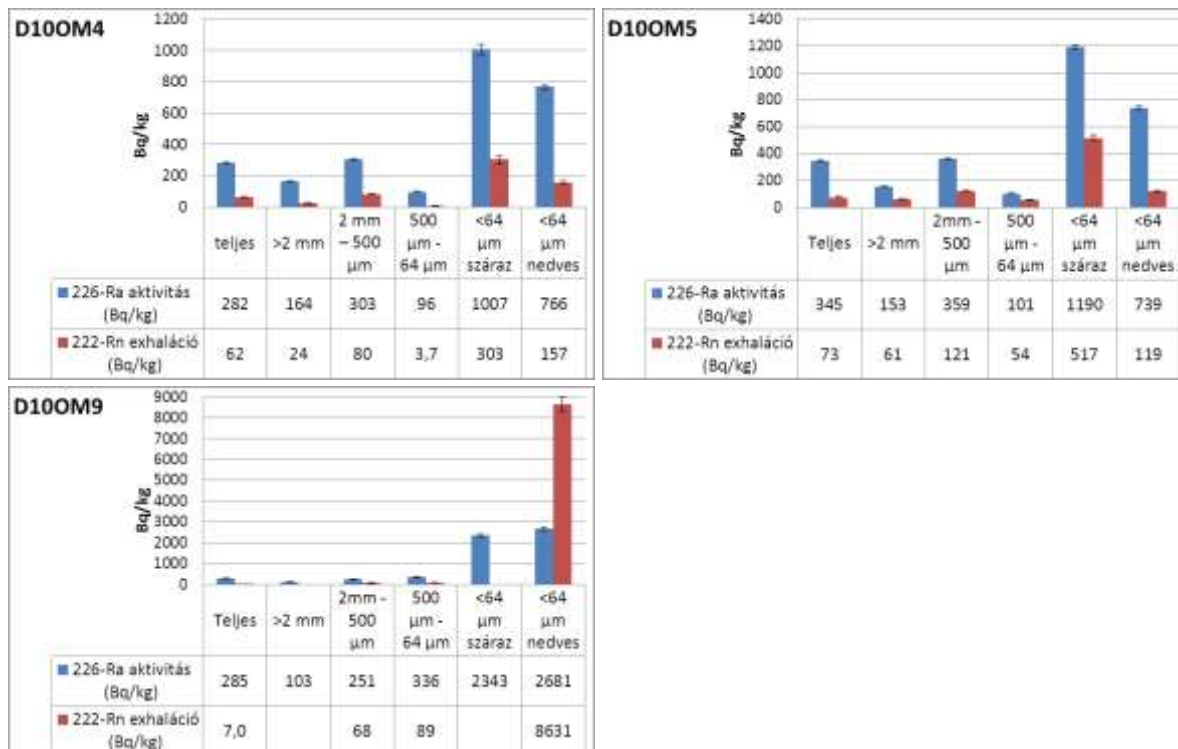
A szitálás után az egyes frakciókat alávetettük rádium aktivitáskoncentráció mérésnek, radonexhaláció mérésnek és a teljes mintákból, illetve a 64 µm alatti szemcseméretekből főkomponens-, nyomelem-, és ritkaföldfém analízist végeztünk ICP OES és ICP MS műszereken, hogy megtudjuk, milyen elemekkel együtt dúsul fel a rádium a 64 mikron alatti szemcseméret frakcióban.



35. ábra. A D10OM4, D10OM5 és D10OM9 agyagos-limonitos gneisz minták szemcseméret eloszlása.

A 35. ábra alapján a D10OM4 és D10OM5 minták szemcseméret eloszlása nagyon hasonló, a 2 mm feletti frakció csaknem 50%, a 64 µm alatti frakció pedig kb. 10%-ot tesz ki. A D10OM9 minta 2 mm feletti frakciója ezzel szemben 80% és a 64 µm alatti frakció csak 2,3 %-ot tesz ki.

A 36. ábra a szemcseméret frakciók rádium aktivitáskonzentrációját és radonexhalációját mutatja. Látható, hogy a rádium mindhárom esetben a 64 µm alatti frakcióban dúsul és már száraz szitálás során is leválasztódik a radioaktivitást hordozó szemcsék nagy része, ugyanis a szárazon szitált 64 µm alatti frakcióban nagyobb rádium aktivitáskonzentrációt és radonexhalációt mérhetünk. A D10OM9 minta esetén radonexhaláció mérés nem történt a 2 mm feletti frakcióból, illetve a szárazon szitált 64 µm alatti frakcióból, ugyanis nagyon kis mennyiségű minta keletkezett szitálás során, ami alkalmatlan volt a mérések kivitelezéséhez. Ez a minta nagymértékben különbözik a másik kettőtől, ugyanis a nedvesen és szárazon szitált legkisebb szemcseméret frakció rádium aktivitása több mint kétszer akkora - 2680±80 Bq/kg, és a radoexhalációja is rendkívül kiemelkedő, 8600±350 Bq/kg. A D10OM9 mintának további eltérése a többitől, hogy a rádium mellett a tórium tartalom is feldúsult a legkisebb szemcseméret frakcióban, ahogy ez a 6. táblázatban is látható félkövér betűvel szedve.



36. ábra. A D10OM4, D10OM5 és D10OM9 minták szemcseméret frakciók szerinti <sup>226</sup>Ra aktivitáskonzentrációja és <sup>222</sup>Rn exhalációja.

D10OM9 Szemcseméret frakció	<sup>226</sup> Ra aktivitás (Bq/kg)	$\sigma$ (Bq/kg)	<sup>40</sup> K aktivitás (Bq/kg)	$\sigma$ (Bq/kg)	<sup>232</sup> Th aktivitás (Bq/kg)	$\sigma$ (Bq/kg)
Teljes	285	6	753	11	37,8	1,3
>2 mm	103	3	355	7	13,1	0,8
2mm - 500 $\mu$ m	251	9	696	17	30,0	2,4
500 $\mu$ m - 64 $\mu$ m	336	17	726	27	36,1	5,0
<64 $\mu$ m száraz	2343	74	797	65	<b>230</b>	20
<64 $\mu$ m nedves	2681	85	1119	91	<b>322</b>	27

6. táblázat. A D10OM9 szemcseméret frakcióinak fajlagos rádium, kálium és tórium aktivitáskonzentrációja.

A főkomponens elemzések alapján a három minta közül a főkomponensekben a D10OM9 esetén történt jelentősebb dúsulás a legkisebb szemcseméret frakcióban. A Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tartalom a teljes mintához képest 3,3%-ról 10%-ra növekedett és a P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> tartalom 0,66%-ról 3,3%-ra dúsult a 64 mikronos frakcióban az ICP OES mérések alapján. Az összes elemzés eredményét táblázatos formában a függelékben teszem közzé (3. Melléklet).

Nyomelemek tekintetében is van eltérés a két frakció között a D10OM5 és D10OM9 minták esetén. A teljes minták Cr tartalma lecsökkent, 101 mg/kg és 550 mg/kg-ról 7 mg/kg és 22 mg/kg-ra. Az Pb tartalom azonban a <64 mikronos frakcióban dúsul, ugyanis a teljes mintához képest, azaz 124 mg/kg helyett 811 mg/kg-ot mértem (4. melléklet). Urán és tórium tartalom tekintetében a D10OM9 minta esetén mértünk ki jelentősebb mértékű dúsulást. Az eredmények a 7. táblázatban láthatóak. A D10OM9 minta Th tartalma a 64 mikron alatti frakcióban dúsul, a teljes mintában 19 mg/kg-ot a 64 mikron alatti frakcióban 127 mg/kg-ot mértünk.

	Th (mg/kg)	U (mg/kg)	Ritkaföldfém dúsulási index (DI)	Th (mg/kg)	U (mg/kg)	Ritkaföldfém dúsulási index (DI)
	Teljes kőzet			<64 $\mu$ m		
D10OM4	10,4±0,5	15,2±0,3	1,78	21,3±0,4	31,4±0,6	3,99
D10OM5	9,64±0,5	17,7±0,4	2,80	17,9±0,4	29,4±0,6	4,70
D10OM9	19,1±0,4	16,3±0,3	0,33	<b>127±3</b>	85,8±1,7	<b>1,45</b>

7. táblázat. A nándormagaslati agyagos-limonitos gneiszek ICP MS-sel mért U és Th tartalma és a ritkaföldfém dúsulási indexek a teljes kőzetben és a 64 mikronnál kisebb szemcseméret frakcióban.

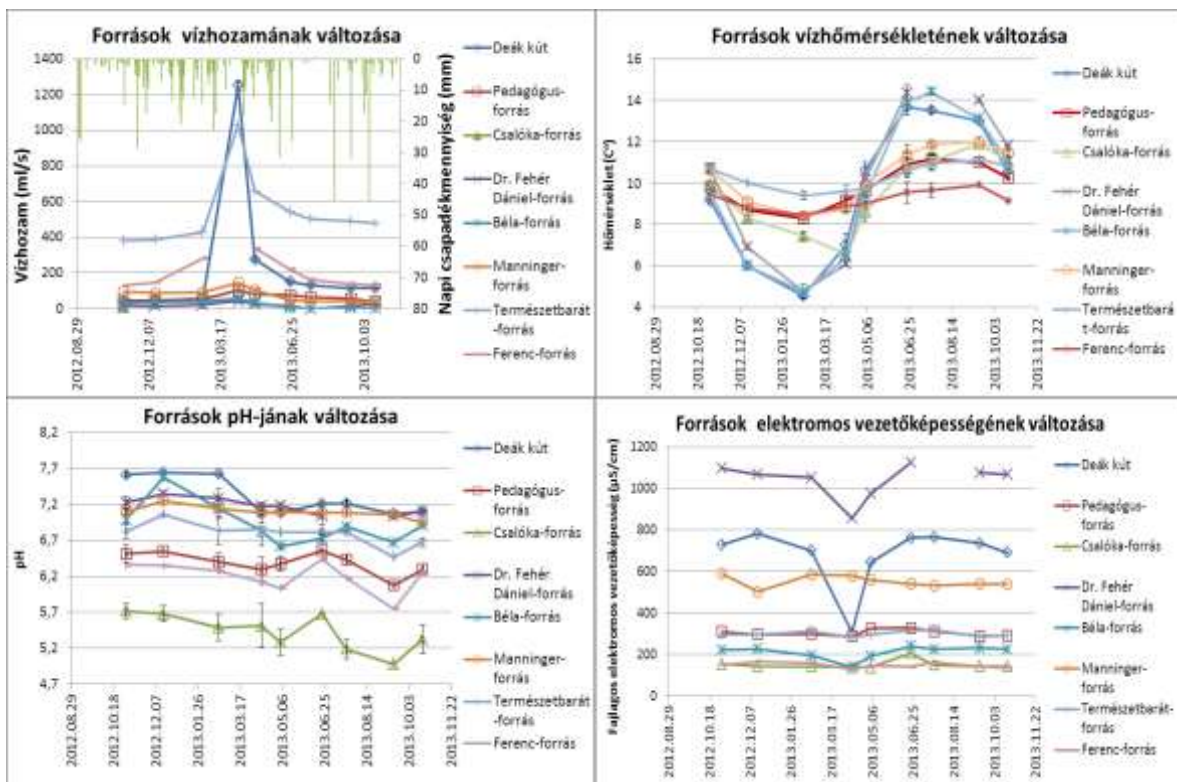
A ritkaföldfémek (RFF) és az Y minden minta esetén a <64 mikronos szemcseméret frakcióban dúsultak, ami szintén a D10OM9 minta esetében volt a legjelentősebb, ott ugyanis a teljes kőzetben RFF hiánnyal számolhattunk (DI=0,33), míg a 64 mikron alatti frakcióban DI=1,45.

A ritkaföldfém dúsulási indexet, ami megmutatja, hogy a ritkaföldfémek mennyisége milyen mértékben dúsult fel a felsőkéreg összetételéhez képest, Rudnick és Gao (2003) szerint számoltuk ( $\Sigma RFF+Y=168,14$ ).

## 5.6. Források vizsgálatának eredményei

### 5.6.1. A források fiziko-kémiai paramétereinek változása

A 37. ábrán a források vízhozamának, vízhőmérsékletének, pH-jának és fajlagos elektromos vezetőképességének egyéves idősorát láthatjuk. A vízhozam változásának ábráján feltüntettem zöld oszlopokkal a napi csapadékmennyiséget is 2012.11.02-től 2013.10.19-ig.



37. ábra. A hőmérséklet, pH, fajlagos elektromos vezetőképesség és vízhozam változása a kiválasztott nyolc forrásban.

#### 5.6.1.1. Vízhozam

A legnagyobb vízhozamú forrás a Természetbarát-forrás, éves átlagban 540 ml/s, ezt követi a Deák-kút 240 ml/s-os vízhozamával. A Ferenc-forrás vízhozama 190 ml/s, a Manninger-forrásé 77 ml/s, a Pedagógus-forrásé 62 ml/s, a Béla-forrásé 25 ml/s, a Dr. Fehér Dániel-



forrásé 20 ml/s éves átlagban. A Csalóka-forrás vízhozamát egyszer becsültük 2012.11.02-án, az első mintavételi alkalommal, ekkor vízhozama 8 ml/s-nak adódott.

A 37. ábrán látható, hogy az összes forrás vízhozamában 2013.04.11-én történt egy nagyobb, az alaphozam értéket többszörösen meghaladó ugrás. Ennek csak mértéke különböző, a Deák-kút, a Természetbarát-forrás és a Ferenc-forrás esetén volt a legnagyobb. A Ferenc-forrás esetén ezen a napon nem tudtunk vízhozamot mérni, mert a forrás kifolyócsövét ellepte a víz a hóolvadás után történt áradás miatt. A változás a vezetőképesség csökkenésben is szépen megnyilvánul, és azt jelzi, hogy nagymennyiségű híg víz hígította a forrásokat, mely a hóolvadásból származik.

A Dr. Fehér Dániel-forrás vize elapadt 2013.07.21-én, illetve a Béla-forrás esetén figyelhető meg jelentősebb változás, ugyanis kezdeti 35 ml/s-os vízhozama (2012.11.02) elérte maximumát 57 ml/s-nál (2013.04.11), majd ezután vízhozama csökkent és az utolsó 4 hónapban vízhozama nem haladta meg az 5 ml/s-ot.

#### **5.6.1.2. Vízhőmérséklet**

Általánosságban elmondható a forrásokról, hogy a vízhőmérsékletük egy év alatt az évszakoknak megfelelően változott, bizonyos források esetén kisebb, némelyikék esetén nagyobb mértékben. A Csalóka-forrás kivételével az összes forrás vízhőmérséklete februárban érte el minimumát, míg a Csalóka-forrás áprilisban. Ugyanígy maximumukat július-szeptemberben érték el.

A források közül a Ferenc-forrás vízhőmérséklete volt a legkiegyenlítettebb, minimumát februárban érte el, 8,5 °C-ot, maximumát szeptemberben 9,9 °C-ot.

A Pedagógus-forrás, Természetbarát-forrás, Manninger-forrás és a Csalóka-forrás vízhőmérséklete mérsékeltén változott az egy év alatt, minimumuk átlagosan 8,4 °C, míg maximumuk 11,4 °C.

A Deák-kút, a Dr. Fehér Dániel-forrás és a Béla-forrás vízhőmérséklete változott legnagyobb mértékben az egy év alatt, minimumukat februárban érték el 4,7 °C-ot, maximumukat pedig a nyári hónapokban, 14 °C-ot.

A víz hőmérséklet ingadozás mértéke utalhat a források felszín alatti pályájának mélységére-sekélyiségére. A sekélyebb pályával rendelkező források hő ingása nagyobb.

### 5.6.1.3. pH

A források pH-ja 4,98 (Csalóka-forrás) és 7,64 (Deák-kút) között változik. Összességében elmondható, hogy a források pH-ja enyhén csökkenő tendenciát mutat egy év alatt, legnagyobb csökkenés a Csalóka-forrás esetén mutatható ki, de a Béla-forrás pH-ja is mutat változást, a periódus elején növekedést, majd csökkenést. Általánosságban jellemző, hogy a rövid áramlási pályával rendelkező források pH-ja kisebb, ugyanis a savas csapadék hatása rövidebb pályán nem semlegesítődik.

Legmagasabb pH-ja a Deák-kútnak van, 7,3, ezt követi a Dr. Fehér-Dániel-, és a Manninger-forrás 7,2 és 7,1 pH-ja. A Béla-forrás pH-ja 6,9, a Természetbarát-forrásé 6,8, a Pedagógus-forrásé 6,4 és a Ferenc-forrásé 6,2. A legkisebb pH-val a Csalóka-forrás jellemezhető, ennek éves átlagban értéke 5,4.

### 5.6.1.4. Fajlagos elektromos vezetőképesség

A Dr. Fehér Dániel-forrás rendelkezik a legnagyobb vezetőképességgel, éves átlagban 1040  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , ezt követi a Deák-kút, aminek a vezetőképessége 680  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . A Manninger-forrás vezetőképessége 550  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , a Pedagógus-, és Természetbarát-forrásé 300  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , a Béla-forrásé 210  $\mu\text{S}/\text{cm}$  és legkisebb a Csalóka-forrásé 150  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

A források közül a Dr. Fehér Dániel-forrás és a Deák-kút esetén történt jelentősebb változás a fajlagos elektromos vezetőképességben egy év alatt. Ezek vezetőképessége áprilisban ugrásszerűen lecsökkent, majd a következő hónapokban visszaállt az eredeti értékre.

### 5.6.1.5. A források radonkoncentrációja



38. ábra. A források radonkoncentrációjának egy éves időszaka.

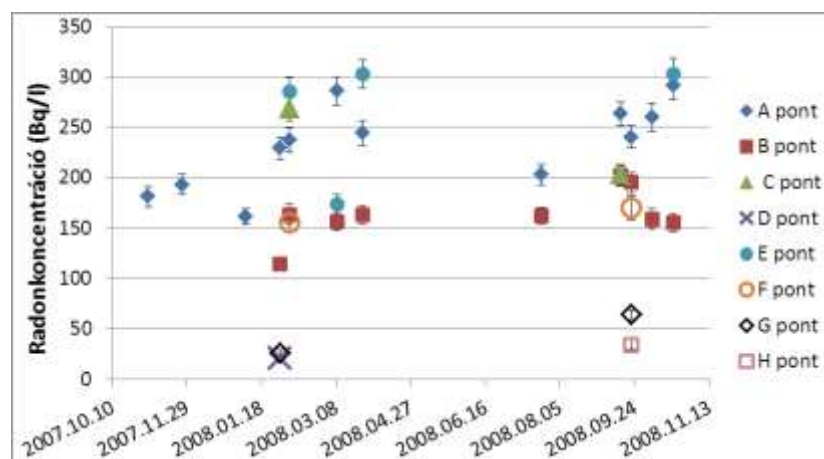
A források radonkoncentrációja széles határok között mozog (38. ábra). Két csoportot különítettem el, a 100 Bq/l-nél nagyobb radonkoncentrációjú és a 100 Bq/l-nél (fekete vízszintes vonal) kisebb radonkoncentrációjú forrásokat.

Legnagyobb radonkoncentrációval a Csalóka-forrás rendelkezik, 232 Bq/l éves átlagban. Ezt követi a Pedagógus-forrás és a Ferenc-forrás egyaránt 158 Bq/l radonkoncentrációja. A Béla-forrás 84 Bq/l-es, a Természetbarát-forrás 76 Bq/l-es radonkoncentrációval rendelkezik. A Manninger-forrás radontartalma 42 Bq/l, a Dr. Fehér Dániel-forrásé 27 Bq/l és a Deák-kúté 15 Bq/l.

#### 5.6.1.5.1. A Csalóka-forrás radonkoncentrációja – térbeli és időbeli eloszlás

A Csalóka-forrás vizének radontartalmát az első periódusban (2007-2008) több alkalommal és több mintavételi pontban mértük (lásd: 13. ábra). Az eredmények területi és időbeli eloszlása látható a 39. ábrán.

A legnagyobb átlagos értékeket az A ( $c_{\text{átlag}}=232$  Bq/l) és E ( $c_{\text{átlag}}=266$  Bq/l) pontokban mértük. A B és A pontban mérhető radonkoncentrációk között szisztematikus eltérés van, a B pontban mért átlagos radonkoncentráció  $c_{\text{átlag}}=163$  Bq/l, habár a két pont közti távolság viszonylag kicsi, kb. 50 cm. A legkisebb radonkoncentrációt a D pontban mértük ( $c_{\text{átlag}}=21$  Bq/l), ez az A ponttól legtávolabb eső pont. Az F ( $c_{\text{átlag}}=162$  Bq/l, G ( $c_{\text{átlag}}=45$  Bq/l), és a H ( $c=34$  Bq/l) mintavételi pontok a forrás vizének felszíni lefolyásából származnak.



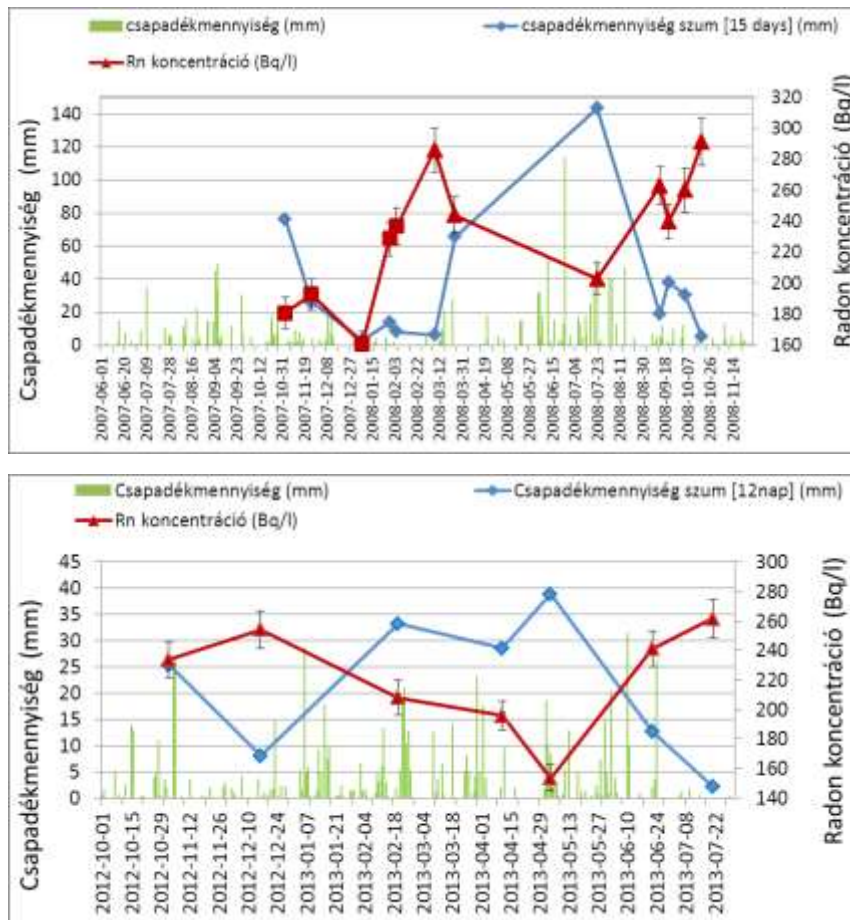
39. ábra. A radonkoncentráció térbeli és időbeli eloszlása. A talajból fakadó vizek eredményei kitöltött szimbólummal, a felszíni vízből származó minták üres szimbólumokkal vannak jelölve.

### 5.6.1.5.2. A radonkoncentráció időbeli eloszlása

A forrás fő előtörési pontja (A pont) két periódusban, 1-1 éven át volt monitorozva radonkoncentráció szempontjából. Az első adatsor esetén (2007-2008) a mért értékek 161 Bq/l és 291 Bq/l közé estek, az éves átlag 232 Bq/l volt, az empirikus szórás 41 Bq/l, ami az éves átlag 18%-át teszi ki.

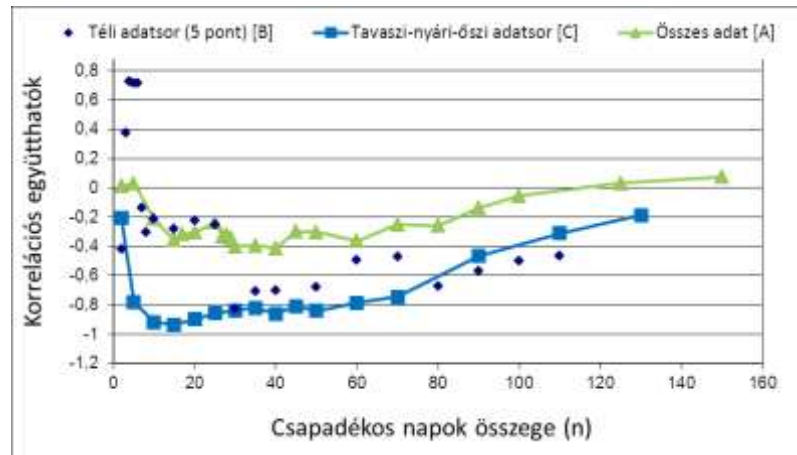
A második periódusban (2012-2013) a mért radonkoncentráció értékek 153 Bq/l és 261 Bq/l közé estek. Az éves átlag 221 Bq/l volt.

Ahogy az 4.7. fejezetben említettem, a víz radonkoncentrációja függ a vízhozamtól, ami viszont függhet a csapadékmennyiségtől. Hogy eldönthessük, van-e kapcsolat a radonkoncentráció és csapadékmennyiség között, összegyűjtöttem a megadott időszakokra jellemző napi csapadékadatokat. Ebben nagy segítségünkre volt Kucsara Mihály, aki a Magyar Meteorológiai Társaság görbehalmi állomásán gyűjtött adatokat rendelkezésünkre bocsátotta (Gribovszki et al., 2006). A csapadék és radon adatok (A pont) a 40. ábrán szerepelnek.



40. ábra. Csapadékmennyiség és a radonkoncentráció kapcsolata.

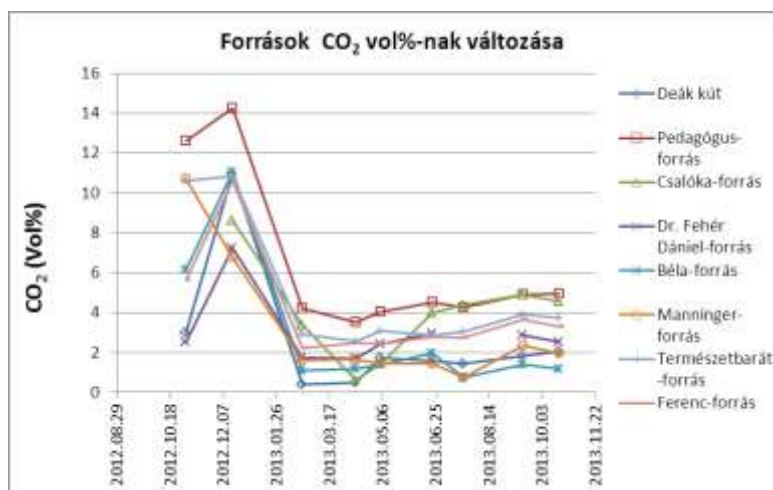
Megvizsgáltuk a korrelációt a csapadékmennyiség és az adott napon mért radonkoncentráció között. Ehhez azonban elsőként el kellett dönteni, hogy a mérési időpont előtti hány csapadékos nap érvényesíti a hatását a radonkoncentrációra. Ehhez összeadtuk a mérés előtti napok csapadékadatait ( $n=2-150$  nap). A koncentráció  $n$ -től való függését három esetre számoltuk ki: A) minden csapadék-radon adatpár figyelembe lett véve, B) csak a téli periódusra eső adatpárok lettek figyelembe véve – 5 adatpár (2007. október 15-től 2008. március 1-ig), C) tavaszi- nyári-őszi adatpárok. Az eredményeket a 41. ábrán mutatom be.



41. ábra. A korrelációs együttható és a összegzett csapadékos napok ( $n$ ) összefüggése a három esetre (A, B és C).

A 41. ábrán a korrelációs együtthatók függését láthatjuk az összegzett periódus hosszától. A C) adatsor minden eleme a negatív tartományba esik. Az A) adatsor esetén csak az értékek 10%-a kis pozitív szám. Az A) és C) adatsorok lefutása hasonló, míg a B) adatsor nem mutat tendenciaszerű változást. A legnagyobb negatív korrelációt a C) adatsor mutatja 15 napos összegzett periódusra.

### 5.6.1.6. A források CO<sub>2</sub> koncentrációja



42. ábra. A források CO<sub>2</sub> tartalmának változása egy év alatt.

A források CO<sub>2</sub> tartalmának változása látható a 42. ábrán. Az első két mérési napon a források az éves átlaghoz képest nagyobb CO<sub>2</sub> koncentrációval rendelkeztek, ami a második mérési napon érte el a maximumát, majd ezek után a források CO<sub>2</sub> koncentrációja lecsökkent egy bizonyos értékre, és nem mutat jelentősebb változást, egy átlagos érték körül stagnál az év folyamán. Ez alól kivételt képez a Csalóka-forrás, melynek CO<sub>2</sub> koncentrációja áprilisban eléri minimumát, 0,63%-ot, majd folyamatos növekedés figyelhető meg a hátra lévő hónapokban. A legnagyobb CO<sub>2</sub> tartalommal a Pedagógus-forrás rendelkezik, 6,37%, ezt követi a Természetbarát-forrás 4,85%-kal, a Csalóka-forrás és a Ferenc-forrás egyaránt 3,99%-kal, a Manninger-forrás 3,19%-kal és a Dr. Fehér Dániel-forrás 3%-kal. A Béla-forrás CO<sub>2</sub> tartalma átlagosan 2,91% és a Deák-kúté 2,62%.

### 5.6.2. A források vízkémiai paramétereit

A nyolc forrás vízkémiai paramétereit három alkalommal mértem meg. A mintavételek: 2013.04.11-én, 2013.09.15-én és 2013.10.19-én történtek. A méréseket az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén végeztem nem akkreditált körülmények között, tehát a **8.** táblázatban közölt adatok tájékoztató jellegűek.

<i>Forrás neve</i>	<i>Mintavételi dátum</i>	<i>Ca<sup>2+</sup> mg/l</i>	<i>Mg<sup>2+</sup> mg/l</i>	<i>K<sup>+</sup> mg/l</i>	<i>Na<sup>+</sup> mg/l</i>	<i>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> mg/l</i>	<i>Cl<sup>-</sup> mg/l</i>	<i>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> mg/l</i>	<i>NO<sub>3</sub><sup>-</sup> mg/l</i>	<i>H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> mg/l</i>	<i>pH</i>
Deák-kút	2013.04.11	29,1	11,6	2,98	7,8	74,3	20,6	52,0	2,4	27,5	7,10
Dr Fehér Dániel-forrás	2013.04.11	102	38,1	4,66	19,7	351	41,0	90,0	29,7	15,8	7,18
Manninger-forrás	2013.04.11	71,1	19,3	1,95	18,1	220	40,4	60,0	9,6	19,8	7,09
Béla-forrás	2013.04.11	13,7	5,0	1,00	2,5	35,7	3,7	34,0	2,2	21,3	6,84
Csalóka-forrás	2013.04.11	8,2	4,4	3,23	7,0	11,9	3,8	44,0	2,6	27,6	5,52
Pedagógus-forrás	2013.04.11	28,2	9,4	1,46	7,9	74,3	20,7	35,0	8,4	21,7	6,30
Ferenc-forrás	2013.04.11	8,2	5,5	1,12	4,6	23,8	4,4	33,0	4,2	20,6	6,12
Természetbarát-forrás	2013.04.11	31,9	11,1	1,79	6,7	149	6,8	7,0	5,3	25,3	6,85
Deák-kút	2013.09.15	126	23,8	1,83	8,7	330	67,6	57,0	4,8	23,2	7,07
Dr Fehér Dániel-forrás	2013.09.15	137	54,1	3,25	37,6	437	85,2	167	1,5	22,1	7,04
Manninger-forrás	2013.09.15	69,6	18,9	1,86	21,5	232	34,4	71,0	3,2	20,1	7,06
Béla-forrás	2013.09.15	22,3	7,6	1,54	7,8	86,2	4,6	33,0	0,7	31,7	6,67
Csalóka-forrás	2013.09.15	6,2	5,4	3,53	8,0	11,9	3,7	50,0	2,8	32,4	4,98
Pedagógus-forrás	2013.09.15	32,1	10,3	1,03	9,1	92,2	24,6	35,0	7,0	22,9	6,08
Ferenc-forrás	2013.09.15	9,8	6,5	1,02	5,4	32,7	5,1	44,0	3,1	23,6	5,75
Természetbarát-forrás	2013.09.15	35,7	11,9	1,78	7,5	161	7,3	20,0	5,7	25,1	6,47
Deák-kút	2013.10.19	130	19,5	1,60	8,2	330	61,2	56,0	1,0	23,0	7,11
Dr Fehér Dániel-forrás	2013.10.19	139	49,8	3,08	36,5	422	81,6	162	3,3	20,4	7,11
Manninger-forrás	2013.10.19	70,5	20,6	1,93	21,4	244	29,2	67,0	0,2	20,8	6,955
Béla-forrás	2013.10.19	24,1	7,6	1,40	7,1	92,2	3,1	35,0	0,3	30,7	6,91
Csalóka-forrás	2013.10.19	7,1	3,8	3,45	7,7	8,9	2,1	50,0	3,9	33,1	5,33
Pedagógus-forrás	2013.10.19	32,1	10,3	0,99	9,1	92,2	22,6	36,0	7,1	22,9	6,30
Ferenc-forrás	2013.10.19	9,8	6,5	1,00	5,3	35,7	3,7	35,0	3,3	23,6	6,26
Természetbarát-forrás	2013.10.19	34,8	11,9	1,78	7,5	161	6,0	25,0	5,3	25,7	6,68

8. táblázat. A források tájékoztató jellegű vízkémiai adatai

### 5.6.3. A potenciális radonkoncentráció becslése

Egy maximális radonexhalációt tudunk meghatározni, ha figyelembe vesszük az 5.3. fejezetben meghatározott  $\gamma_{max}=2,5$  eresztési faktort. Így a potenciális radonkoncentrációt kétféleképpen adhatjuk meg, egy felső és egy alsó becslésként ( $c_{pot,min}$  és  $c_{pot,max}$ ). Ezekhez egy 20%-os bizonytalanságot határoztunk meg. A kőzetek fajlagos radonexhalációja  $10,1\pm 1,0$  Bq/kg, az átlagos porozitás 1,21% és a sűrűség  $2,42$  g/cm<sup>3</sup>. Ezekből az adatokból és az 1. egyenlet alapján a potenciális radonkoncentráció minimuma 2020 Bq/l az A pontban. (empirikus szórás 680 Bq/l, ami 34%).

A talajminták átlagos fajlagos radonexhalációja az A, B és D pontokban lett meghatározva, az értékek rendre: 7,9 Bq/kg, 25 Bq/kg and 4,6 Bq/kg (a ± után az empirikus szórás van megadva). A talajok porozitása 44% és a sűrűsége 1,46 g/cm<sup>3</sup>.

A potenciális radonkoncentráció az A, B és D pontokra lett meghatározva az 1. egyenletet felhasználva.

A potenciális radonkoncentráció mind a három pont esetén a mért radonkoncentráció alatt maradt (26 Bq/l, 83 Bq/l and 15 Bq/l) (9. táblázat).

Mintatípus	Mintavételi pont	Minták száma	C <sub>mért</sub> (Bq/l)	Átlagos minimum radonexhaláció (Bq/kg)	Porozitás (%)	Sűrűség (g/cm)	C <sub>pot, min</sub> (Bq/l)	C <sub>pot. max</sub> (Bq/l)
Talaj	A	2	227±10	7.9±2.3	44	1.46	26	<b>65</b>
	B	2	163±9	25.2±16.9	44	1.46	83	207
	D	1	21±3	4.6±0.6	44	1.46	15	37
Kőzet	A	8	227±10	10.1±1.0	1.21	2.42	<b>2020</b>	5050

9. táblázat. A mért és a számolt radonkoncentrációk minimum és maximum értékei.



## 6. Diszkusszió

A doktori munka során kitűzött egyik fő cél az volt, hogy feltérképezzük a Soproni-hegység különböző területein mérhető természetes radioizotóp koncentrációkat a gamma-sugárzásuk laboratóriumi mérésével. Másik fő cél pedig az anomálishan nagy radonkibocsátással rendelkező kőzetek megjelenésének feltérképezése volt. A hegység metamorf kőzetei az egyes lelőhelyeken különböző mértékben estek át különböző másodlagos folyamatokon az idők során. Az egyes területek összehasonlításával a másodlagos folyamatok hatásait is megvizsgáltuk. A kiemelkedő radonexhalációs területeken az ásványi környezet vizsgálatával próbáltuk tisztázni a másodlagos folyamatok szerepét.

Ehhez több különböző csillámpala, és gneisz lelőhelyről gyűjtöttünk lehetőség szerint legalább 10-15 db kőzetmintát, hogy reprezentatív eredményt adhassunk meg egy-egy kőzettípus egy-egy lelőhelyére. A hegységben található gneisz lelőhelyek közül a legtöbbet megmintáztuk, mert a másodlagos folyamatok ebben a kőzettípusban okoztak jelentősebb változásokat. Ezen kívül több csillámpala lelőhelyet is megvizsgáltunk, a teljesség igénye nélkül.

A doktori munka során a kiindulási kőzetekhez képest, a változásokat szerettem volna kimutatni (főleg gneisz kőzeteken), melyek radon, vagy rádium, tórium anomáliához vezethetnek. Ezek okozója feltételezéseim szerint a másodlagos folyamatok. A vizsgált másodlagos folyamatok a plasztikus deformáció, a foszfát ásványosodás, Mg-metaszomatózis, és az agyagos-limonitos átalakulás.

Ahhoz, hogy a fő kőzettípusokban a másodlagos folyamatok miatt bekövetkezett változásokat is megvizsgáljam, elsőként a kiindulási állapot megismerése szükséges. Kiindulási kőzeteknek a metagránitokat tekintjük, ugyanis ezen a kőzettípuson őrződött meg leginkább a gránitos jelleg, és itt történt a legkevesebb másodlagos átalakulás. Ilyen kőzetek található azokon a területeken, melyek a nyírási zónáktól a legtávolabb estek, itt a későbbiekben fluidumok sem tudtak a kőzet szövetén keresztül áthaladni.

A csillámpalákon egyetlen másodlagos folyamatot tudtam vizsgálni, a Mg-metaszomatózist. A plasztikus deformáció nem detektálható jól a már eredetileg is palás csillámpalán, a foszfát ásványosodás jeleit pedig nem tudtam kimutatni a vizsgált mintákon. Ezért tettem a hangsúlyt a gneisz kiindulási kőzeteken végbement másodlagos folyamatok megismerésére.

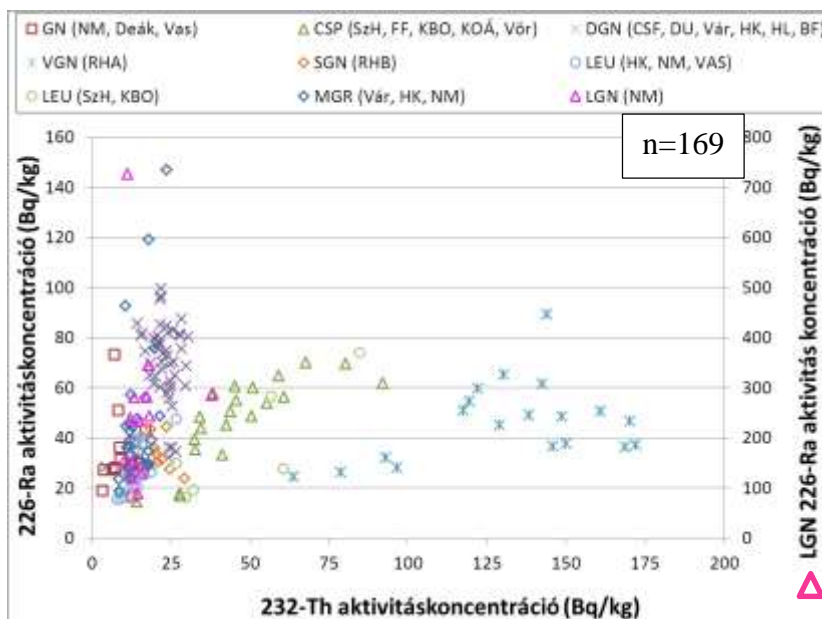
A vizsgált főbb kőzettípusok a 1) metagránit (MGR), 2) gneisz (GN), 3) csillámpala (CSP), 4) „Csalóka-forrás” típusú deformált gneisz (DGN), 5) vonalas típusú deformált gneisz

(VGN) és 6) szemes típusú deformált gneisz (SGN) valamint 7) agyagos-limonitos gneisz (LGN) és a 8) Mg-metaszomatózis során keletkezett leukofillit (LEU).

A rádium, tórium koncentrációk kimutatása érdekében gamma-spektroszkópiás méréseket, a radonexhaláció vizsgálatához pedig RAD7-es, radonkamrában történő feltöltődéses méréseket végeztem. A másodlagos folyamatok hatásának bizonyításaként kiegészítő geológiai vizsgálatokat hajtottam végre, mint a csiszolatok mikroszkópos, pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálata, PIXE vizsgálatok, szemcseméret szerinti szétválasztás, szitálás, valamint ICP OES és ICP MS-sel történő főkomponens-, nyomelem- és ritkaföldfém analízis.

### 6.1. A fő kőzettípusok $^{226}\text{Ra}$ és $^{232}\text{Th}$ aktivitáskonzentrációja

A 43. ábrán egy összefoglaló diagramot mutatok be, melyen a kőzetek rádium- és tóriumkoncentrációi láthatók. Ezen az ábrán megfigyelhető a kiindulási állapot, nyomon követhetőek az esetleges kőzettípusonkénti eltérések, változások, ezzel a másodlagos folyamatok hatásai. Az egyes kőzeteket külön szimbólummal jelöltem, az összes megmért kőzetminta esetére (összesen 169 db). Az agyagos-limonitos gneisz (LGN) eredményeit a másodlagos y-tengelyen ábrázoltam, melynek maximuma ötszöröse az elsődleges tengely maximumának, a könnyebb áttekinthetőség érdekében. Az ábra jelmagyarázatában, zárójelben szerepel betűkódokkal, hogy az adott kőzettípusú minta melyik lelőhelyekről származik (betűkódokat lásd: 3.3. fejezet).

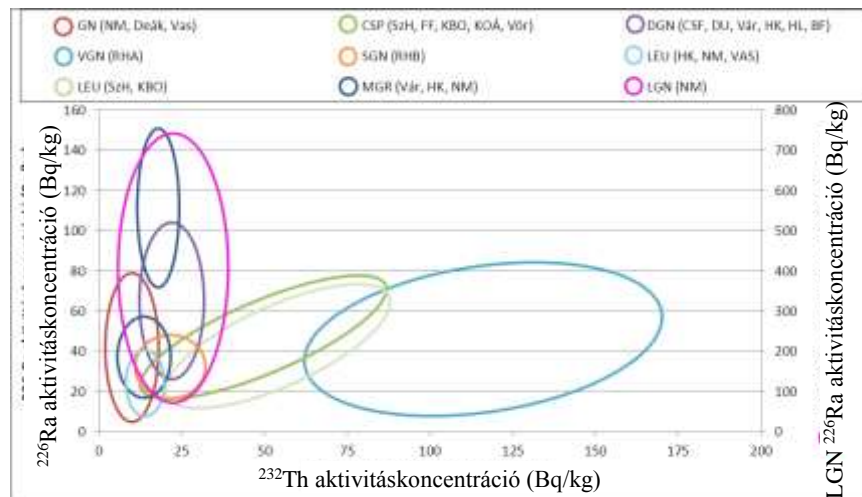


43. ábra. A Soproni-hegység különböző kőzettípusainak rádium- és tórium aktivitáskonzentrációja.

A következő alfejezetekben a 43. ábra egyes részleteinek értelmezésével foglalkozom. Elsőként a metagranit, és gneisz (az Alpi-metamorfózis során tovább nem deformálódott esetek), valamint a csillámpala, mint másodlagos folyamatoktól leginkább mentes kőzettípusok eredményét érdemes megvizsgálni.

Az már első ránézésre is látszik, ahogy az egyes lelőhelyek pontjai ezen az ábrán egy-egy tartományba rendeződnek. A foltok többször átfednek, de előfordulnak jól elkülönülő esetek is.

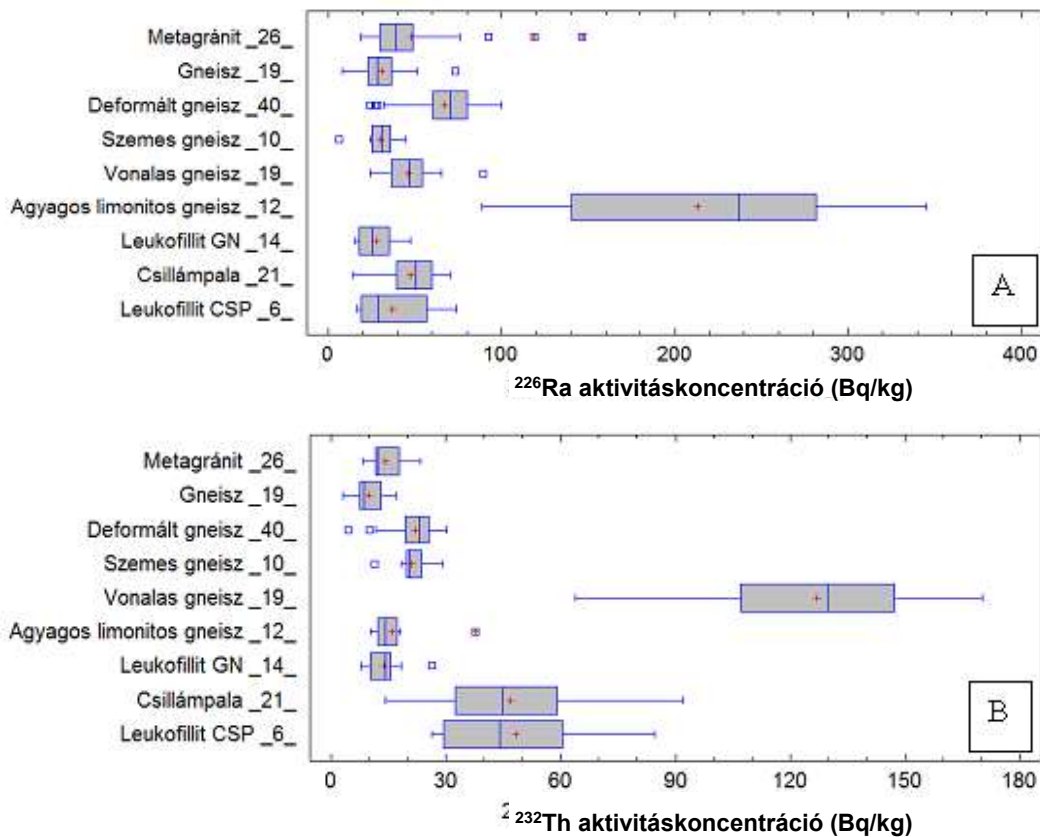
A diszkusszió egyik módszere az lesz, hogy megvizsgálom a foltok pozícióinak eltérését, amit vagy másodlagos folyamatok, vagy helyi anomáliák okoznak, amik már a kiindulási állapotban is fennállhattak (lásd. metagranit – Harka). Ezeket a foltokat a 44. ábrán mutatom be a jobb áttekinthetőség érdekében.



44. ábra. A különböző kőzettípusok Ra-Th tartalmának sematikus „folt” ábrája. A Harkai-kőfejtőből és az egyéb lelőhelyekről származó metagranitok azonos színnel, különböző ellipszisben szerepelnek.

A 45. ábrán egydimenziós gyakoriság-eloszlásokat szemléltető Box-Whisker-plotokat mutatok be. A felső panelen (A) a rádiumkoncentrációk eloszlásának statisztikai paraméterei olvashatók le az egyes kőzettípusok esetén, az alsó panelen ugyanez a tóriumkoncentrációkra látható (B). Az ábra vizsgálatával arra kerestem a választ, hogy az egyes fő kőzettípusok rádium és tórium tartalma mennyire különbözik egymástól. Az y-tengelyen szerepelnek a kőzettípusok nevei, mellettük pedig a mintaszám, amiből az adott ábrázolás készült. A box-ok (szürke téglalap) jelölik azt a részt, amelybe az értékek középső 50%-a esik. A box alsó és felső része jelzi az alsó és felső kvartiliseket, amelyek alatt és felett az eredmények 25-25%-a található. A box-on belüli függőleges kék vonal jelzi a medián értékét és piros kereszt mutatja az átlag értékét. A boxnál nagyobb terjedelmet mutató „bajusz” két szélé az adatrendszer elnyúltságát és terjedelmét szemlélteti. Ha a bajszok hosszabbak, mint a doboz

hosszúságának 1,5 szerese, azaz nagyobbak, vagy kisebbek, mint az interkvartilis terjedelem, kiugró értékeket kapunk. Ezt üres négyzetek jelölik, illetve piros kereszt kék dobozban mutatja azokat a számokat, amik ennek 3-szorosánál nagyobbak, vagy kisebbek.



45. ábra. A fő kőzettípusok  $^{226}\text{Ra}$  (A) és  $^{232}\text{Th}$  (B) aktivitásainak Box-and-Whisker ábrázolása. A rádium aktivitáskonzentrációkat ábrázoló diagramon az agyagos-limonitos gneiszek között egy érték ( $727 \pm 10$  Bq/kg) nem szerepel az ábrán, hogy az alacsonyabb koncentrációkat jól megfigyelhessük.

### 6.1.1. Metagránitok és gneiszek $^{226}\text{Ra}$ és $^{232}\text{Th}$ aktivitáskonzentrációja

A 45. ábra vizsgálata során az első kérdés az volt, hogy milyen a kiindulási kőzetek, a metagránitok és csillámpalák rádium és tórium tartalma.

A metagránitokat tekintjük a másodlagos folyamatok által legkevésbé érintett kőzetnek (mind makroszkópos, mind pedig mikroszkópos jellegeik alapján), amelynek összetétele az eredeti gránithoz a legközelebbi lehet. Nincs deformáció, nincsenek átalakulási zónák, ahol a fluidumok behatolhatnak és átalakíthatják a kőzetet.

A kiindulási kőzetek közül a **metagránit** három területen volt mintázható; ezek a Harkai kúp, Várisi-kőfejtő és a Nándormagaslat. A három területen gyűjtött metagránitok átlagos

fajlagos  $^{226}\text{Ra}$  aktivitáskoncentrációja 43 Bq/kg. A gneiszek (irányítottabb, gneiszekre jellemző szöveti kép – irányított nyomás szerepe megfigyelhető) eredményei átfedést mutatnak a Várisi és nándormagaslati metagránitokéval, így a metagránitok eredményei összemérhetők a Nándormagaslaton, Deák-kúton és a Vas-hegyen gyűjtött gneisz minták átlagos értékével, amely 35 Bq/kg. Ezt az intervallumot tekinthetjük a 43. ábra kiindulási pontjának, ehhez hasonlítjuk a többi gneisz típust.

A **Harkai kúpon** gyűjtött minták kitűnnek a többi metagránit közül, ugyanis három db metagránit eredmény rádiumdúsulást mutat. Ezért szerepel a 44. ábrán a metagránitok ellipszise két részre bontva, hogy a kiugró értékeket jobban megfigyelhessük. Az ezen a területen gyűjtött minták átlagos fajlagos  $^{226}\text{Ra}$  aktivitáskoncentrációja (71 Bq/kg), amely csaknem kétszerese a Várisi-kőfejtőben (37 Bq/kg) és a Nándormagaslaton (51 Bq/kg) gyűjtöttek átlagos értékének. Ha a magyarországi talajok átlagos  $^{226}\text{Ra}$  tartalmához - amely 14-76 Bq/kg között változik (UNSCEAR, 2000) - viszonyítjuk ezeket az eredményeket, annak felső határához közelít a Harkai-kőfejtő kőzetein mért átlagos érték. A maximális érték a harkai metagránitban 146 Bq/kg volt, mely a magyarországi átlagos érték felső határának csaknem kétszerese. Ezek az eredmények mégis beleillenek a nagy átlagba, amit magmás kőzetek, gránitok és gneiszek esetében szoktak mérni. Ugyanis például Moura et al., (2011) brazil magmás (főleg gránit) kőzetek rádiumtartalmát 12-251 Bq/kg között állapították meg. (Przylibski, (2000) a Szudéták gránit és gneisz kőzeteiben a rádiumtartalmat 34-132 Bq/kg között állapította meg. Alnour et al., (2012) cikkében a malajziai gránit kőzetminták  $^{238}\text{U}$  tartalma  $25\pm 0,5$  Bq/kg és  $67\pm 1$  Bq/kg között változott.

Az, hogy már a másodlagos kőzet-fluidum kölcsönhatások által nem érintett kőzetekben is (néhány helyen) előfordul a magyarországi átlagnál (33 Bq/kg; UNSCEAR, 2000) nagyobb érték, arra enged következtetni, hogy az urán és tórium izotópokat tartalmazó ásványok dúsulása már a kőzet keletkezésekor is megtörténhetett lokálisan a kőzetanyagban. Ezen radioaktív izotópok eloszlása feltehetően nem volt homogén a Soproni-hegység területén a kiindulási gránitban. A Harkai kúp kőzetei esetében mutatkozó dúsulás lokális jellegét mutatja, hogy a többi metagránit, sőt gneisz lelőhelyen sem mértünk az átlagos 33 Bq/kg értéknél nagyobb értékeket (Freiler, 2015).

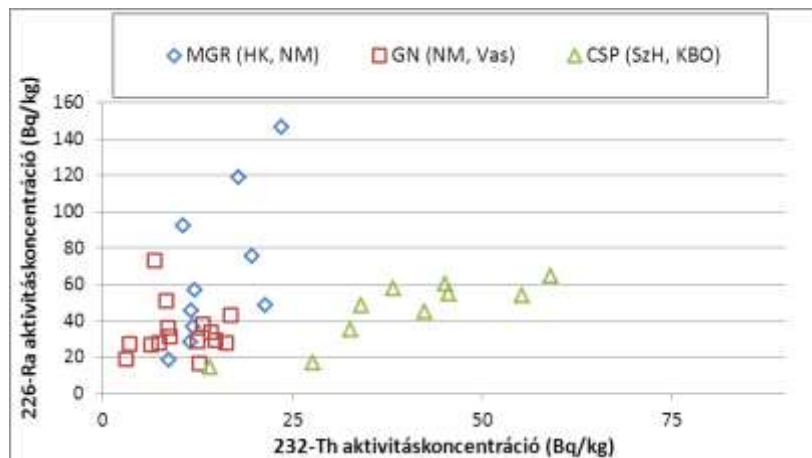
A metagránitok és (a másodlagosan nem átalakult) gneiszek  $^{232}\text{Th}$  aktivitáskoncentrációja szintén átfedést mutat a 43. ábrán. Ezek átlagai 14 Bq/kg, illetve 11 Bq/kg, a hasonló kőzetekben mért koncentrációk alsó határához állnak közel. Pl Thamó-Bozsó et al., (2014) 335 db magyarországi negyedidőszaki üledékes képződmény ill. paleotalaj, és 343 db recens talaj vizsgálata alapján az átlagos tórium koncentráció 43 Bq/kg-nak adódott. Moura et al.,

(2011) braziliai magmás kőzetek tóriumtartalmát 9 Bq/kg és 347 Bq/kg között állapították meg. Dickinson & Scott (1997) ausztrál kőzetmintákon végzett mérései alapján a gránit és gneisz típusú kőzetek tórium tartalma 10-180 Bq/kg és 73-223 Bq/kg között változik. Alhour et al., (2012) malajziai gránit mintákban 24-85 Bq/kg közötti értékeket mértek. A fenti eredmények alapján a tórium tartalom nem mutat jelentősebb dúsulást egyik metagránit és gneisz lelőhelyen sem, így ezeket az értékeket könnyen tudjuk alkalmazni az esetleges dúsulási folyamatok kimutatására, mint viszonyítási alapot.

A 10. táblázatban összefoglaltam a kiindulási kőzetek átlagos fajlagos rádium és tórium aktivitáskoncentrációját, valamint az értékek szórását.

	Metagránit	Minimum – Maximum	Gneisz	Minimum – Maximum	Csillámpala	Minimum – Maximum
Rádium c átlag (szórás) (Bq/kg)	43±3 (29,9)	18-146	35±3 (14,1)	7,9-51	48±4 (16,5)	14-70
Tórium c átlag (szórás) (Bq/kg)	14±1 (4,0)	8,4-23	11±1 (4,2)	3,5-17	46±2 (18,3)	14-91

10. táblázat. A kiindulási metagránit, gneisz és csillámpala átlagos rádium és tórium aktivitáskoncentrációja, és az értékek szórása zárójelben. Külön oszlopban pedig az egyes kőzettípusok minimum és maximum értékei.



46. ábra. A Metagránitok, gneiszek és csillámpalák Ra-Th tartalma.

A 46. ábrán a gneisz és csillámpala kőzetek rádium és tórium tartalmát hasonlíthatjuk össze, megtudhatjuk, hogy a két típusú mkiindulási kőzetben a vizsgált radioizotópok mennyisége mennyire tér el egymástól.

Látható, hogy a metagránitok, gneiszek eredményei az ábra bal alsó sarkába esnek, ezek közül csak a harkai metagránitok eredményei ugranak ki (Ra tengelyen 90-150 Bq/kg). A csillámpalák a tórium tengelyen mutatnak nagyobb szórást.

### 6.1.2. Csillámpalák, mint kiindulási kőzetek $^{226}\text{Ra}$ és $^{232}\text{Th}$ aktivitáskoncentrációja

A kiindulási kőzetek másik nagy csoportját a *csillámpalák* alkotják. Csillámpala kőzeteket gyűjtöttünk a Szarvas-hegyen, a Ferenc-forrásnál, a Kovács-árokban, a Vörös-híd kőfejtőben és a Kőbércorom területén. Az átlagos  $^{226}\text{Ra}$  aktivitáskoncentrációjuk 48 Bq/kg, az értékek 14-70 Bq/kg között változnak, szórásuk 16,5 Bq/kg. Az átlagos  $^{232}\text{Th}$  aktivitáskoncentrációjuk 46 Bq/kg, az értékek 14-92 Bq/kg között változnak, szórásuk 18,3 Bq/kg.

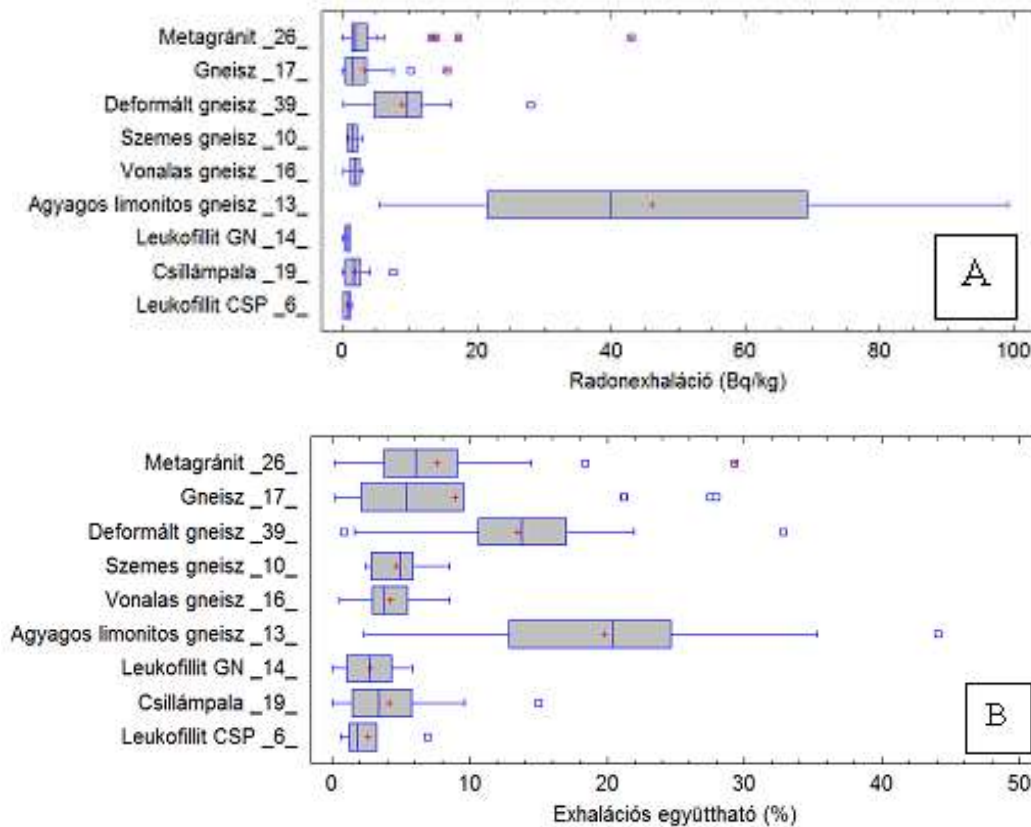
A rádiumtartalom átlaga nem mutat jelentősebb különbséget a metagranitokhoz és gneiszekhez képest, ám a tórium aktivitáskoncentráció a csillámpalákban a magyarországi talajok átlagának felső határát (12-45 Bq/kg között változik (UNSCEAR, 2000)) éri el és kb. 4-szer akkora, mint amennyit a metagranitokban és gneiszekben mértünk.

A tórium aktivitáskoncentrációk eloszlásai a gneiszekben erősen különböznek csillámpalákban mért eloszlásoktól. Ez megfigyelhető a 46. ábrán, ugyanis a csillámpalák tórium eredményei (zöld háromszög) a tórium aktivitási tengelyen jobbra tolódnak. A 45/B. ábrán azonban jól látható, hogy 31 Bq/kg érték alatt van az összes gneisz eloszlás teljes terjedelme, és ezen belül a kiindulási gneiszek is. Viszont a csillámpalákban a mért kiindulási kőzettípusúnak tekintett minták 85%-a (18 az összes 21-ből) ennél az értéknél nagyobb tóriumtartalmat mutatott.

Habár a csillámpalák szöveti sajátosságai miatt – eredendő palásság – nehezen vehetőek észre a másodlagos folyamatok jelei, mint pl. plasztikus deformáció, mégis mikroszkópos megfigyeléseink alapján feltételezzük, hogy ilyen átalakulás nem ment végbe ezen a kőzettípuson. A kovácsárki csillámpalák csiszolataiban ugyanis megfigyelhetők még az agyagos-homokos rétegek maradványai mikroszkopikus torlatok formájában, amelyekben mikroszkóp segítségével azonosíthatunk turmalint, rutilt, cirkont, monacitot és xenotimot (Török, 1999). Ez utóbbi két ásvány mindig tartalmaz tóriumot. A csillámpalák nagyobb tóriumtartalmának oka a kiindulási anyag nagyobb tóriumtartalmában keresendő. Az agyagos-homokos rétegek tórium tartalma ugyanis feltehetőleg már eredetileg is gazdagabb volt tóriumban, másrésztől inhomogén eloszlást mutathatott, így a belőlük képződött csillámpalák tórium tartalma hasonló lett.

## 6.2. A fő kőzettípusok $^{222}\text{Rn}$ exhalációja és exhalációs együtthatója

A kilenc fő kőzettípus fajlagos radonexhalációs eredményeit Box-and-Whiskers diagramon ábrázoltam (47. ábra). Ebből megtudhatjuk, hogy a fő kőzettípusok radonexhalációinak eloszlásai elválnak-e egymástól. Ezek az ábrák megmutatják a radonexhalációs értékek jellemző tartományait, az esetleges kiugró értékeket, amik radon anomáliát jelezhetnek.



47. ábra. A fő kőzettípusok fajlagos radonexhalációinak (A) és exhalációs együtthatóinak eredményei (B) Box-and-Whiskers diagramon ábrázolva.

### 6.2.1. Metagránitok és gneiszek, mint kiindulási kőzetek radonexhalációja és exhalációs együtthatója

A kiindulási metagránit (Harkai kúp, Várisi-kőfejtő, Nándormagaslat) átlagos fajlagos  $^{222}\text{Rn}$  exhalációja 4,7 Bq/kg. Az 47/A ábrán 4 db kiugró érték szerepel, melyeket a Harkai kúpról származó metagránitok esetén mértem (43 Bq/kg; 17 Bq/kg; 14 Bq/kg és 13 Bq/kg). A gneiszek radonexhalációi és radonexhalációs együtthatói átfedést mutatnak a metagránitokéval, amelyek átlagos radonexhalációja 3,2 Bq/kg. A gneiszek között is található két kiugró érték, mindkettő a Nándormagaslatról származik (10 Bq/kg; 15 Bq/kg).



Ha a kiugró értékeket elhagyjuk, a metagranitok és gneiszek esetén a 0-7,5 Bq/kg-ig terjedő intervallumot tekinthetjük az ábra kiindulási pontjának, ehhez hasonlítjuk a többi gneisz típust.

Viszonylag kevés szakirodalmi adat áll rendelkezésre, melyben talajok, vagy kőzetek radonexhalációját hasonló módon vizsgálták. Példaként, Singh et al., (1999) Bihar talajmintáin mértek 13 Bq/kg radonexhalációt, míg később, Singh et al., (2007) himalájai talajmintákon 3,2 Bq/kg radonexhalációt mértek. Girault et al., (2011) a Katmandu-völgyben talaj, agyag, homok és kőzetminták radonexhalációját mérték. Hat db gránit minta mérése során 4,8-16 Bq/kg radonexhalációt mértek.

A metagranit kőzetek **radonexhalációs együtthatója** átlagosan 7,7%, melyek közül két minta együtthatója mutat kiugró értéket; 29% és 18% a harkai metagranitokban (47. ábra). A metagranitok eredményeivel átfedést mutat, a gneiszek exhalációs együtthatóinak átlaga 8,9%, a három kiugró érték a Nándormagaslat kőzeteiből származik, ezek 21%, 28%, 27%.

Az (UNSCEAR (2000) szerint a kőzetek és talajok radonexhalációs együtthatója viszonylag széles tartományban 5% és 70% között változik, tipikus értéke 20%, amely tipikus értéket az általam mért kiugró értékek közelítenek meg.

Ahogy a rádiumtartalom esetében is kimutatható volt, a Harkai kúp metagranitjainak különbözősége a többi metagranittól és gneisztől, a radonexhaláció és exhalációs együttható tekintetében is kitűnik, ahogy azt a 47/A és B. ábrán a metagranit esetén kiugró értékek is mutatják. Még a harkai metagranitok legkisebb kiugró radonexhaláció értéke is 64%-kal nagyobb, mint a metagranitokra jellemző átlagos radonexhaláció. Valamint a legkisebb kiugró érték a radonexhalációs együtthatók közül is 58%-kal nagyobb a metagranitok átlagos értékénél a harkai metagranitokban.

Ám még ezek az általam mért kiugró eredményeknek tekinthető értékek is beleillenek a szakirodalomban talált adatok közé, így tekinthetjük ezt a radonexhaláció és exhalációs együtthatók inhomogenitásának, amit okozhatnak a kőzetestben levő törések, repedések. A Nándormagaslaton mért viszonylag nagyobb értékek oka az lehet, hogy ez a két kőzetminta éppen néhányszor 10 cm-re egy leukofillit ér feletti gneiszből származik, így ezek a darabok palásabbak, töredezettenek, mint a többi gneisz.

### 6.2.2. Csillámpalák, mint kiindulási kőzetek radonexhalációja és exhalációs együtthatója

A csillámpalák átlagos  $^{222}\text{Rn}$  exhalációja 2,0 Bq/kg, de van egy kiugró érték, ami az 47. ábrán látható (7,6 Bq/kg), ez a Ferenc-forrásnál talált csillámpalában volt mérhető. A vizsgált csillámpalák radonexhalációs értékei 0-7,61 Bq/kg között változnak. A csillámpalák exhalációs együtthatója átlagosan 4,2%, 0-15 % között változik, a kiugró érték (15 Bq/kg) szintén a Ferenc-forrás csillámpalájához tartozik.

Girault et al., (2011) a Katmandu-völgyben 22 db csillámpala mintán végezett radonexhaláció mérést, mért értékek 6 és 20,3 Bq/kg között változtak, melybe az általam mért csillámpalák értékei beleillenek.

A soproni metagranitok átlagos radonexhaláció értékének a fele mérhető a csillámpalákban, ahogy az a 11. táblázatban is látható, valamint a csillámpalák radonexhalációs együtthatója szintén csaknem feleakkora, mint a gneiszekben, metagranitokban mérhető.

	Metagranit	Minimum – Maximum	Gneisz	Minimum – Maximum	Csillámpala	Minimum – Maximum
Rn-exhaláció átlag (szórás) (Bq/kg)	4,7±0,7 (8,9)	0,1-43	3,2±0,7 (4,2)	0,1-7,5	2±0,6 (1,8)	0-7,6
Rn exhalációs együttható átlag (szórás) (Bq/kg)	7,7±1,8 (6,4)	0,2-29	8,9±2,4 (9,5)	0,2-27	4,2±1,3 (3,7)	0-15

11. táblázat. A kiindulási metagranit, gneisz és csillámpala átlagos radonexhalációja és radonexhalációs együtthatója, valamint az értékek szórása zárójelben. Külön oszlopban az egyes kőzettípusok minimum és maximum értékei szerepelnek.

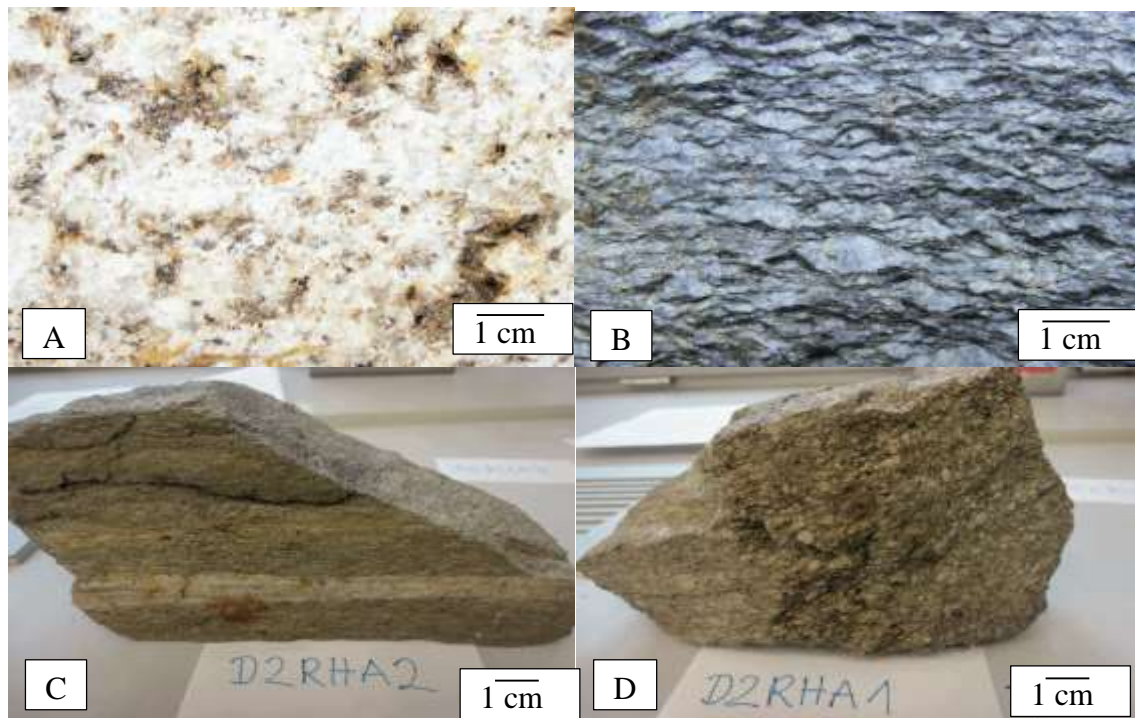
### 6.3. Másodlagos folyamatok hatásai

A másodlagos folyamatok hatását azért fontos vizsgálni, mert ezek, bizonyos területeken anomális rádium-, tóriumtartalmat, vagy akár radonexhalációt okozhatnak a kőzetekben.

A vizsgált másodlagos kőzet-fluidum kölcsönhatással járó folyamatok: 1) **plasztikus deformáció**, vagy másnéven milonitosodás, melynek során nagy hőmérsékleten és nyomáson a kőzet repedésein keresztül fluidum áramlik át, a kőzet szövete irányítottá, milonitossá válik és a fluidumok esetenként kémiai változást okoznak, rádiumot, tóriumot tartalmazó ásványok rakódhatnak ki a repedések mentén, melyek sokszor foszfátok. Így a következő vizsgált folyamat a 2) **foszfát ásványosodás**, mely során foszfát tartalmú ásványok rakódnak ki az átáramló fluidumból. A 3) **Mg-metaszomatózis** öt lépcsőben lezajló folyamat, mely során a kiindulási csillámpala, vagy gneisz kőzetekből Mg-dús

fluidum hatására ásványok oldódnak ki, mely folyamat végén keletkezett kőzet a leukofillit. Az 4) **agyagos-limonitos átalakulás** egy felszín-közeli folyamat, így eltér az előbb felsorolt három folyamattól, ugyanis azok az Alpi hegységképződés során zajlottak le. Az agyagos-limonitos átalakulás során a kőzet felszíni folyamatok hatására összetöredezett, vékony erek mentén jelenik meg az üde kőzetben, színe barnás-vöröses.

### 6.3.1. Plasztikus deformáció és foszfát ásványosodás



48. ábra. Metagránit (A), Csallóka-forrás típusú deformált gneisz (B), vonalas gneisz (C) és szemes gneisz (D) fényképe.

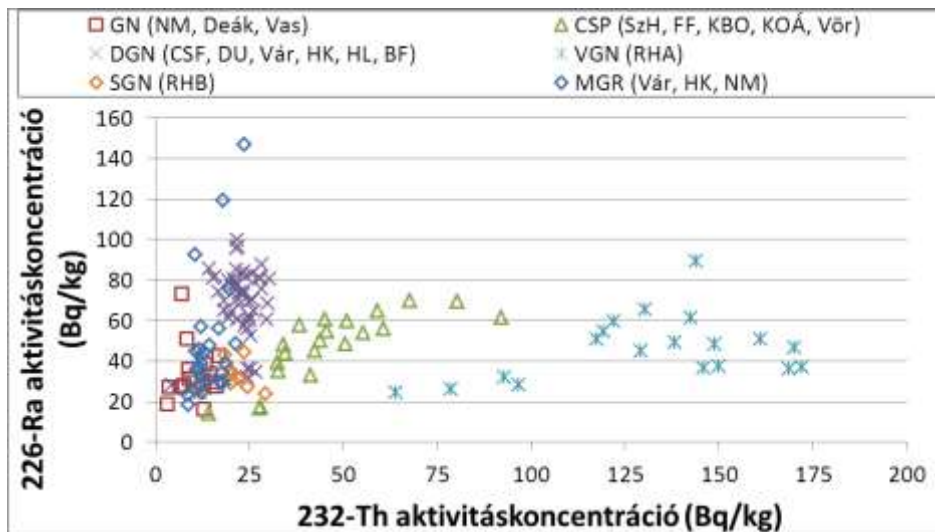
A plasztikus deformáció, vagyis a milonitosodás három különböző körülmények közötti megvalósulását tapasztaltuk a gyűjtött mintákon. Ezek a látható szöveti tulajdonságaikban különböznek (48. ábra), de ezt a különbséget egyben eltérő paraméterek mellett történt keletkezésüknek tulajdonítjuk. A látható szöveti különbség a vonalas szerkezet, irányítottság mértéke. A vonalas (48/C. ábra) és a szemes (48/D. ábra) gneiszeknél az irányítottság markánsabban észlelhető, egymáshoz közelebbi és vékonyabb sávokba (vonalakba) rendeződnek a csillámok, mint a „Csallóka-forrás típusú” deformált gneiszek (48/B. ábra) esetén.

Plasztikusan deformálódott „Csalóka-forrás típusú” deformált gneisz (DGN) kőzeteket a Csalóka-forrás területén és a Vasfüggöny sífutópályán, a Várisi-kőfejtőben és a Harkai kúpon, a Bögre-forrásnál és a Haraszt-lejtőn gyűjtöttünk.

Ezen kívül a Róka ház területén gyűjtöttünk szemes (SGN) és vonalas (VGN) gneisz mintákat, melyeken szintén a plasztikus deformáció jelet láthatjuk. A Róka ház területén belül a vonalas és szemes gneiszek lelőhelyei egymástól kb. 10-15 m-re helyezkednek el. A szemes gneiszekben a földpátok orsó alakúak, melyek szemcse, vagy szemcsecsoport alakzatot alkotnak, ezt folyják körül a kvarc és a csillámok.

Megvizsgáltuk, hogy mi a rádium tartalom sorrendje a három deformált gneiszben és azt találtuk, hogy a „Csalóka-forrás típusú” deformált gneiszek átlagos  $^{226}\text{Ra}$  aktivitáskoncentrációja 68 Bq/kg, a vonalas gneiszeké 46 Bq/kg és a szemes gneiszeké 30 Bq/kg (6. melléklet).

A rádiumtartalomhoz hasonlóan megvizsgáltuk a tóriumtartalom sorrendjét is a deformált gneiszekben. A „Csalóka-forrás típusú” deformált gneiszek átlagos  $^{232}\text{Th}$  aktivitáskoncentrációja 16 Bq/kg, a vonalas gneiszeké 131 Bq/kg és a szemes gneiszeké 21 Bq/kg (6. melléklet).



49. ábra. Metagránitok, gneiszek és a deformált gneiszek (Csalóka-forrás típusú deformált gneiszek (DGN), vonalas deformált gneiszek (VGN) és szemes típusú deformált gneiszek (SGN) Ra-Th tartalma.

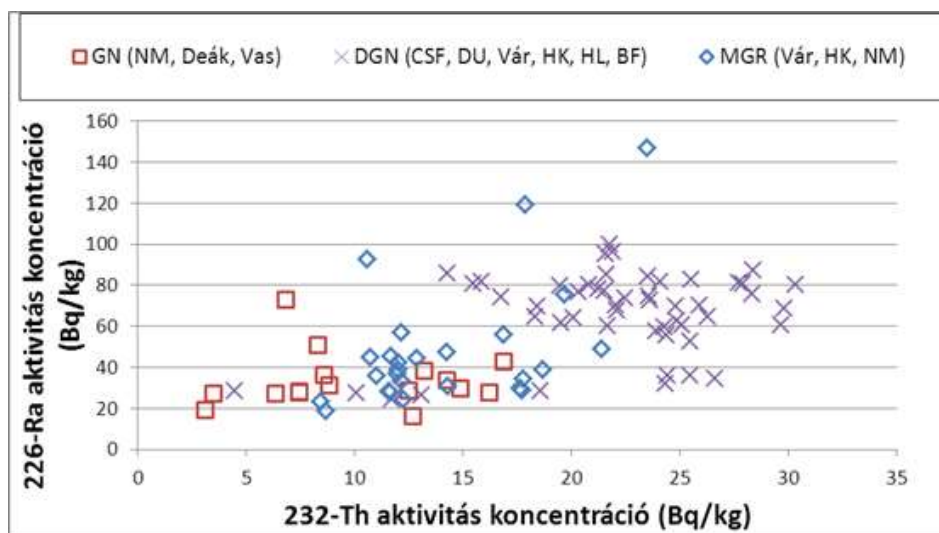
Az 49. ábrán a deformált gneiszek esetén megfigyelhetünk eltéréseket tórium- és rádiumtartalom szempontjából a kiindulási metagránitokhoz és gneiszhez képest. A lila kereszttel jelölt „Csalóka-forrás típusú” deformált gneiszek rádium és tórium tartalma is kis

mértékben eltolódott, a rádium tartalom a nagyobb rádium értékek felé, a tóriumtartalom pedig a nagyobb tórium értékek felé. A vonalas gneiszek tóriumtartalma jelentős növekedést mutat a többi deformált gneisz típushoz képest.

### „Csalóka-forrás típusú” deformált gneiszek (DGN)

A Csalóka-forrás (63 Bq/kg) és a Vasfüggöny sífutópálya (74 Bq/kg)  $^{226}\text{Ra}$  eredményei (1. táblázat) kiemelkednek a többi deformált gneisz közül. A „Csalóka-forrás típusú” deformált gneiszek 68 Bq/kg-os átlagos rádiumtartalma másfélszerese a Soproni hegység összes gneiszeiben mért 46 Bq/kg-nak, ide értve a metagránitokat, gneiszeket és a többi helyszínről származó deformált gneiszeket is.

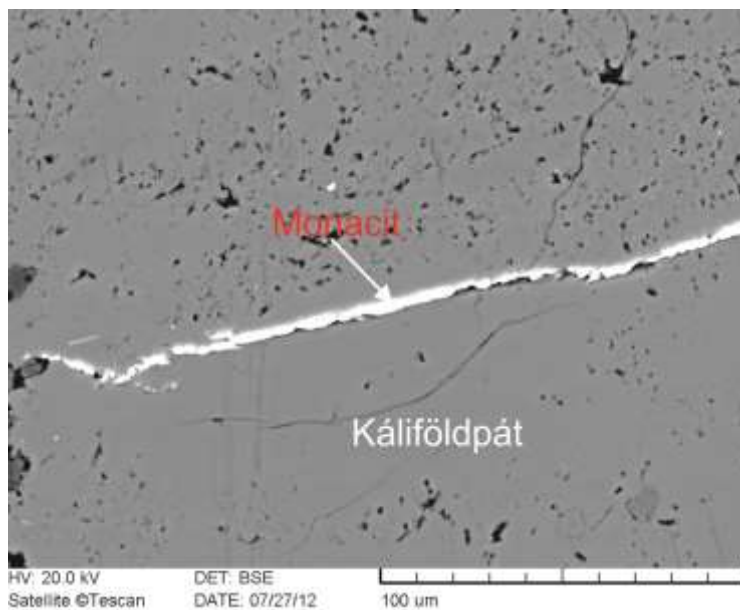
Első kérdés, hogy mi okozza a másfélszeres eltérést a rádiumtartalom tekintetében gneiszekhez képest ezen a mintavételi területen. Ezt a rádium-dúsulást figyelhetjük meg az 50. ábrán is a kiindulási kőzetekhez képest.



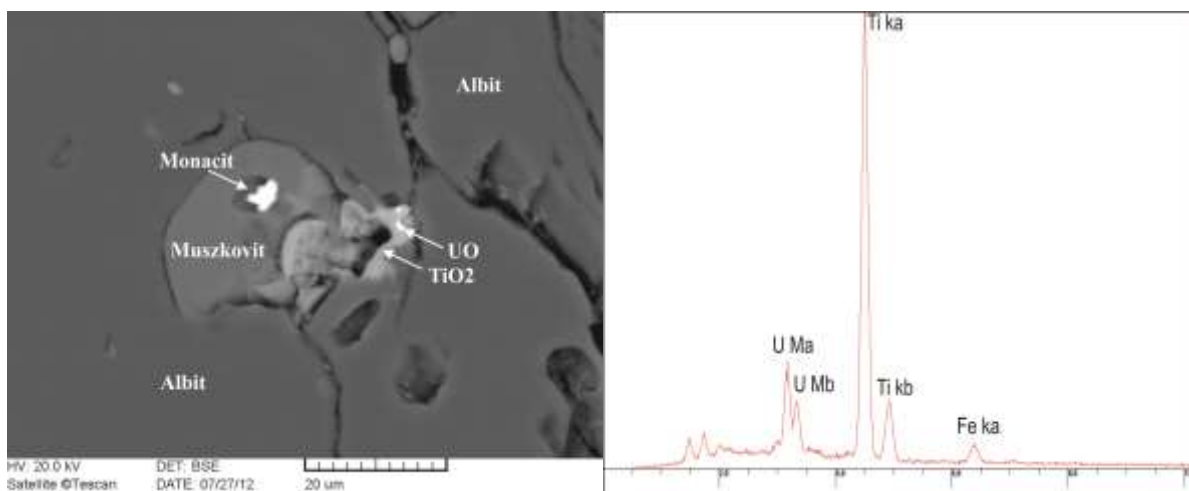
50. ábra. A Csalóka-forrás típusú deformált gneiszek Ra-Th eloszlása a kiindulási kőzetekhez képest.

Mivel a milonitosodás során történik fluidum-áramlás, az első feltevés, hogy ez a fluidum hozta a többlet rádiumtartalmat. Ez esetben ásványi összetételben is kimutatható a változás. Hogy megtudjuk a dúsulást okozó radioaktív izotópokat hordozó ásványok típusát, vékonycsiszolatokon pászázó elektronmikroszkópos vizsgálatokat végeztünk (5.5.1.2. fejezet). SEM-EDX-szel cirkon, monacit, xenotim és cheralit és ezen kívül allanit szemcséket tudtuk azonosítani. Ezek az ásványfázisok hordozzák a radioaktív izotópokat, amelyek már a kőzet képződésekor is jelen voltak a kőzetben, amit onnan tudunk, hogy

szemcse-alakba rendeződnek a vizsgált ásványok. Az 51. ábra látható, hogy egy káliföldpátban lévő repedést is monacit tölt ki. Ebből arra következtethetünk, hogy habár bizonyos mennyiségű monacit, már eleve jelen volt, ám a későbbiekben további hozzáadás is történt, mely valamiféle közet-fluidum reakció következménye volt. Az 52. ábra bal oldalán muszkovitban szemcse alakban jelenik meg a monacit, ám mellette egy ér, vagy repedés mentén egy beazonosíthatatlan urán szemcse is látható, valamilyen titán-dioxidos, vasas környezetben. Ez is egy további, egyértelmű bizonyíték a későbbi urán, rádium hozzáadásra.



51. ábra. Monacit ér káliföldpátban repedést kitöltő anyagként.



52. ábra. A beazonosíthatatlan U-oxid BSE képe, mellette a röntgen spektruma.

Az eredmények értelmében a plasztikus deformáció és a foszfát ásványosodás hatása nem válik el élesen. Ahhoz, hogy az elemeket szállító fluidum átjárhassa a kőzetet, valószínűleg

szükség volt a szöveti átalakulásra, ami a deformáció eredménye. Ám, mivel azt látjuk, hogy nem minden plasztikusan deformált kőzetben történt utólagos rádium hozzáadódás, azt mondhatjuk, hogy a plasztikus deformáció önmagában nem elegendő ahhoz, hogy a nagyobb rádiumtartalmat megmagyarázzuk. A foszfát ásványosodás eredménye viszont egyértelmű, mivel a fent felsorolt uránt, tóriumot hordozó ásványok nagy része foszfát. Összességében tehát a Csalóka-forrás területén a plasztikus deformáció és a foszfát ásványosodás jelenlétét sikerült kimutatni és bizonyítani, valamint a radioaktív izotópok tekintetében a hatásaikat leírni.

Megvizsgáltuk, hogy a plasztikus deformáció megváltoztatta-e a kőzetek radonexhalációját és radonexhalációs együtthatóját.

A „Csalóka-forrás típusú” deformált gneiszek radonexhalációja és radonexhalációs együtthatója is nagyobb, mint a kiindulási metagránit, illetve gneisz kőzetekénél. Radonexhalációjuk átlagosan 7,7 Bq/kg, melyből a Harkai kúpon, a Csalóka-forrásnál és a Vasfüggöny sífutópályánál mérhető értékek (~10 Bq/kg) (1. táblázat) a metagránitokban és a gneiszekben mérhető értéknek több, mint kétszerese. A „Csalóka-forrás típusú” deformált gneiszek radonexhalációs együtthatója 12%, ami a kiindulási gneiszekben mérhető átlag csaknem kétszerese.

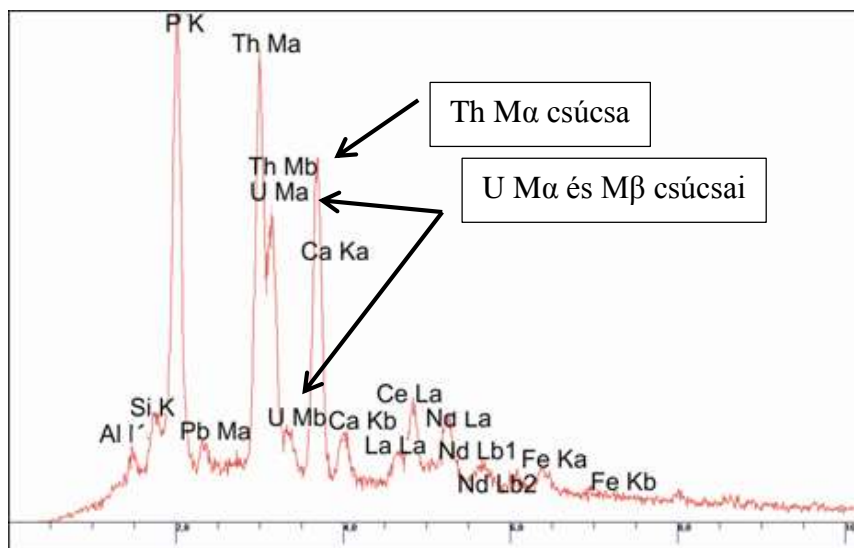
Az emelkedett radonexhalációt és radonexhalációs együtthatót a plasztikus deformáció folyamata okozhatja. A plasztikus deformáció során a kőzet szövetének irányítottágából adódóan megnő az egymással kapcsolatban levő pórusok térfogata, a nyírási felületek megjelenése könnyebb utat biztosít a radon távozásához. Ezt a jelenséget már Gundersen, (1991) és Wanty, (1992) korábbi kutatásaiban is kimutatta és alátámasztotta.

### **Róka ház (VGN és SGN)**

A vonalas, Róka házi gneiszek esetén kifejezetten nagy tórium többletet mutattunk ki (43. ábra). A tórium aktivitáskoncentráció ebben a deformált gneisz típusban  $131 \pm 3$  Bq/kg, ami a magyarországi átlagnál, illetve az általam mért metagránitokhoz, gneiszekhez és a „Csalóka-forrás típusú” gneiszekhez képest is egy nagyságrenddel nagyobb érték (1. táblázat).

Elsőként pásztázó elektronmikroszkóppal vizsgáltuk, hogy milyen ásványfázisokhoz kötődik a többlet tórium jelenléte, azt, melynek eredményeit az 5.5.1.3. fejezetben mutatom be. A főbb radioaktív izotópokat az egyes területek XRF spektrumaiban sikerült felismerni, és ebből arra következtettünk, hogy a radioaktív izotópokat tartalmazó ásványok ismét a cirkon, monacit, illetve legnagyobb mennyiségben cheralit voltak. A cheralit spektrumát az 53.

ábrán láthatjuk, amelyen megjelenik a Th  $M\alpha$  és U  $M\alpha$  és  $M\beta$  vonala is. A 32. ábra SEM képen látható, hogy sok esetben ezek az ásványok erek, repedések mentén jelennek meg, azonban vannak szemcse alakban megjelenő ásványok is, mint pl. az apatit.



53. ábra. Cheralit, mint a többlet tóriumot hordozó ásvány XRF spektruma.

Ugyanezeket a csiszolatokat protonnyalábbal is megvizsgáltuk a debreceni Atomkiban. Ezzel a módszerrel kisebb tóriumtartalom is kimutatható, és tóriumtérképet is sikerült felvennünk. PIXE eredmények alapján elmondható, hogy a vizsgált szemcsék legnagyobb része Ce-tartalmú volt (29100 ppm egy 20  $\mu\text{m}$  x 30  $\mu\text{m}$ -es szemcsében), ami monacit ásványra utal. Ezek az ásványok mindig nagy Fe tartalmú erek mentén jelentek meg Ca-mal és P-ral. A Ce-mal együtt a Th is megjelent a spektrumokon, melynek koncentrációja akár 24500 ppm ugyanabban a vizsgált szemcsében. Néhány vizsgált szemcse Zr-ot tartalmazott (a legnagyobb mért koncentráció közel 40% volt), ez a cirkon ásványra utal. A Zr mellett néhány száz ppm koncentrációban U is megjelent. A Zr mellett azonosítottak Ce-ot, Ti-t és kis mértékben Hf-ot, környezetükben leginkább O, Mg, Na és Si fordult elő (2. melléklet).

A SEM és PIXE mérésekkel ismét a másodlagos eredetre találtunk nyomokat, a tórium erekben lokalizálódott, azaz fluidumból vált ki. A PIXE mérésekkel pedig megtudtuk, hogy a vas jelenléte itt is jelentős volt.

A Róka ház területe azért is érdekes, mert két egymástól néhányszor 10 m-re elhelyezkedő területről gyűjtöttük a mintákat, az egyikben vonalas gneisz, a másikban szemes gneisz mintákat találtunk. Ez utóbbiak azonban nem mutatnak dúsulást sem rádium, sem tórium tartalom tekintetében. Ez bizonyítja a fluidum áramlás rendkívül lokális voltát.



Tóriumos dúsulás a Soproni-hegység területén nem ismeretlen dolog, ugyanis Fazekas et al., (1975) leírtak a Szarvas-hegy, Ház-hegy, Nagyfüzes területén Th-ban és ritkaföldfémekben dúsult törmelék kőzeteket, melyek főleg csillámpalák voltak. Ezen kívül ritkaföldfém dúsulást írtak le a Szarvas-hegy gerincén szálban álló kvarcit (leukofillit) kőzetekben. Azonban a Soproni-hegység területén tórium dúsulást gneisz kőzetben nem írtak le még ezelőtt.

Magyarországon híres példa a Budai-hegységben a Nagy-kopasz hegyi tórium anomália (átlagosan 650 Bq/kg), ahol a tórium többletet szintén a cheralit szemcsék okozzák, amelyek általában vas-oxid zárványaiként és vas-oxid melletti agyagos fázisban jelennek meg (Wéber, 1989; Szabó Zs. & Boros Á, 2009).

A következő kérdésünk az volt, hogy a nem „Csalóka-forrás típusú” plasztikus deformáció ugyanúgy megnövelte-e az exhalációs együtthatót?

A vonalas és szemes gneiszek átlagos radonexhalációja 1,9 Bq/kg és 1,6 Bq/kg. Ahogy a 47. ábrán látható, ez a metagránitok és gneiszek eredményeivel összemérhető, illetve a „Csalóka-forrás típusú” deformált gneiszek eredményeinek harmada. A radonexhalációs együtthatójuk átlagosan 4,2% és 6,0 Bq/kg, ami a Csalóka-forrás típusú gneiszek értékének a fele.

A makroszkópos megfigyelések alapján azt vártuk, hogy a vonalas gneiszek nagyobb foliáltságuk, azaz a vonalas szerkezet miatt emelkedett radonexhalációs képességgel rendelkeznek, ám épp ennek ellenkezőjét tapasztaltuk. Feltehetőleg a képződési feltételek a „Csalóka-forrás típusú” deformált gneiszeknél optimálisabbak voltak, mint a vonalas gneiszek esetén, hogy a radonexhalációs képesség megnövekedjen. Két paraméter, a hőmérséklet és a deformációt okozó nyírási feszültség befolyásolhatja a kedvező szövet kialakulását. A szöveti kép alapján feltételezhető, hogy nagyobb hőmérsékleten és nyomáson alakult ki, mint a „Csalóka-forrás típusú” deformált gneisz, mely kevésbé foliált. A vonalas gneiszek esetén a nagyobb deformáció miatt a szövet tömöttebb, így nincs lehetősége a radonnak könnyebben kilépni, ahogy pl. a metagránitokból sem. A másik lehetőség, hogy ezek mellett a feltételek mellett az ásványok nem tudtak olyan mértékben összetöredezni, mint a „Csalóka-forrás típusúak” esetén, ami nem vezetett nagyobb radonexhalációs képesség kialakulásához.

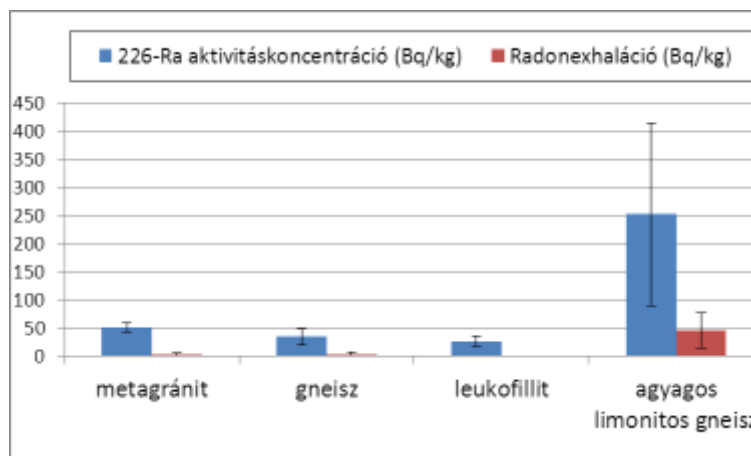
Összességében a „Csalóka-forrás típusú” deformált gneiszek képződési feltételei különbözőek voltak, ugyanis a vonalas gneiszekben nem a rádium, hanem a tórium dúsulása jellemző. Ez jelzi a fluidum összetételének különbözőségét a vonalas és a „Csalóka-forrás típusú” deformált gneiszek között.

#### 6.4. Agyagos-limonitos átalakulás a Nándormagaslaton

A Sopronbánfalvi Geodinamikai Observatóriumban az utóbbi években Mentés Gyula végez radonkoncentráció méréseket. AlphaGuard detektorral monitorozzák a levegő radontartalmát, és eredményeik azt mutatták, hogy nyáron akár 600-900 kBq/m<sup>3</sup> beltéri radonkoncentráció is kialakul (Mentés, 2015). A doktori munka során egyik célunk az volt, hogy megtaláljuk az Observatórium beltéri radonkoncentrációjának lehetséges forrását, amelyhez alap koncepciónk az volt, hogy a radon forrása az Observatóriumot befogadó valamelyik olyan kőzettípus, melyben az urán, rádium koncentrációja valamilyen másodlagos kőzet-fluidum folyamat során feldúsult, vagy melynek a radonexhalációja anomális mértékben megnövekedett a többi kőzethez képest.

A szakdolgozatomban is vizsgáltam ezt a kérdéskört és kimutattam, hogy a megismert másodlagos folyamatok közül a Mg-metaszomatózis nem okozott megemelkedett urántartalmat, vagy radonexhalációt, ellentétben azzal, amit elsőre várnánk.

A doktori kutatás során két alkalommal jártunk az Observatórium környezetében és gyűjtöttünk kőzetmintákat. Az első mintavételkor gyűjtöttünk mintát gneiszből, leukofillitből és találtunk egy mállott agyagos-limonitos réteget a sziklafalban, melyet szintén megmintáztunk. Ezt a mállott agyagos-limonitos réteget elsősorban a terepi, makroszkópos megfigyelések alapján neveztük el, majd a későbbiekben vékonycsiszolatok mikroszkópos vizsgálatával bizonyosodhattunk meg arról, hogy gneisz kőzetről van szó az ásványos összetétele alapján. A különböző kőzetminták, illetve kőzettípusok méréséből kiderült, hogy a mállott agyagos-limonitos gneisz rádiumtartalma kiemelkedik a többi kőzet közül, elérheti akár a 727±10 Bq/kg-os értéket is (5 db minta méréséből - 4. táblázat), ami a fentebb bemutatott szakirodalmi adatok és a Soproni-hegységben előforduló gneiszek mérési adatai alapján is kiemelkedő értéknek számít. A Nándormagaslaton mért metagranit és gneisz kőzetek rádiumtartalma ugyanis átlagosan 35±3 Bq/kg 13 db gneisz kőzet mérése alapján. Ez az összehasonlítás látszik az 54. ábrán is.

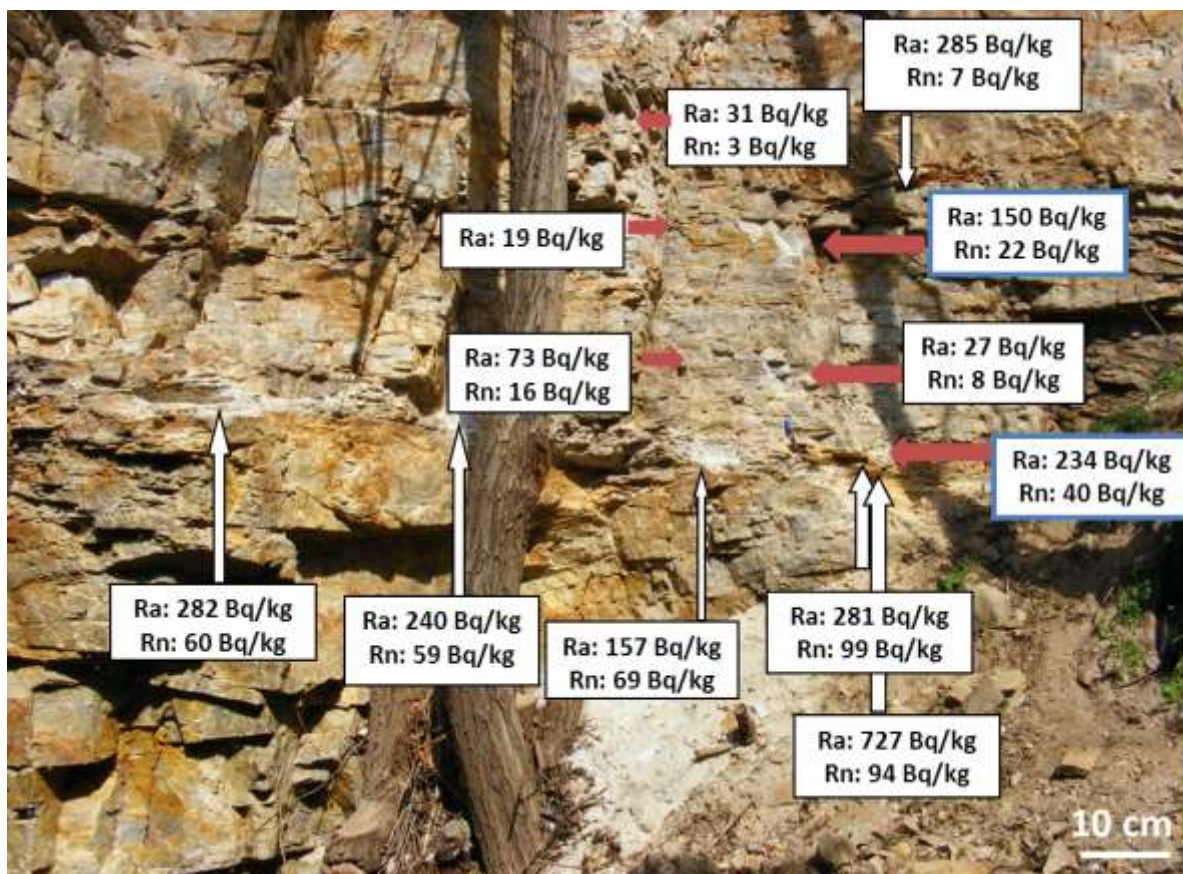


54. ábra. A nándormagaszlai metagranit, gneisz, leukofillit és agyagos-limonitos gneisz rádium aktivitáskonzentrációjának és radonexhalációjának összehasonlítása.

A következő mintavételkor a korábbi mérések eredményeire alapozva ezt, és egy ennél kb. 2-3 m-rel magasabban húzódó agyagos-limonitos réteget mintáztuk meg. Ekkor további, összesen 8 db agyagos-limonitos gneiszt (LGN) gyűjtöttünk a vízszintes repedések mentén (55. ábra), és további három mintát, a két mállott réteg közti üde gneisz kőzetből, a két rétegre merőlegesen. Ezek megmintázásával az volt a célunk, hogy megvizsgáljuk, hogy üde kőzetből is kimutatható-e a megemelkedett rádium tartalom, vagy az csak a mállott rétegre jellemző.

A két mintavételi alkalommal gyűjtött minták rádium aktivitáskonzentrációjának átlagos értéke 253 Bq/kg. A vertikális irányban végzett mintavétel eredménye, hogy a két réteghez közelebbi üde kőzetminták is megemelkedett rádiumtartalommal rendelkeznek. A D10OM6V1 minta néhányszor 10 cm-rel az alsó réteg felett található, és rádium tartalma 235 Bq/kg, a D10OM8V1 a felső réteg alatt néhányszor 10 cm-re helyezkedik el és rádium tartalma 150 Bq/kg. A két réteg között, kb. félúton a D10OM7V1 minta rádium tartalma azonban jóval kisebb, 27 Bq/kg. Ide tartozik még a D10OM10V1 minta is, ez a felső réteg felett található kb. 20 cm-rel egy függőleges irányú nagy repedés mellől. Ennek rádiumtartalma  $31 \pm 3$  Bq/kg.

A sziklafalról készült fényképen ábrázoltam az egyes kőzetminták fajlagos rádium aktivitáskonzentrációját (Ra) és radonexhalációját (Rn) (55. ábra). Az ábrán bordó nyilakkal az üde gneiszek, fehér nyilakkal az agyagos-limonitos gneiszek eredményei láthatók. Kék kerettel az üde gneisz kiugró értékei szerepelnek.



55. ábra. A Nándormagaslat sziklafalán vett minták rádium és radonexhaláció eredményei.

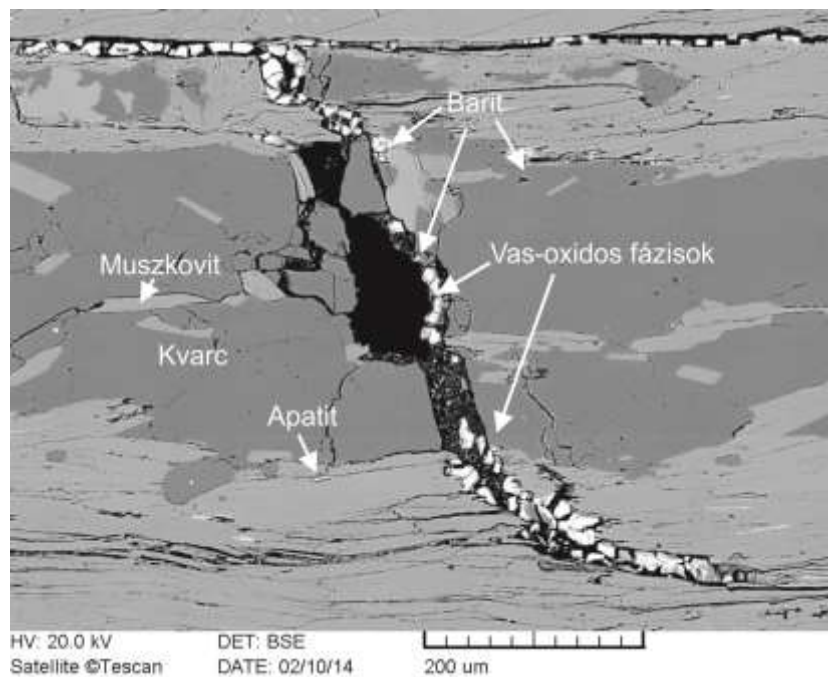
Ezekből az eredményéből az látható, hogy a két réteg közötti üde kőzetben is mérhetünk az átlagosnál nagyobb értékeket. A fluidum, ami a rádium feldúsítását eredményezte, a repedéstől néhányszor 10 cm-re is éreztette hatását.

A radonexhaláció is megnőtt az alsó réteg mentén, ahol akár 100 Bq/kg értéket is mérhettünk. A fenti réteg kisebb radonexhalációs értékét (7 Bq/kg) az okozhatja, hogy az a minta volt a legkevésbé mállott, itt inkább nagyobb, kb. 5-10 cm-es nagyságú kőzettörmelétről beszélünk.

Ezek az eredmények arra engednek következtetni, hogy tektonikai mozgások hatására a kőzet megrepedezett, a radioaktivitást hordozó ásványokat hozó fluidum átjárta a kőzetet a repedések mentén.

Hogy megtudjuk, milyen ásványos fázishoz köthető a megemelkedett rádium tartalom, vékonycsiszolatokat készítettem a további vizsgálatok érdekében. Mivel a mállott anyagból nem tudtam vékonycsiszolatot készíteni a D10OM6 és D10OM8 mintákat választottuk ki erre a célra, melyek rádium aktivitáskoncentrációja szintén kiemelkedő; 234 Bq/kg és 150 Bq/kg.

A 33. ábrán a D10OM6CS1 minta visszaszórt elektron képe látható, melyen egy repedést követhetünk végig. E repedés mentén vizsgáltuk a repedést kitöltő anyagot pásztázó elektronmikroszkóppal. Az 56. ábrán a fent említett repedést kitöltő anyag nagyított képe látható. A repedés mentén látható fehér kiválások minden esetben egy közelebből meg nem határozható vasas, foszfátos fázishoz kötődnek. Az anyagban minden spektrumon domináns a foszfor, vas és kalcium. Azonban az előző példákban bemutatott uránt és tóriumot hordozó ásványokat nem sikerült belőle kimutatni, illetve a spektrumokon sem láttunk urán, vagy tórium csúcsot.



56. ábra. A D10OM6CS1 minta repedésében található kiválások (33. ábra - piros keret kinagyítva).

A PIXE mérések (34. ábra) során kapott elem térképeken szintén e repedés vizsgálatának eredménye látható. A SEM mérés eredményeit alátámasztja a PIXE módszer, ugyanis rendkívül domináns a vas, kalcium és a foszfor jelenléte, azonban ezek mellett megjelenik a mangán, réz és a neodímium is, illetve az ólom és a tórium dúsulása is egyértelműen látszik a repedés mentén. A repedés bal alsó sarkában egy foltban dúsul a cérium és a foszfor, ami egy monacit szemcsét jelenthet, illetve ez alatt egy mangán tartalmú ásvány is megjelenik. Összességében azonban az látszik, hogy jelentős vas-dúsulás mentén jelenik meg pl. a tórium, és nem csak önálló ásványszemcséhez köthető a megjelenése.

Mivel nem tudtam közvetlenül ásványokhoz kötni a radioaktív izotópok megjelenését meg szerettem volna tudni, hogy melyik szemcseméret frakcióban dúsulnak a rádiumban és

tóriumban gazdagodott alkotók, és elvégeztük a D10OM4, D10OM5 (alsó, teljesen mállott réteg) és D10OM9 (felső réteg) száraz és nedves szitálását. A szemcseméret eloszlásokat a 35. ábra mutattam be.

A szemcseméret eloszlásokból az látszik, hogy az alsó rétegből származó két minta szemcseméret eloszlása nagyon hasonlít, a legkisebb szemcseméret frakció, a 64 mikron alatti rész 9-13%, míg a felső rétegből származó mintának ez a része csak 2,3%.

A különböző szemcseméret frakciókat alávettem HPGe detektoros méréseknek, hogy megtudjuk az egyes frakciók rádium és tórium tartalmát és az eredményeket a 36. ábrán ábrázoltam. Az ábrákból első ránézésre az tűnik fel, hogy mind a három esetben a legkisebb, <64 µm-es frakcióban mutatható ki a legjelentősebb rádium-dúsulás, ami azt mutatja, hogy a legmállottabb, agyagásványokban leggazdagabb közet részhez kötődik a rádium dúsulása. Egy érdekes különbség az alsó D10OM4-OM5, valamint a D10OM9 minták között, hogy míg az első kettőben nem volt észlelhető tórium dúsulás, addig a felső vékony mállott rétegből származó D10OM9 mintának tóriumtartalma tízszeresére növekedett a teljes mintához képest, 37 Bq/kg-ról 322 Bq/kg-ra (6. táblázat).

A főkomponens analízis (ICP OES) eredményei mindhárom minta esetén a teljes minta elemzéséből a gneiszekre jellemző átlagos értékeket (Török, 1998) mutatják, egyedül a D10OM9 esetén észleltünk a Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> tartalomban dúsulást, a teljes mintához képest (3,3%) koncentrációja 10%-ra növekedett, illetve a P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> tartalom 0,66%-ról 3,3%-ra dúsult a 64 mikron alatti frakcióban. A D10OM9 minta eltérést mutat a másik kettőtől a ritkaföldfémek mennyiségét tekintve (7. táblázat). Az alsó rétegből származó két mintában nagyobb mennyiségben megtalálhatóak a ritkaföldfémek, míg a felső réteg mintájában a ritkaföldfémek mennyisége lecsökkent és helyette U-t és Th-ot rakott ki a fluidum áramlás. Az urán és tórium ICP MS elemzések eredményei alátámasztják a HPGe mérések eredményeit, ugyanis a 64 mikron alatti frakcióban minden esetben rádium-urán dúsulást mértünk. Emellett az ICP MS mérések alátámasztják azt is, hogy a D10OM9 mintában az uránnal együtt a tórium is dúsult (U – 16 mg/kg-ról 86 mg/kg-ra; Th – 19 mg/kg-ról 128 mg/kg-ra), míg a másik két mintáról ugyanez nem mondható el.

*(Az ICP MS-sel mérhető 127±3 mg/kg tórium 517 Bq/kg tórium aktivitáskoncentrációnak felel meg. Ezt az értéket összehasonlítva a HPGe mérés eredményével, ami 321 Bq/kg, kismértékű eltérés van, azonban a két érték nagyságrendileg egyezik, habár figyelembe kell venni, hogy két különböző mérés technikával vizsgáltuk a mintákat, illetve a mérések a minta nem egyazon részéből készültek.).* Az ICP mérések eredményei azt mutatják, hogy a D10OM9 mintában az U és Th mellett dúsul a bizmut és az ólom, míg a másik két mintában

ez nem jelentős. Ez a két elem is a radioaktivitás jelenlétére utal, ugyanis az urán bomlási sorában mindkettő megtalálható.

Hogy megtudjuk, a három minta esetén milyen ásványos fázishoz köthetőek a dúsult elemek, a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet egyik projektje kapcsán megvizsgáltuk témavezetőmmel a három minta teljes és 64 mikron alatti frakcióját Röntgen-prodiffrakcióval is. Az MFGI Ritkaföldfémek dúsulásának vizsgálata limonitos-goethites homokban projektje kapcsán végrehajtott Röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok eredményeit használtam fel (Török et al., 2015).

A Röntgen-pordiffrakció spektrumai hozták a gneiszekre jellemző ásványokat – csillámok közül jellemző a muszkovit, jelen van a kvarc és a földpátok, plagioklászok, ezek mellett kis mennyiségben a teljes mintákban kimutatható volt az apatit, illetve agyagásványok közül a szmektit.

Érdekes eredmény, hogy mind a SEM mérés során kapott EDX spektrumokon, mind a PIXE elem térképeken, mind pedig az ICP OES eredmények szerint jelen van a vas emelkedett koncentrációban, illetve a D10OM9 mintában a teljes mintához képest a 64 mikron alatti frakcióban Fe dúsulást is mértünk. A 12. táblázatban bemutatott eredmények szerint azonban vas-ásvány nem mutatható ki, sem goethit (FeOOH), sem pedig amorf formában. Ellenben mindhárom mintában a 64 µm alatti frakcióban dúsul a szmektit mennyisége, amely az agyagásványok egyik csoportja és a mállás fok jelzője.

Minta	Teljes minta									64 µm alatti								
	szmektit	muszkovit	kaolinit	klorit	kvarc	kálföldpát	plagioklász	apatit	amorf	szmektit	muszkovit	kaolinit	klorit	kvarc	kálföldpát	plagioklász	apatit	amorf
D10OM4		83			9	2	5	1		8	76			7	1	8		
D10OM5	3	79	ny	2	6	6	3	1		9	82	2		6	1			
D10OM9		37			21	12	28	2		8	25			23	6	17	2	

12. táblázat. A Rtg-pordiffrakció eredménye a teljes mintában és a 64 µm alatti szemcseméret frakcióban. A detektált ásványok és azok százalékos eloszlása.

Ezek alapján az eredeti feltevést, miszerint a radioaktív izotópok feldúsulását közet-fluidum kölcsönhatás okozta bebizonyítottuk a pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal, illetve a foszfát ásványosodás egy újabb előfordulását is kimutattuk ezen a területen, ami itt a rádium feldúsulásához vezetett.

Az agyagos-limonitos gneiszeknek nemcsak rádiumtartalmuk, hanem radonexhalációjuk és radonexhalációs együtthatójuk is emelkedett, átlagosan  $46 \pm 3$  Bq/kg (6,7 - 100 Bq/kg) és

20±1%, amik a hegységben a legnagyobb értékeknek számítanak. Érdekes azonban, hogy nemcsak a mállott anyag, hanem az üde kőzetek közül a D10OM6 minta radonexhalációja és exhalációs együtthatója is kiemelkedő – 40 Bq/kg és 17%.

#### 6.4.1. Becslés a radont kibocsátó anyag mennyiségére

Az Obszervatórium levegőjében mérhető 600-900 kBq/m<sup>3</sup> maximális radonkoncentráció - miatt az ÁNTSZ már a 70-es években, az Obszervatóriumban való tartózkodás idejét korlátozta (Mentes, 2010). E nagy radonkoncentráció kialakulásának okát kutattuk a fent bemutatott mérésekkel.

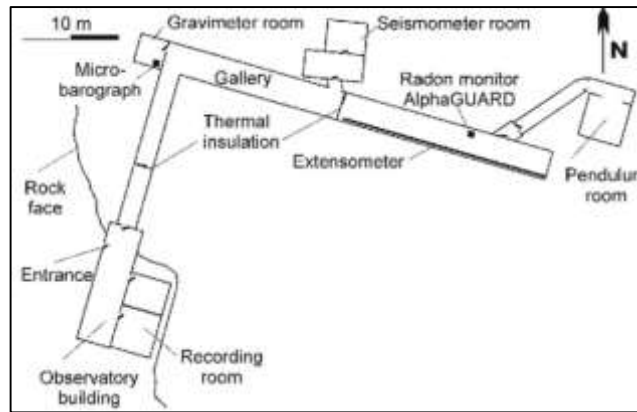
Az agyagos limonitos gneisz nagy rádiumtartalmánál és nagy radonexhalációjánál fogva jó jelölt arra, hogy ezzel megmagyarázzuk az Obszervatóriumban mérhető nagyon magas légtéri radonkoncentrációt.

Hogy mennyiségileg is alátámasszuk ezt a feltételezést, végeztünk egy egyszerű becslést arra nézve, hogy hány m<sup>3</sup> ilyen agyagos-limonitos anyag (W) szükséges ahhoz, hogy a mért radonkoncentráció kialakulhasson.

A becsléshez feltételezzük, hogy:

- 1) minden radont az agyagos-limonitos gneisz szolgáltat (ennek a radonexhalációjával fogunk számolni), ami a természetben nem így van, ugyanis a gneisz kőzetek is bocsátanak ki radont.
- 2) az Obszervatórium hermetikusan le van zárva, így légáramlás nem történik, így a kialakult radon aktivitása ( $A$ ) megegyezik a kőzetek radonexhalációjával ( $E$ ), azaz  $A=E$ . Ez a feltételezés azért szükséges, hogy a maximális, mintegy pillanatszerűen kialakult radonkoncentrációt tudjuk megmagyarázni. Ez a feltételezés hosszú távon nem állja meg a helyét, ugyanis az Obszervatórium-beli nagy radonkoncentráció télen lecsökken, ami áramlás-dinamikai okokkal magyarázható.
- 3) Az Obszervatórium alaprajza és a helyszíni tapasztalatok alapján a barlang geometriai elrendezését egyszerűsítve egy 55 méter hosszú, 3 méter széles és 2,45 méter magas téglatestnek vettük. Ebbe a két kisebb helyiség és a barlang kanyarodása is már bele van számolva. Ezzel a becsléssel:  $F$  az Obszervatórium falának belső felülete 785 m<sup>2</sup>;  $V$  beltéri levegő teljes térfogata 528 m<sup>3</sup>. Az Obszervatórium alaprajza az 57. ábrán látható.





57. ábra. A nándormagaslati Obszervatórium barlangjának alaprajza (Mentes, 2015).

- 4) A becsléshez a legmagasabb fajlagos exhalációjú mintát vettük alapul, ami  $M=100\pm 5$  Bq/kg, ezzel a keresett térfogatra egy alsó becslést fogunk kapni.
- 5) A radont kibocsátó anyag sűrűségét  $\rho = 1,51 \text{ g/cm}^3$ -nek vettük.

A számoláskor a nyári, maximális radonkoncentráció értékét akarjuk megmagyarázni, ami  $600 \text{ kBq/m}^3$  volt Mentes Gyula több éves mérési ciklusában (Mentes, 2015). (Ellenben télen csak néhány  $\text{kBq/m}^3$  a maximális radonkoncentráció a barlangban.)

A becsléshez használjuk az  $A=E$  feltételezést, és kiszámoljuk a két értéket a mért paraméterekből.  $E$  a falon átmenő radonatomok száma másodpercenként. Ennyivel a póruster aktivitása kevesebb lesz, és egyensúlyi helyzetben a kőzet ezt a mennyiséget pótolja. A keresett térfogatnak pont azt a kőzettérfogatot gondoljuk, ami ezt a radonfluxust szolgáltatja. Ebbe beleszámít a pórusterben mozgó radonatomok diffúziója is, ami közben egy részük el is bomlik. Ezt a hatást most elhanyagoljuk, és feltesszük, hogy a bomlás nem számottevő, azaz a radon atomok 3,8 napnál sokkal hamarabb elérik a barlang falát. Ebben a közelítésben a keresett térfogatban lévő kőzet tömege  $m$ , fajlagos radonexhalációja  $M$ , akkor  $E=mM$ .

A másik oldalról  $A=cV$ , ahol  $V$  a barlang légterének a térfogata.

Így  $cV = mM = \rho WM$ , ami alapján

$$W = \frac{cV}{\rho M} = \frac{600 \frac{\text{kBq}}{\text{m}^3} 528 \text{m}^3}{1510 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} 100 \frac{\text{Bq}}{\text{kg}}} = 2100 \text{m}^3$$

Ez azt jelenti, hogy az agyagos-limonitos gneisz a barlang  $F=725 \text{ m}^2$ -es felületét 2,7 m-es vastagságban kell, hogy körülvegye az Obszervatórium vágatát minden irányból.

Ez a 2,7 m-es vastagság a természetben nem feltétlenül valósul meg, azonban nagyságrendileg nem kizárható ennyi anyag jelenléte.

Emellett figyelembe kell venni, hogy a gneiszek is rendelkeznek átlagosan  $3,1 \pm 0,9$  Bq/kg-os radonexhalációval, így nem az összes radont az agyagos-limonitos gneisz szolgáltatja.

Ha csak a gneiszt tekintjük a radon forrásának, akkor a fenti képletbe a gneisz fajlagos radonexhalációját kell írni, és akkor nagyobb térfogatot kapunk. Az eredmény:  $43 \cdot 10^3$  m<sup>3</sup>.

A két kőzet között a legnagyobb különbség a pórustérfogat és emiatt a radon diffúziós állandója. A mállott limonitos anyagban gyorsabban halad a radon és a fenti feltételezés a gyors diffúzióra könnyebben fenn tud állni. A gneisz 1%-os porozitása mellett a diffúzió lassú, ezért a faltól diffúzióval elérhető kőzet térfogata sokkal kisebb, mint az agyagos anyag esetén. Emiatt nem adjuk meg pontosan, hogy a két lehetséges forrásnak milyen az aránya, de a kvalitatív becslés a mállott agyagos-limonitos gneisz hatásának túlsúlya mellett szól.

Tovább növeli ezen forrás realitását az a tény, hogy a rétegek szemel láthatóan áthaladnak a barlangon. A hátránya ennek a gondolatnak az, hogy ha csak a vékony rétegekben lévő limonitos gneiszt tételezzük fel, akkor nem feltétlen reális helyzetet kapunk.

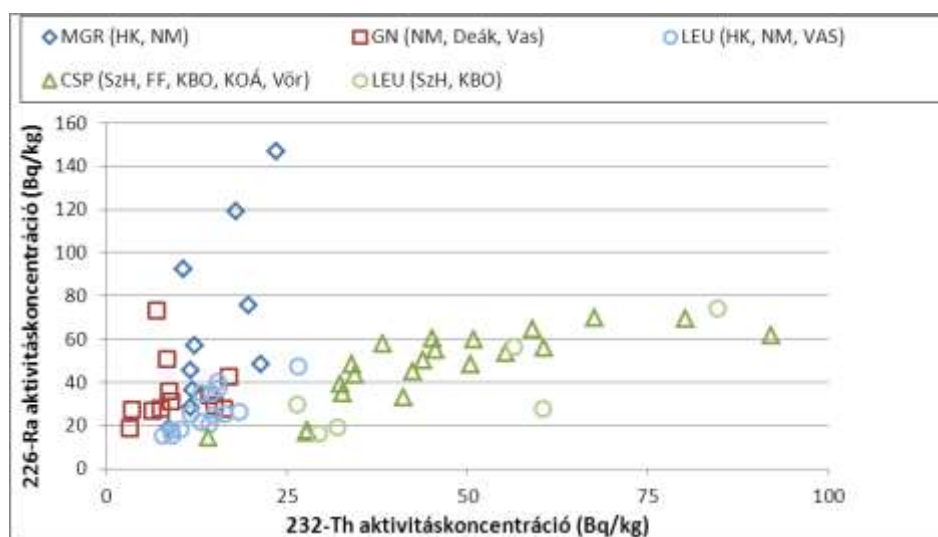
## **6.5. Mg-metaszomatózis csillámpalákban és gneiszekben**

A Mg-metaszomatózis során lezajlott fluidum áramlások hatását a radioaktív izotópok eloszlására már a 2011-ben megvédett szakdolgozatomban tárgyaltam, és kimutattam, hogy a folyamat során nem történik sem rádium, sem tórium tekintetében kimutatható, egyértelmű dúsulás, vagy szegényedés a kiindulási gneisz, vagy csillámpala kőzetekhez képest a képződő leukofillitekben. Akkoriban, a Nándormagaslat és a Vas-hegy, mint gneisz kiindulású területek és a Kőbércorom, mint csillámpala lelőhely kőzeteinek vizsgálata történt meg. Mivel ekkor viszonylag kis mintaszámmal dolgoztam, ehhez gyűjtöttünk még mintákat a doktori kutatás alatt a Szarvas-hegyi csillámpalákból és leukofillitekből, a harkai, illetve a nándormagaslati metagránitokból és leukofillitekből.

Lelőhely	Kiindulási kőzet	Leukofillit	Kiindulási kőzet	Leukofillit
	Átlagos $^{226}\text{Ra}$ aktivitás (Bq/kg)		Átlagos $^{232}\text{Th}$ aktivitás (Bq/kg)	
Harkai kúp (gneisz)	70,9±3	33,0±3	15,6±1	18,3±1
Vas-hegy (gneisz)	28,1±2	23,5±2	12,7±0,6	12,3±0,6
Nándormagaslat (gneisz)	37±3	27±3	9,7±1	13±1
Szarvas-hegy (csillámpala)	52,5±4	24,6±3	42,4±2	38,4±1
Kőbércorom (csillámpala)	28,5±4	50±4	32,3±2	57,6±2

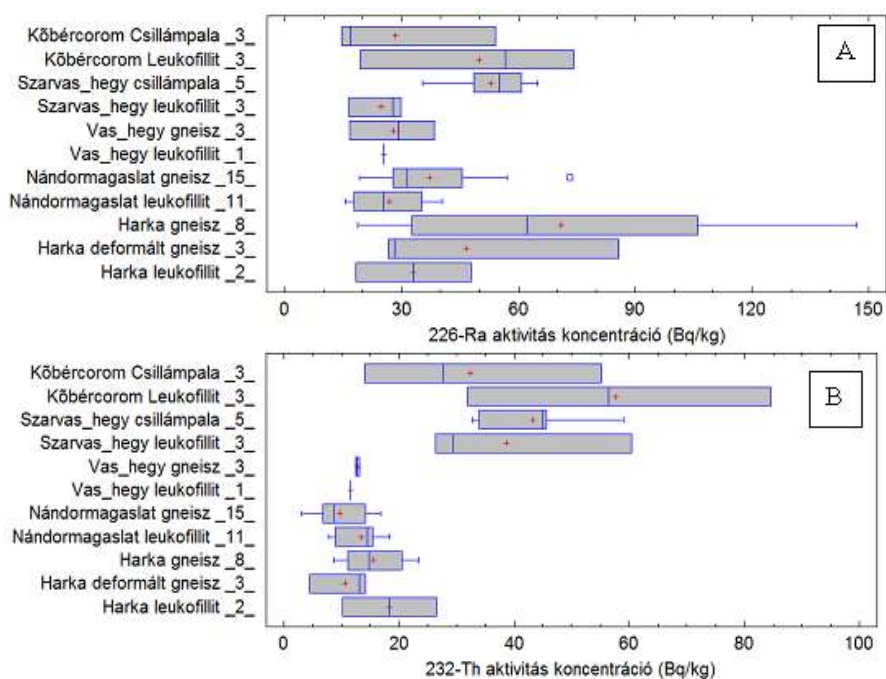
13. táblázat. A kiindulási kőzetek és a belőlük képződött leukofillitek rádium és tórium aktivitáskonzentrációi.

A 13. táblázat részletezi, hogy az egyes kiindulási kőzetekben mennyi a rádium és a tórium aktivitáskonzentráció, ezek mellett szerepel a képződött leukofillitek eredménye. A csillámpalákból képződött leukofillitekben mérhető rádium aktivitáskonzentráció átlagosan 37±4 Bq/kg, a gneiszekből képződött leukofilliteké 27±3 Bq/kg (1. táblázat eredményei alapján). Az 58. ábrán a kiindulási kőzetet jelölő szimbólum színével azonos színnel, de más szimbólummal (üres karika) jelöltem a leukofillitek eredményeit.



58. ábra. A 43. ábra Mg-metaszomatózisra vonatkozó része, a kiindulási és a keletkezett kőzetek.

Ezen az ábrán látható, hogy a tórium tengely mentén elhúzódnak a csillámpalák eredményeit követik a leukofillitek eredményei, illetve a rádium felé kissé eltolódnak a gneiszek felé tolnak el a belőlük keletkezett leukofillitek eredményei.



59. ábra. A Mg-metaszomatózis első zónájából származó csillámpala és gneisz kőzetek, valamint a belőlük képződött leukofillitek rádium (A) és tórium (B) aktivitáskonzentrációi Box-and-Whisker diagramon ábrázolva. Egy területről származó minták egymás alatt találhatóak, a jelmagyarázatban alsó vonások között a mintaszám szerepel.

Hogy a tendenciákat jobban megfigyelhessük, területre, valamint kiindulási és keletkezett kőzetekre lebontva is ábrázoltam a csillámpala, vagy gneisz és leukofillit rádium és tórium eredményeit Box-and-Whiskers diagramokon – ez látható az 59/A és B. ábrán.

A 59. ábrán az látható, hogy a Kőbércorom esetén (3 csillámpala és 3 leukofillit minta) nem mutatható ki sem dúsulás, sem szegényedés, habár a mintaszám nem elegendő a megfelelő statisztikai értelmezéshez.

A Szarvas-hegyen azonban a csillámpalák nagyobb rádium tartalommal rendelkeznek (52 Bq/kg), mint a leukofillitek (24 Bq/kg) (1. táblázat). A Vas-hegyről szintén viszonylag kevés adat áll rendelkezésünkre (3+1 db), azonban a Nándormagasalatról 15 db gneisz és 11 db leukofillit mintát gyűjtöttünk, és a Szarvas-hegyhez hasonlóan itt is kisebb rádium aktivitáskonzentrációt mértünk a leukofillitekben (27 Bq/kg), mint a gneiszekben (43 Bq/kg). Hasonló tendencia látszik a Harkai kúp esetén, ahol a metagránittól (71 Bq/kg) a deformált gneiszen (47 Bq/kg) át a leukofillitig (33 Bq/kg) folyamatosan csökkenő rádiumtartalom látható.

Az 59/B. ábrán látható, hogy a csillámpalák tóriumtartalma élesen elválnak a gneiszek tóriumtartalmától és ez a leukofillitekben is megőrződött, melyek átlagos tóriumtartalma 34 Bq/kg.

A tóriumtartalom tekintetében a rádiumhoz hasonló csökkenő tendenciát nem figyelhetünk meg. A gneiszek, csillámpalák és a leukofillitek rádium és tórium aktivitáskoncentrációit egy olyan Box-Whisker diagramon, amin nincsenek az eredmények területekre lebontva, ez látható a 8. mellékletben.

Mivel a Ba és a Sr egy főcsoportban helyezkedik el a Ra-mal a periódusos rendszerben, érdemes összevetni ezen elemek koncentrációjának változását a Mg-metaszomatózis során. Ebben a folyamatban természetesen az urán migrációjáról van szó, ugyanis a metaszomatózis több millió évvel ezelőtt zajlott le, aminek következtében a rádium migrációjának eredményei mára már a rádium felezési idejéből kifolyólag (~1600 év) eltűntek. Így itt az urán migrációjáról van szó, de a rádium méréséről. A Sr és Ba csökkenését, Török (2001) is kimutatta a soproni gneiszeken végzett mérései során. Mintákat gyűjtött a Kő-hegyről, a Harkai-kőfejtőből, a Várisi-kőfejtőből, a Deák-kúti gneiszből és a Nándormagaslatról. Metagránitok, deformált gneiszek, káliföldpát gneiszek, albit gneiszek, flogopit-tartalmú muszkovit-kvarc palák és leukofillitek vizsgálata alapján azt találta, hogy a gneisz kőzetekben a metaszomatózis első zónájától az ötödik zónájáig Sr esetén kb. 80%-os, Ba esetén kb. 70%-os koncentráció csökkenés figyelhető meg. Vizsgálta az urán koncentrációt is, mely esetén kb. 50%-os csökkenés volt megfigyelhető, míg a tórium koncentrációja a gneisztől a leukofillitig 64%-os csökkenést mutatott ki a nándormagaslati kőzetek vizsgálata során.

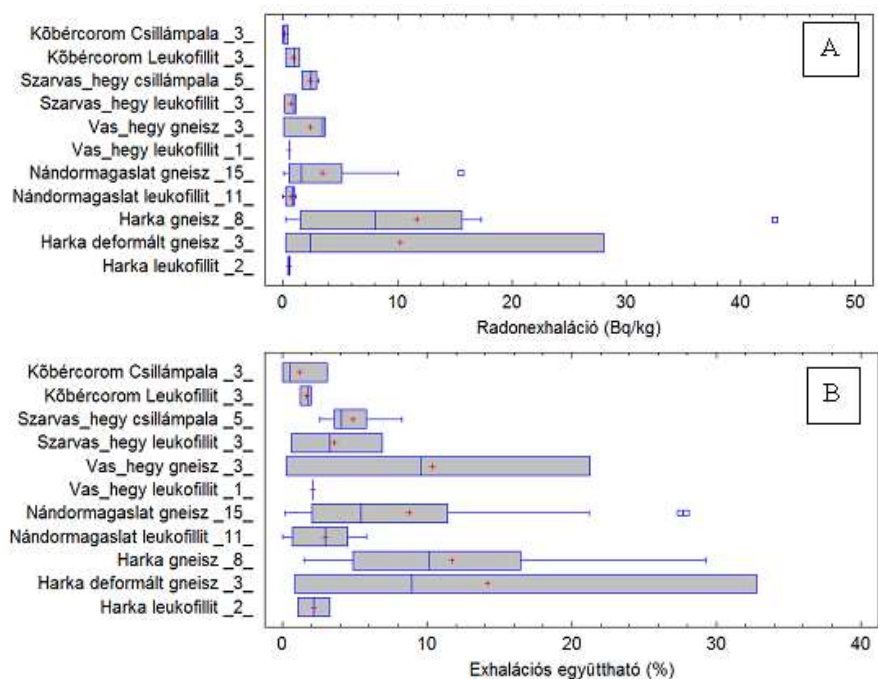
Jelen dolgozatban a mérések eredményéből pontos mennyiségi következtetéseket levonni nehéz a fluidum uránra és tóriumra való hatásáról, ugyanis a folyamat szélesebb körű megismeréséhez a mintavételi stratégián kellene elsősorban változtatni. A mintaszám növelése elengedhetetlen, továbbá mind az 5 metaszomatikus zónát szükséges volna több mintán keresztül vizsgálni. Jelen dolgozat céljai között azonban nem szerepelt a folyamat ilyen szintű megismerése, inkább a radon és rádium anomáliák vizsgálata volt érdekes, azonban anomáliák kialakulására utaló nyomokat nem találtunk.

Ennek ellenére a szakirodalmi adatok alapján és a Nándormagaslat, valamint a Harkai-kőfejtő kőzeteinek eredményeiből, azaz a saját mérések alapján azt mondhatjuk, hogy a metaszomatózis folyamata során a repedésrendszerben haladó fluidum fokozatosan „kimosta” az uránt, azonban a tórium kimosódását jelen dolgozatban nem sikerült alátámasztanom a gamma spektroszkópiai mérésekkel.

A 60/A. ábra alapján azt láthatjuk, hogy a leukofilliteknek sem a radonexhalációja, sem exhalációs együtthatója (60/B. ábra) nem mutat nagyobb értékeket a kiindulási kőzethez képest, sőt egyes esetekben a medián és az átlag is kisebb volt, mint a kiindulási esetben –

pl. Nándormagaslat. Azért meglepő, hogy az exhalációs együttható nem nagyobb, mint a kiindulási kőzeté, mert a leukofillit nagyon palás, könnyen szétmorzsolódó kőzet, melytől azt vártuk, hogy radonexhalációs képessége nagyobb lesz, mivel a paláság miatt a radon könnyebben ki tud lépni a szemcsékből, mint egy üde, tömör kőzet esetén.

A gneisz, csillámpala és leukofillitek eredményeit, nagy csoportokba összevonva a 9. mellékletben mutatom be.



60. ábra. A Mg-metaszomatózis első zónájából származó csillámpala és gneisz kőzetek, valamint a belőlük képződött leukofillitek radonexhalációja (A) és exhalációs együtthatója (B) Box-and-Whisker diagramon ábrázolva. Egy területről származó minták egymás alatt találhatóak, a jelmagyarázatban alsó vonások között a mintaszám szerepel.

## 6.6. A Csalóka-forrás radontartalmának eredete

A Csalóka-forrás nagy radontartalma eredetének kutatását két hosszabb periódusban végeztem. Az első vizsgálati periódus 2007-2008 között zajlott. Ekkor a forrás radontartalmát vizsgáltam egy éven keresztül és meghatároztam ennek az időfüggését, valamint talajminták fajlagos radonexhalációját mértem meg, amiből megbecsültem ennek járulékat a felszín alatti víz radontartalmához. E munka során létrehoztunk egy egyszerű modellt, amelyet felhasználtunk arra, hogy megbecsüljük, a talaj radonexhalációja által a forrásvízbe potenciálisan mennyi radont juttathat (4.7. fejezet). Ezzel arra a kérdésre kerestük a választ, hogy lehet-e a talaj a forrásvíz nagy radontartalmának okozója. Az eső periódus azt az eredményt hozta, hogy a talaj ugyan hozzájárul, de önmagában nem elegendő

a radontartalom kialakításához. A második periódusban (2012-2013) a doktori kutatás során megvizsgáltam a felszínen elérhető deformált gneisz kőzetek radonkibocsátó képességét, és hogy lehet-e ez a radontartalom forrása. Ebben a periódusban is vettem vízmintákat, hogy a forrás radontartalmát tovább monitorozzuk.

Ebben a periódusban széles körben megvizsgáltam a hegység forrásainak radontartalmát és egyéb hidrogeológiai szempontokat. 9 alkalommal vettem mintát további hét forrásból, melyben a radonkoncentráció mellett a 4.6. fejezetben bemutatott egyéb fiziko-kémiai és vízkémiai paramétereket is vizsgáltam. Ezek eredményeit mutatom be a továbbiakban.

A két vizsgálati periódus alatt a Csalóka-forrásból 19 db vízminta radonkoncentrációját mértem meg, ami alapján az átlagos radonkoncentráció  $227 \pm 10$  Bq/l. A többi vizsgált forrás radonkoncentrációja 10-160 Bq/l között változik. Ennek ellenére ez az érték világviszonylatban nem számít kiemelkedően nagyoknak gránitos, gneisz területeken, ahol a forrásvizek radonkoncentrációja tipikusan 23 és 1400 Bq/l között változik (Banks et al., 1998; Przylibski, 2000; Cosma et al., 2008; Vinson et al., 2009; Horváth et al., 2010).

A Csalóka-forrás azért érdekes helyszín, mert korábbi kutatások szerint ennek van a legnagyobb radontartalma a természetes vizek megcsapolódásai közül a Soproni-hegységben, és nagyon jól vizsgálható a deformált gneisz kőzetek hatása is, amivel egy másodlagos folyamat következményeit tudjuk ismét kutatni.

A forrás 10 méteres körzetében a kőzetek deformált gneiszek (DGN), és ahogy a 6.3.1. fejezetben olvasható, ezek rádiumtartalma 63 Bq/kg. Mivel ezen a területen csak törmelékből tudtuk a kőzeteket megvizsgálni, mintát vettünk a forrástól kb. 300-500 m-re levő Vasfüggöny sífutópálya mentén elérhető, szálkőzetben álló deformált gneiszekből is, melyek átlagos rádium aktivitáskoncentrációja 74 Bq/kg. Ezek, és a Csalóka-forrás szűk környezetében található kőzetek rádiumtartalma kétszerese a metagránitokban mérhetőnek. A talajok rádiumtartalma nagyobb ennél, átlagosan 88 Bq/kg (3. táblázat eredményei alapján). Ez az érték a magyarországi talajok átlagos rádium tartalmánál (33 Bq/kg UNSCEAR, 2000) több, mint kétszer nagyobb. A talajok és a kőzetek radonexhalációs együtthatója egyaránt átlagosan 14%. Az értékek 5% és 32% között változnak. Ezek alapján a kőzetek azonos radonexhalációs képességgel rendelkeznek, mint a talajok, ami nem megszokott, ugyanis, Sakoda et al., (2011) szerint, a talajok általában nagyobb radonexhalációs együtthatóval rendelkeznek, mint a kőzetek. Ám ahogyan a 6.3.1. fejezetben írtam, a plasztikus deformáció során a kőzet eredeti szerkezete, szövete megváltozott, irányítottá vált, az eredetileg nagy szemcsék összetöredeztek, és a megnőtt permeabilitás miatt a radon kijutása könnyebb.

$$c_{pot} = \frac{M\rho}{P}$$

A 4.7. fejezetben bemutatott modell alapján ( ) a talaj-, és kőzetminták fajlagos minimum és maximum radonexhalációját, porozitását és sűrűségét felhasználva megadtuk a potenciális radonkoncentráció minimum és maximum értékét a forrás fő fakadási helyén (A pont) (9. táblázat).

A becslés szisztematikus bizonytalanságait vesszük figyelembe azzal, hogy minimum és maximum radonkoncentrációkat adunk meg. Ezek azt jelentik, hogy mekkora radonkoncentráció tud kialakulni a talaj pórusaiban telítődés során, amikor a meteorológiai hatások nem játszanak szerepet. A talajok esetén még a maximálisan becsült érték – (65 Bq/l) is a vízben mért radonkoncentráció alatt marad, ami 227 Bq/l, míg a kőzetek esetén a minimum és a maximum potenciális radonkoncentráció 2020 Bq/l és 5050 Bq/l a mért radonkoncentrációnál kilencszer és huszonkétszer nagyobb értékek. Ez főként a kőzet kisebb porozitása miatt van (amit CT technikával mértünk meg), azonos radonexhaláció mellett. Mivel a potenciális radonkoncentráció nagyobb, mint a forrásban mért radonkoncentráció, az eredmények alapján a kőzet a radon potenciális forrása.

A különbség azonban a valós és a számolt érték között nagy, ugyanis több faktor befolyásolja, csökkenti a potenciális radontartalmat a valóságban. Ilyen például a forrás vízhozama, ami meghatározza, hogy a víz mennyi ideig tartózkodik a radont exhaláló környezetben. Ha a vízhozam kellően nagy, a radioaktív egyensúly a radont exhaláló kőzetek és a víz rádium aktivitása között nem alakul ki. Másik szempontból megközelítve, fontos csökkentő faktor a meteorikus vizek esetleges bejutása a rendszerbe. A vízrezervoár egy része a talaj, ennek nyitott volta is befolyásolhatja a radonkoncentrációt, ugyanis a radon veszteség fellépése a pórusok mentén az atmoszférába nem elhanyagolható. A 40. ábrán a forrásvíz radontartalma és a csapadékmennyiség közti összefüggést vizsgáltuk. Megállapítottuk, hogy a csapadékmennyiség összefüggésben áll a forrás radontartalmával. A víz mintavételének időpontja előtti időszakra összegeztük a csapadékmennyiséget, és ennek a radontartalommal fennálló kapcsolatát vizsgáltuk és azt kaptuk, hogy a forrás radonkoncentrációját felhígítja a lehulló csapadék (részletesebben 6.4.1. fejezetben).

A talajok méréséből számolt maximális potenciális radonkoncentráció még a forrásvízben mért legkisebb radonkoncentrációnál (161 Bq/l) is 2,5-szer, valamint az átlagos értéknél 3,5-szer kisebb. A B és D pontokban mért értékekből is végeztük becslést a potenciális radonkoncentrációra és azt találtuk, hogy a maximális becslés eredménye (207 Bq/l és 31 Bq/l) meghaladja az ezekben a pontokban mért radonkoncentrációt (163 Bq/l és 21 Bq/l), így a talaj szerepét a víz radonkoncentrációjának kialakulásában nem tudjuk kizárni. Ezek a



pontok a forrásfakadástól 1-3 m távolságban helyezkednek el, vízhozamuk terepi megfigyelések alapján jóval az A pontbeli vízhozam alatt marad, kis szivárgásoknak tekinthetők, melyekben csak nagyobb csapadékesemény után találhatunk vizet. Ezek radontartalma a fő forrásfakadási pontban mérhető koncentráció alatt marad a fellépő radon vesztség miatt, ami a felszínen való tartózkodása során történik.

Ez azt jelenti, hogy a forrás környéki talaj a radonkoncentráció csak egy kicsi, elhanyagolható részét tudja biztosítani, így a talajt nem tekintjük a forrás radonkoncentrációja egyedüli okozójának.

Mivel ezzel a kutatással célunk az volt, hogy eldöntsük, a forrás környéki talaj, vagy kőzet okozza-e a forrás radontartalmát, a kidolgozott egyszerűsített modell elegendő volt a kérdés megválaszolására.

### **6.6.1. A radonkoncentráció időfüggése**

A két periódusban egyenként 1-1 éves intervallumban 11-szer ill. 8-szor mértem meg a Csalóka-forrás radontartalmát. A kérdés ebben az esetben az volt, hogy a koncentráció időfüggése mennyire jelentős, kimutatható-e benne tendencia, és ha igen, akkor mihez kapcsolódik.

2007 és 2008 között a radonkoncentráció az A pontban 161 és 291 Bq/l között változott egy év alatt. Az értékek empirikus szórása 41 Bq/l volt, ami az éves átlag 18%-a. 2012 és 2013 között a mért értékek 153 Bq/l és 261 Bq/l között változtak, az empirikus szórás 38 Bq/l volt és a változás 17%-a volt az éves átlagnak. A csapadékmennyiség és a radonkoncentráció közti negatív korrelációt mutatja a 40. ábra.

Az első periódus eredményeiből készítettük el a 41. ábrát, ahol a nyári adatsor negatív korrelációt mutat attól függetlenül, hogy a mérés előtt hány nap csapadékmennyiségét összegezzük. A legerősebb negatív korrelációt (-0,95) azonban 15 napos összegzés után kaptuk. A második periódusra ezt a vizsgálatot ugyancsak végrehajtottuk és 12 nap esetén kaptuk a legerősebb korrelációt (-0,91). Ezt a kb. két hetes időbeli eltolódást az okozhatja, hogy a meteorikus víz nem rögtön jut be a felszín alatti áramlási rendszerbe, hanem néhány napos késleltetéssel, ez a negatív korreláció egyik magyarázata. Ha figyelembe vesszük, hogy 21 nap szükséges ahhoz, hogy a potenciális radonkoncentráció kialakuljon, azaz a telítődési görbe telítődési szakaszához jussunk, kiszámolhatjuk, hogy a beszivárgó víz nem tölt három napnál hosszabb időt a felszín alatti környezetben, ha minden más radon veszteséget elhanyagolunk. Ez a tartózkodási idő jóval kisebb, mint a legjobb korreláció

esetén kiszámolt 12-15 nap. Ebből arra következtethetünk, hogy a felszín alatti bizonyos kőzetek, mellyel a víz felszín alatti áramlása során érintkeznek, kisebb radonemanációs és radonexhalációs képességgel rendelkeznek, mint a deformált gneisz a felszínhez közel.

A másik lehetséges magyarázat a csapadékmennyiség és a radonkoncentráció közti negatív korrelációra a felszín alatti víz áramlási sebességével magyarázható, azonos környezeti feltételek mellett. Száraz időszakban ugyanis a víz kisebb sebességgel mozog a felszín alatt, így nagyobb radonkoncentráció tud kialakulni, mivel a víz hosszabb ideig van kapcsolatban a radont emittáló anyaggal. Ezt meg is lehet figyelni a vízhozam mérésével. A Csalóka-forrás vízhozamának mérése azonban nehéz mérés technikai szempontból. A forrás nevét is azért kapta, mert ez egy szivárgás egy árok oldalában, nincs forrásfogalás, nem tudtuk a megcsapolódó vizet egy jól körülhatárolható és így mérhető részre terelni. Azonban a vízhozam relatív változását mennyiségi meghatározás nélkül lehetett érzékelni, ugyanis csapadékosabb idő után az A ponthoz ásott mélyedés gyorsabban megtelt vízzel, valamint ekkor váltak mintázhatóvá az A ponton kívüli mintavételi pontok is.

A rendelkezésre álló adatok nem teszik lehetővé, hogy eldöntsük, a fenti két lehetőség közül melyik áll közelebb a valósághoz, de az éves tendenciát megfigyelhetjük, csapadékosabb időszak után alacsonyabb radonkoncentrációt mértünk, majd egy szárazabb időszak következett, ami után a radonkoncentráció növekedése figyelhető meg.

A téli időszakban a csapadéknak nincs jelentősége a radonkoncentráció változásának szempontjából, nincs korreláció a két paraméter között. Ennek oka, hogy a csapadék ilyenkor hó formájában jut a felszínre és az ebből származó csapadékvíz hozzájárulás csak a hóolvadást követően tudja kifejteni a hatását.

Összességében tehát a száraz és a csapadékos időszakok váltakozásával egyidejűleg a radonkoncentráció is változik, mely változás mértéke 20%. Így alakul ki az éves átlagos radonkoncentráció, melyet a hosszú távú meteorológiai változások (évszakos csapadékösszeg) befolyásolhatnak.

### **6.6.2. A radonkoncentráció helyfüggése**

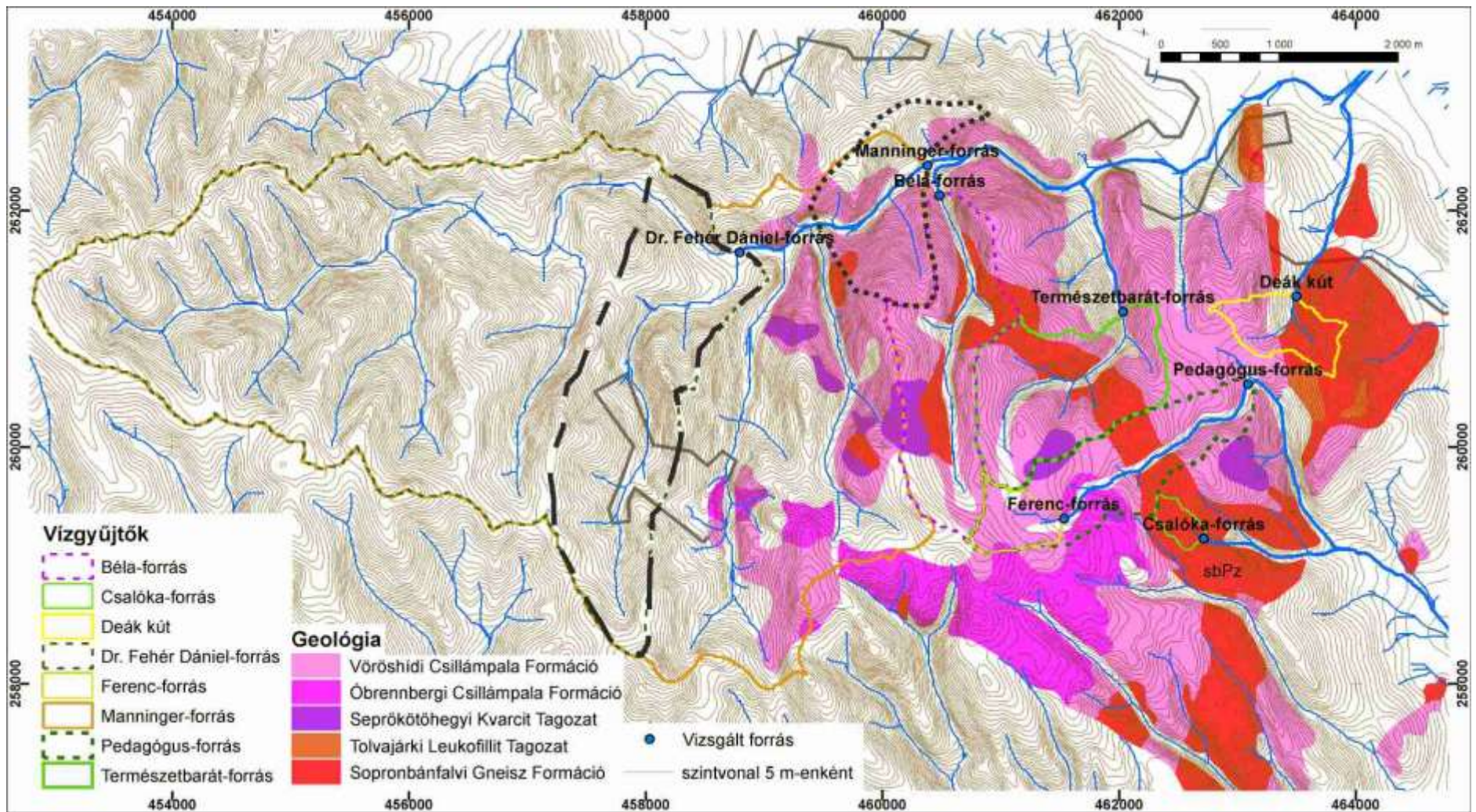
A Csalóka-forrás területén a radontartalom helyfüggését vizsgáltuk. A fő forrásfakadás körüli vízmintavételi pontok radonkoncentráció eredményei között szignifikáns eltérések vannak (13. ábra. és 39. ábra). A legnagyobb értékeket az A és E pontokban mértük, a legkisebbet pedig a D pontban, ami topográfiaailag a legmagasabb szinten található az A pont felett. Itt a mért radonkoncentráció  $21 \pm 3$  Bq/l és feltehetőleg a beszivárgott és rövid ideig

tárolt csapadékvíz koncentrációját reprezentálja. Ezt támasztja alá a 9. táblázat eredménye is, ahol a maximális potenciális radonkoncentráció meghaladja a mértet, de a minimum érték is bizonytalanságon belül megegyezik a mérttel. Kis koncentrációkat mértünk még a G és H pontokban, ami azzal magyarázható, hogy ezek a minták a felszínen lefolyó forrásvízből származnak, melyből a radon kipárolgott felszíni útja során.

Az A és B pontban mérhető radonkoncentrációk között viszonylag nagy a különbség annak ellenére, hogy a két pont közel helyezkedik el egymáshoz. A B pontban feltehetőleg a forrásvíz a talajban tárolt csapadékvízzel keveredett, ezért mérünk itt kisebb radonkoncentrációt, valamint a radon kipárolgás is okozhatja az eltérést.

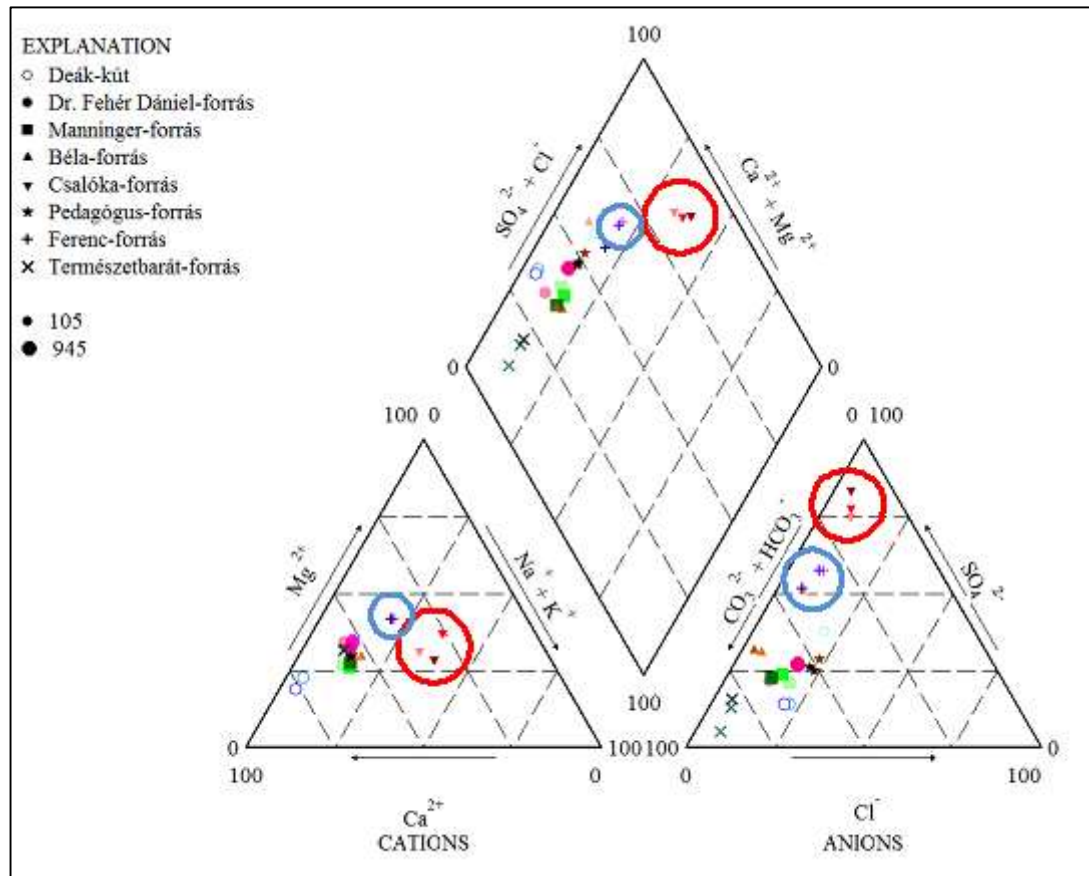
### **6.7. A hegység forrásainak radonkoncentrációja és vízkémiai elemzése**

A források radonkoncentrációja eredetének megismerése céljából a Csalóka-forráson kívül további 7 forrás részletesebb vizsgálatát végeztük el. A vízgyűjtőket topográfia alapján jelöltük ki, amit a MÁFI 1:100000 fedetlen földtani térképén jelenítettünk meg (61. ábra). Ezzel megtudjuk, hogy a források vize milyen típusú kőzeteken halad át felszín alatti útja során. A modellezést Kovács Gábor végezte a doktori dolgozatában leírtak szerint (Kovács G., 2013).



61. ábra. A források domborzati viszonyok alapján lehatárolt vízgyűjtő területei. Feketével a vízkémiai értelmezések alapján lehatárolt vízgyűjtő területek.

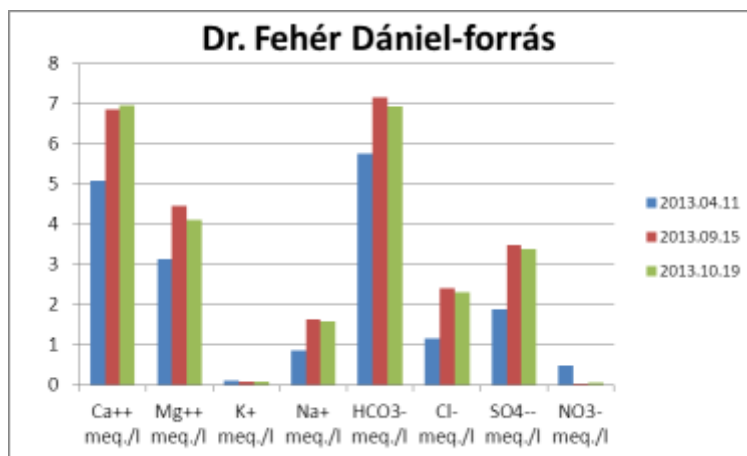
A 62. ábra mutatja be Piper-diagramon a nyolc mintázott forrás kémiai jellegét (mintavételek: 2013.04.11, 2013.09.15, 2013.10.19) a 8. táblázatban közölt adatok alapján a GW\_Chart nevű ingyenesen letölthető szoftverrel (1.29.0.0. - verzió). Az egyes forrásokhoz azonos szimbólum és szín tartozik, de a három alkalom különböző színerőségekkel jelenik meg az ábrán. A tavaszi mintavételhez használtam a leghalványabb árnyalatot és az őszihez a legsötétebbet.



62. ábra. A források vízkémiai jellege Piper-diagramon ábrázolva.

A három vízkémiai mintavételi időpontot úgy határoztam meg, hogy történjen mintavétel a tavaszi, azaz a hóolvadást követő, vízbőséggel jellemezhető időszakban, a nyári szárazabb, alacsony vízhozammal jellemezhető időszakban és az őszi, újra kissé csapadékosabb időszakban. Ezzel arra a kérdésre kerestük a választ, hogy a források vizében megjelenik-e a meteorikus víz.

A vízkémiai eredmények alapján meghatároztam a források víztípusát. Minden forrásban a kationok közül a  $\text{Ca}^{2+}$  és a  $\text{Mg}^{2+}$  dominanciája jellemző, azonban a Csalóka-forrás esetében a  $\text{Na}^+$  is megjelenik a főbb kationok között. Az anionok közül a  $\text{SO}_4^{2-}$  és a  $\text{HCO}_3^-$  jelentős a forrásokban (lásd Piper diagram).



63. ábra. A három időszakban mért vízminták anion és kation összetételének változása a Dr. Fehér Dániel-forrás példáján.

A 63. ábra alapján a tavaszi, hóolvadást követő időszakban az ionok mennyisége kisebb a forrásvízben az ezt követő, nyári időszakhoz képest. A nyári szárazabb időszak során, az oldott anyag koncentráció nő, majd elér egy maximális értéket, és az őszi, csapadékosabb időt követően az oldott anyag koncentráció ismét lecsökken. Ha a nyári, szárazabb időszakot tekintjük úgy, hogy ekkor a kevés lehullott csapadék nem, vagy csak kis mértékben jelenik meg a felszín alatti rendszerben, akkor a tavaszi, csapadékos, illetve hóolvadás utáni időszakot tudjuk ehhez viszonyítani. Tavasszal a hóolvadást követően jelentős mennyiségű víz jutott a felszín alatti rendszerbe, ezt jelzi az oldott anyag koncentrációjának csökkenése, az ionkoncentráció felhígulása. Ugyanezt mutatják a nyári időszakot követő csapadékosabb őszi adatok, amikor ismételen hígulás mutatható ki. Az ionok koncentrációjának szezonális változása mind a nyolc forrás esetén kimutatható, habár kisebb mértékben. Ez alól a tendenciaszerű változás alól csak a NO<sub>3</sub><sup>-</sup> és K<sup>+</sup> tartalom jelent kivételt, ugyanis a nitrát általában felszíni eredetű, bomlási folyamatok eredménye, illetve állati vagy antropogén eredetű lehet, pl. szennyvíz, műtrágya, vagy a lehullott levelek rothadásából származhat. A tavaszi beszivárgó csapadékvíz magával viszi a felszíni NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-ot, ami bemosódik a rendszerbe, és emiatt kimutathatóvá válik a tavaszi hóolvadást követő időszakban a nagyobb nitrát tartalom. Ezzel az eredménnyel is azt tudjuk alátámasztani, hogy a felszíni víz hozzákeveredést nem zárhatjuk ki. A víz K<sup>+</sup> ion tartalma mind a kőzet mállásából, mind antropogén hatásból adódhat.

A források vízhozam-változásának grafikonján is megfigyelhető az említett hóolvadási periódus (37. ábra), ugyanis az áprilisi mintavételi alkalommal mértünk egy maximum vízhozamot, mely ezután lecseng és beáll az alap vízhozam. A fajlagos elektromos

vezetőképesség is lecsökkent a forrásokban a hóolvadást követően, ami szintén a felszíni víz hozzáadódását és így a forrásvíz hígulását mutatja. A Manninger-forrás vezetőképessége kivételt képez, ugyanis ez az egész év folyamán kiegyenlített, még a hóolvadást követően sem mutat jelentősebb csökkenést.

A felszín alatti vizek geokémiáját több tényező befolyásolja, ilyenek a kőzettípus, melyen a forrás felszín alatti útja során áthalad, illetve a tartózkodási idő, a felszín alatti víz eredeti, kezdeti összetétele és a felszíni alatt bejárt út tulajdonságai (Hem, 1985; Tóth, 1999).

Kétféle csoportra osztottuk a forrásokat vízkémiai összetétel, illetve vezetőképesség alapján. A kis oldott anyagot tartalmazó források – átlagosan egy év alatt 150-300  $\mu\text{S}/\text{cm}$  vezetőképesség – az **alaphegységi források** csoportjába tartoznak, ilyenek a Csalóka-forrás, a Ferenc-forrás és a Béla-forrás, valamint a Pedagógus-forrás és a Természetbarát-forrás. A földtani térképen (66. ábra) látható, hogy a Csalóka-forrás a Sopronbánfalvi gneisz területén bukkan a felszínre, míg a Ferenc-forrás és a Béla-forrás a Vöröshídi Csillámpala Formáció és Folyóvízi üledék határán, a Pedagógus-forrás és a Természetbarát-forrás vízgyűjtőjében megjelenik a csillámpalákon és a Folyóvízi üledékeken kívül a gneisz is. Ezek a források a kristályos alaphegység kőzeteinek repedésein haladnak át felszín alatti útjuk során, csak kis mértékben, vagy egyáltalán nem érintkeznek más üledékekkel, így ezekben várható a legkisebb oldott anyag koncentráció, amely a gneiszekre, csillámpalákra jellemző. Ezért ezeket a forrásokat tekinthetjük kiindulási alapnak (háttér) a többi forrás vízkémia szerinti értelmezéséhez.

A Deák-kút, Manninger-forrás és Dr. Fehér Dániel-források oldott anyag tartalma nagyobb - 500-1000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  vezetőképesség - ezek a források jóval nagyobb vízgyűjtővel rendelkeznek, mint az alaphegységi források (61. ábra). Vizül olyan rétegeken halad át a felszín alatt, melyekből több oldott anyagot tudnak felvenni, fakadási pontjuk közelében helyezkednek el a csillámpalán és gneiszen kívül még a fiatalabb, negyedidőszaki képződmények, mint a Felsőligeterdői Kavics Tagozat, Magasbérci Homok Tagozat, Felsőtödli Kavics Tagozat (Ligeterdői Kavics Formáció tagozatai) és fiatal folyóvízi üledék. Ezek mind jobb vízvezető képességűek, mint a gneisz, vagy csillámpala, továbbá ásványos összetételükben is eltérőek, így magyarázható az eltérő vízkémiai összetétel.

A 61. ábrán látható, hogy az alaphegységi források vízgyűjtője viszonylag kicsi, főleg a hegység kristályos övéből kapják a vízutánpótlást. A Ferenc-forrás és a Csalóka-forrás a Piper-diagramon is jól elkülönül a többi forrástól kémiai összetételüket tekintve. E források esetén kaptuk a legnagyobb kovasav mennyiséget (a Deák-kúthoz, Manninger-forráshoz és Dr. Fehér Dániel-forráshoz viszonyítva). Általában a nagy kovasav koncentráció a hosszú

felszín alatti áramlási pályára utal. Az általunk vizsgált források esetében azonban nem a hosszú áramlási pályára utalhat a megemelkedett kóvasav tartalom, hanem a vízgyűjtőn található gneisz és csillámpala alapkőzetre. Ezt támasztják alá a pH értékek is, ugyanis a szakirodalom szerint a pH értéke nő az áramlási pálya hosszával. A csapadékvíz savas pH-ját ugyanis a felszín alatti kőzetek pl. karbonát tartalma semlegesíteni tudja (Hem, 1985). Azonban a legkisebb pH-t, valamint a legnagyobb kóvasav tartalmat a Csalóka-forrás esetén mértük.

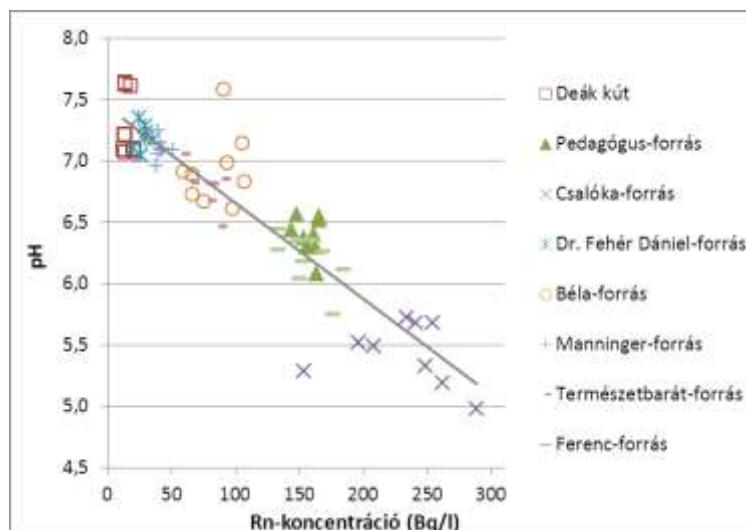
A vízben oldott kalcium és magnézium koncentráció mészkő, dolomit, illetve homokos és kavicsos területeken lehet jelentős. A kristályos alaphegységben fakadó források  $\text{Ca}^{2+}$  és  $\text{Mg}^{2+}$  tartalma főleg felszíni eredetű lehet, általában a talajvíz tartalmaz nagyobb mennyiségű kalciumot és magnéziumot, mely a meteorikus vízzel juthat be a felszín alatti áramlási rendszerekbe. Gneisz és csillámpala területen nem várunk nagy koncentrációkat, azonban kis mennyiségben a csillámok oldódása során a források  $\text{Mg}^{2+}$  tartalma nőhet. Ezt támasztják alá a 8. táblázatban bemutatott eredmények is, ugyanis emelkedett koncentrációt mértünk a Deák-kút, Manninger-forrás és Dr. Fehér Dániel-forrás vizében. Ezek a források vizüket ugyanis nemcsak a csillámpala és gneisz területekről kapják, hanem a környező negyedidőszaki képződményekből is. Ezen források  $\text{HCO}_3^-$  és  $\text{SO}_4^{2-}$  tartalma is nagyobb, ami szintén a felszín alatti kőzetek és a vízgyűjtő terület különbözőségéből fakad.

A nagy oldott anyag tartalom és a negyedkori üledékekre jellemző értékek miatt, valamint az alacsony vízhozam miatt a Manninger-forrás és a Dr. Fehér Dániel-forrás vízgyűjtő területének szoftveres lehatárolását felülbíráltuk (61. ábra fekete szaggatott vonalak), ugyanis a program nemcsak a forrásokra, hanem a felszíni vízfolyásokra is megadja a vízgyűjtő területeket, így a forrásokra egy kisebb területet határoltunk le, melyet főleg a domborzat befolyásol.

### **Mely fiziko-kémiai paraméter mutat összefüggést a radontartalommal?**

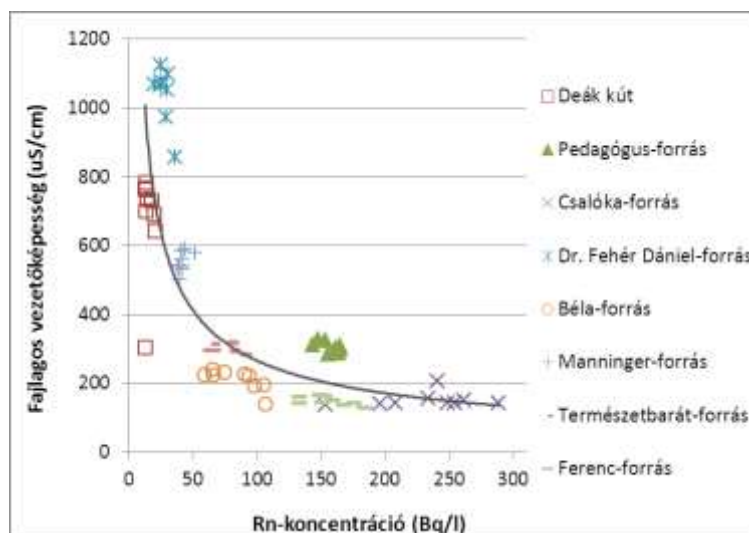
A radonkoncentráció és a pH között negatív korrelációt mutattunk ki (64. ábra), valamint elmondható, hogy a 6,5-es pH-nál kisebb források radonkoncentrációja 100 Bq/l felett van. A pH és radonkoncentráció közti negatív összefüggést több kutató leírta (Jobbágy et al., 2010; Przylibski and Gorecka, 2014). Ennek magyarázata lehet, hogy a rövidebb áramlási pályával rendelkező források vize felszín alatti útja során kevésbé tud semlegesítődni.





64. ábra. A forrásvizek radonkoncentrációja és a pH közti összefüggés.

A radonkoncentráció és a fajlagos elektromos vezetőképesség között is kimutatható összefüggés, melyet a 65. ábra mutat be. A többi fiziko-kémiai paraméterrel nem mutat összefüggést a források radonkoncentrációja.

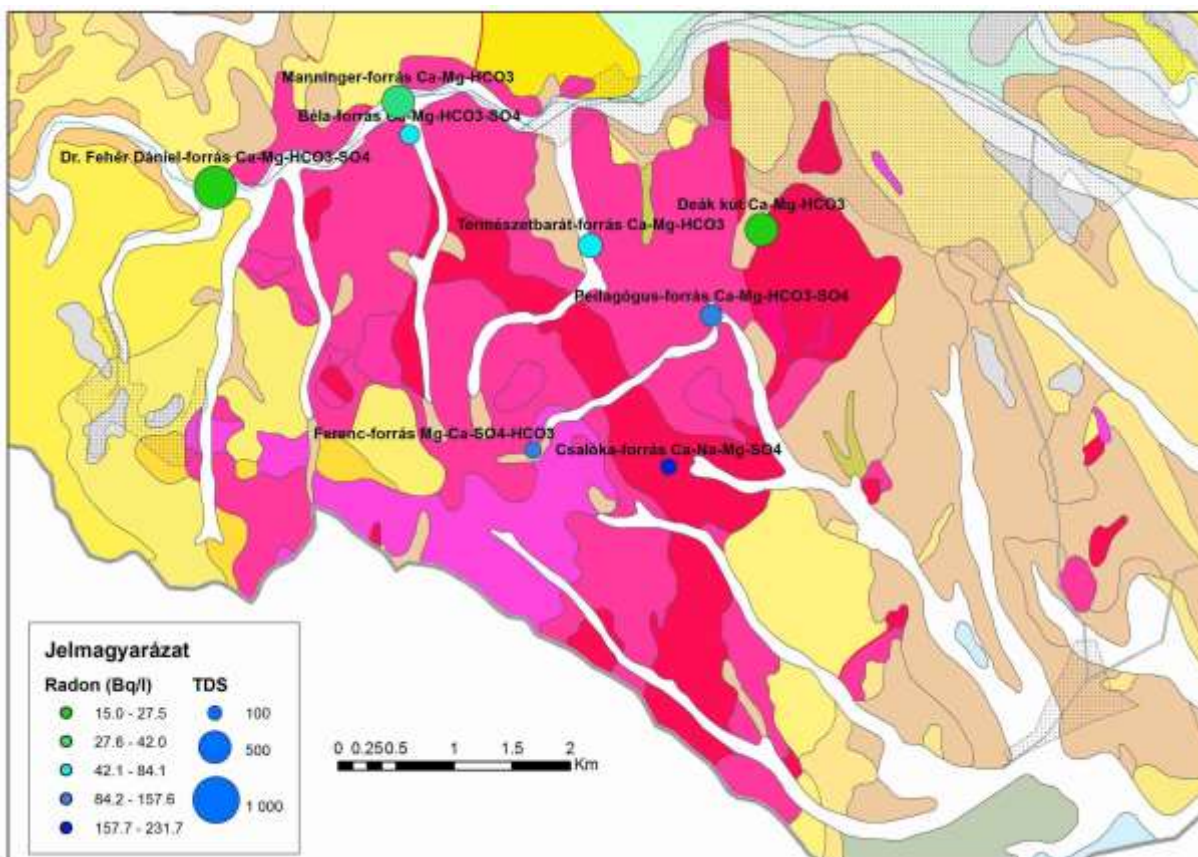


65. ábra. A forrásvizek radonkoncentrációja és fajlagos elektromos vezetőképessége közti összefüggés.

A vízkémiai paraméterek vizsgálatával tehát különbséget tettünk a források között a felszín alatti megtett út során érintett kőzetek alapján. Azok a források, melyek csak gneisz és csillámpala kőzeteken gyűjtik össze vizüket, nagyobb radontartalommal rendelkeznek. Ezek a források sorrendben a Csalóka-forrás ( $232 \pm 11$  Bq/l), Pedagógus-forrás és Ferenc-forrás ( $158 \pm 9$  Bq/l), Béla-forrás ( $84 \pm 6$  Bq/l), Természetbarát-forrás ( $76 \pm 6$  Bq/l) – mint alaphegységi források.

A Manninger-forrás ( $42\pm 4$  Bq/l), Dr. Fehér Dániel-forrás ( $27\pm 3$  Bq/l) és Deák-kút ( $15\pm 2$  Bq/l) vizében mértük a legkisebb radonkoncentrációt.

Ezt a sorrendet szemlélteti a 66. ábra, ahol forrásokat a 3. ábrán is már bemutatott fedett földtani térképen ábrázoltuk (a formációk jelmagyarázata is a 3. ábrán látható), a körök mérete a forrásvízben mért összes oldott anyag nagyságával arányos, míg a körök színe a radonkoncentráció nagyságát mutatja. Ezzel megvizsgálhatjuk a források radonkoncentrációjának helyfüggését, illetve képet kaphatunk arról, hogy függ-e a források radontartalma az összes oldott anyag tartalomtól, illetve a vízkémiai jellegtől.



66. ábra. A források radonkoncentrációjának ábrázolása fedett földtani térképen az összes oldott anyag függvényében. A források neve mellett feltüntettem a vízkémiai jellegüket.

Habár a Deák kút csillámpala és gneisz területéről is kap vizet, radontartalma mégis nagyon kicsi. Ennek oka lehet, hogy a deák-kúti gneisz rádiumtartalma méréseink alapján a többi gneiszhez képest szintén kicsi,  $16\pm 5$  Bq/kg átlagosan, illetve radonexhalációja is kicsi. Ezen kívül a csapadék, amely felhígítja a kialakuló radontartalmat ebben a forrásban mutatja leginkább hatását. A hóolvadás utáni oldott anyag koncentráció jelentősen lecsökken a forrásvízben, emellett az ionok aránya is megváltozik, a vezetőképesség több mint felére csökken és a vízhozam 22-szeresére nő a hóolvadást követően.

A Manninger-forrás vize érint negyedidőszaki üledékeket is a csillámpalán és gneiszen kívül, míg a Dr. Fehér Dániel-forrás a 61. ábra szerint inkább negyedidőszaki képződményekből kapja vizét. Ezeken a formációtípusokon jelen munka keretein belül nem történt rádium, illetve radonexhaláció mérés. A magyarországi negyedidőszaki üledéktípusok vizsgálata rádiumtartalom szempontjából azonban megtalálható a szakirodalomban, átlagosan ezek rádiumtartalma 35 Bq/kg (Thamó-Bozsó, 2014). Ezen formációtípusok jobb vízvezető képességűek, porózusabbak, mint a gneisz és csillámpala, ebből adódóan a radon veszteség nagyobb lehet, így ezeken a területeken nem vártunk nagy radonkoncentrációt. Ezen kívül a Deák-kút és a Dr. Fehér Dániel-forrás hőmérsékletének változása az év folyamán nagy a többi forráséhoz képest (37. ábra), ami azt mutatja, hogy ezek a források felszín közeliek, sekély áramlási pályával rendelkeznek, ami szintén oka lehet a kisebb radon értékeknek.

Az alaphegységi források közül a Béla-forrás és Természetbarát-forrás kisebb radon tartalommal rendelkezik, mint a Csalóka-forrás, Pedagógus-forrás és Ferenc-forrás. A Természetbarát-forrás a legnagyobb vízhozamú forrás a vizsgáltak közül, így a forrásvíz rövid ideig érintkezik a befogadó kőzettel, nem tud feldúsulni a radon a forrásvízben. A Béla-forrás a vízhőmérsékleti diagram alapján a Deák-kúthoz és a Dr. Fehér Dániel-forráshoz hasonlóan sekély áramlási pályával rendelkezik, amit a hőmérséklet nagy éves ingadozása mutat. Emiatt a kőzetet fedő vékony talajrétegen keresztül a radon veszteség jelentős lehet.

A Csalóka-forrás, Pedagógus-forrás és Ferenc-forrás nagyobb, mint 150 Bq/l-es radonkoncentrációja a kőzetek rádiumtartalmából eredeztethető. Ezen forrásokban csak a kristályos alaphegységéből származó vizekről beszélhetünk. A Csalóka-forrás kőzeteiben kimutattuk a plasztikus deformáció és foszfát ásványosodás hatását, mely emelkedett radonexhalációt okozott, a kőzet szerkezetét megváltoztatva. A Csalóka-forrás csak gneisz területről kap vizet, ami magyarázza nagyobb radontartalmát a másik két forráshoz képest.

## 7. A munka időszerűsége

Összességében a másodlagos folyamatok hatásának vizsgálata fontos feladat, ugyanis képesek anomális mennyiségben dúsítani a rádiumot és a tóriumot, illetve a kőzetek radonexhalációjának növekedésére is láthattunk példát. Ez fontos lehet pl. a geogén radonpotenciál térképezés szempontjából, ami Európaszerte egyre fontosabb feladattá válik. A geogén radonpotenciál térképezés úgy történik, hogy az európai radon térképezés sztenderd szerint a vizsgálandó területet 10x10 km-es négyzetháló fedi le, ebben a *geológiai formációk* figyelembe vételével kell elvégezni a talajgáz radonkoncentráció méréseket, illetve a talaj permeabilitásának méréseit. A mintavételi pontok helyének és sűrűségének megválasztásakor figyelembe kell venni azokat a területeket, ahol *potenciálisan nagyobb felszín alatti urántartalom* jellemző (Tollefsen et al., 2011). A magyarországi radon térkép Pest megyei szakaszának elkészítését Szabó Katalin Zsuzsanna végezte, aki a 10x10 km-es területekben három ponton végzett talajgáz radonkoncentráció mérést a fő formációkon, ám ha egy cellába két település esett, bővítette a mérések számát 1 km-nél kisebb távolságokra (Szabó, 2014).

A másodlagos folyamatok hatását azért fontos vizsgálni, mert ezek, ahogy az eredmények között láthattuk, bizonyos területeken anomális rádiumtartalmat, vagy akár radonexhalációt okozhatnak a kőzetekben, mely az előző példánál maradva befolyásolhatja a mintavételi, mérési stratégiát a geogén radonpotenciál térképezés esetén.

A Soproni-hegységben a doktori munka során vizsgált terület kb. 5x5 km-es, melyen négy formáció jelenik meg. Csak a Sopronbánfalvi Gneisz Formáción több anomáliát vizsgáltunk (pl. Nándormagaslat, Csalóka-forrás), melyet másodlagos folyamatok hoznak létre, így a radon térképezés során feltétlenül jól meg kell választani és sűríteni kell a mintavételi pontok elhelyezkedését.

## 8. Összefoglalás

A doktori munka során a kutatási terület a Soproni-hegység kristályos öve volt, melynek a csillámpalák mellett fő közettömegét a gránitból átkristályosodott gneisz alkotja. A gránitos, gneiszes területeken potenciálisan nagyobb radonkoncentrációt várunk szakirodalmi adatok alapján (pl.: Gundersen et al., 1992).

A hegységet radiológiai szempontból érdekessé teszik az Alpi-hegységképződés során lejátszódó metamorf folyamatok, melyeket Török (2001) tanulmányozott. Ezek a plasztikus deformáció, vagy más néven milonitosodás, a Mg-metaszomatózis, a foszfát ásványosodás és egy felszín közeli folyamat, az agyagos-limonitos átalakulás. Ezek a folyamatok legtöbbször közet-fluidum kölcsönhatással jártak, melynek során kémiai összetételbeli változások is történtek. A dolgozat fő témája az e folyamatok során létrejövő esetleges rádium, tórium vagy radon anomáliák kialakulásának kutatása volt.

Meghatároztam a Soproni-hegység főbb közettípusainak átlagos rádium tartalmát. A Harkai-kőfejtőben emelkedett rádium aktivitáskoncentrációt mértem három közetminta esetén átlagosan  $84 \pm 3$  Bq/kg-ot, mely kétszerese az egyéb metagránitokban mérhetőnek. Ezek alapján a rádium eloszlása már a kiindulási gránitban sem volt homogén a Soproni-hegység területén. A „Csalóka-forrás típusú” plasztikusan deformált gneiszek rádiumtartalma kétszeresére növekedett a kiindulási kőzetekhez képest, ez az érték átlagosan  $68 \pm 4$  Bq/kg. A rádiumot (és tóriumot) hordozó ásványok a cirkon, monacit, allanit, xenotim és a cheralit, melyek repedések kitöltő anyagaként jelennek meg, mely bizonyítéka a másodlagos hozzáadódásnak, foszfát ásványosodásnak, ugyanis a deformáció során megnyílt az út a foszfát ásványokat kirakó fluidum előtt.

Meghatároztam a főbb közettípusok átlagos radonexhalációját és (radonexhalációs képességét). A plasztikus deformáció következtében a „Csalóka-forrás típusú” gneiszek radonexhalációja és exhalációs együtthatója is kétszeresére nőtt: 8,8 Bq/kg és 12%. A plasztikus deformáció során ugyanis megnő az egymással kapcsolatban levő pórusok térfogata, és a nyírási felületek megjelenése könnyebb utat biztosít a radon távozásához.

Meghatároztam a főbb közettípusok átlagos tórium tartalmát. A csillámpalák nagyobb tóriumtartalmát (több, mint 3x-os a gneiszekhez képest, 41 Bq/kg) a kiindulási anyag már eleve nagyobb tóriumtartalma okozhatja. A Róka házi vonalas deformált gneiszben kimutattam a plasztikus deformáció és a foszfát ásványosodás hatását a tórium tartalom megemelkedésére. A vonalas gneiszek átlagos tóriumtartalma 131 Bq/kg (a metagránitoké

13 Bq/kg), ami egy nagyságrenddel nagyobb érték, mint az egyéb gneiszekben mérhető. A fő radioaktív hordozó ásványok a cirkon, monacit, allanit, xenotim, de legnagyobb részarányban cheralit repedések, erek kitöltő anyagaként. Tóriumos dúsulást eddig gneiszben nem mutattak ki a Soproni-hegység területén.

Kimutattam, hogy a Mg-metaszomatózis során keletkezett palás leukofillit kőzet radonexhalációja és radonexhalációs együtthatója a folyamat során a feltételezések ellenére nem nőtt meg, sőt radonexhalációjuk a nullához közelít,  $0,8 \pm 0,5$  Bq/kg, exhalációs együtthatójuk  $2,9 \pm 2\%$ .

A Sopronbánfalvi Geodinamikai Observatórium mögött található sziklafalban agyagos-limonitos rétegeket azonosítottam. A mállott gneisz emelkedett rádiumtartalommal (253 Bq/kg) és radonexhalációval (46 Bq/kg) rendelkezik. Ezek az értékek a hegységben mért többi kőzettípus vizsgálata alapján anomálishan nagyoknak tekinthetők. Vékonycsiszolatokban repedéseket kitöltő anyagként a foszfát és a vas jelenléte jelentős. A  $64 \mu\text{m}$ -nél kisebb szemcseméret frakcióban dúsul a rádium és tórium, valamint az agyagásványok, mint pl. a szmektit. Ez alapján a málláshoz köthető a radioaktív izotópok dúsulása. Egy egyszerű becsléssel meghatároztam, hogy ha csak ez az anyag biztosítaná az Observatórium belsejében mérhető nagy radonkoncentrációt, akkor kb. 2 m vastagságban kellene körbevennie a belső térfogatot, ami a természetben nagyságrendileg elképzelhető.

Egy modellkalkulációt létrehozva ( $c_{pot} = \frac{M\rho}{P}$ ), a talaj-, és kőzetminták fajlagos radonexhalációját, porozitását és sűrűségét felhasználva kimutattam, hogy a plasztikusan deformálódott gneiszek képesek a Csalóka-forrás vizének radontartalmát biztosítani. A tavaszi, nyári és őszi hónapokban a csapadék erős,  $-0,95$  korrelációban a radonkoncentrációval, tehát a lehulló csapadék felhígítja a radontartalmat.

Meghatároztam nyolc forrás éves átlagos radonkoncentrációját. A források radonkoncentrációja negatív összefüggésben van a lehullott csapadékmennyiséggel. A radonkoncentráció a pH, és a vezetőképesség között negatív kapcsolatot mutattam ki, aminek oka az alapközet, melyen áthalad felszín alatti útja során. Bemutattam, hogy azok a források rendelkeznek nagy, 100 Bq/l feletti radonkoncentrációval, melyek vize felszín alatti útja során csak gneisz és csillámpala kőzeteken halad át. A negyedidőszaki üledékekkel kapcsolatban levő források radonkoncentrációja kisebb, ugyanis ezekből kevesebb radont tud felvenni. A csak gneisz területről utánpótlódó Csalóka-forrás vize tartalmazza a legnagyobb radonkoncentrációt.

## 9. 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.
- Abumurad, K. M., Al-Omari, R. A. (2008) Indoor radon levels in Irbid and health risk from internal doses, *Radiation Measurements* 43, S389–S391.
- Akerblom, G., Lindgren J., (1996) Mapping of ground water radon potential. IAEA Technical Committee Meeting, Vienna, Austria.
- Alnour, I.A., Wagiran, H., Ibrahim, N., Laili N.Z., Omar, M., Hamzah, S., Bello.Y. Idi. (2012) Natural radioactivity measurements in the granite rock of quarry sites, Johor, Malaysia - *Radiation Physics and Chemistry* 81, pp. 1842–1847.
- Anderson, D.L. (2007) *New theory of the Earth*. 1st ed. Cambridge University Press. New York. p. 400.
- Aros, G. (2003) A természetes radioaktivitás vizsgálata a Soproni-hegységben. Szakdolgozat, ELTE-TTK Atomfizikai Tanszék
- Ács, F., Breuer, H. (2013) Biofizikai éghajlat-osztályozási módszerek <http://elte.prompt.hu/sites/default/files/elte-ttk/kozos/tananyagok/acs-ferenc-biofiz-eghajlatoszt-modszerek.pdf>
- Banks, D., Frengstad, B., Midtgard, A.K., Krog, J.R., Strand T. (1998) The chemistry of Norwegian groundwaters: I. The distribution of radon, major and minor elements in 1604 crystalline bedrock groundwaters. *Scien Tot Environ* 222, 71–91.
- Bányász Gy., Mócsy I. A radon. Mócsy I., Néda T. (szerk.) (2005) Radon a Kárpát-medencében. Misztótfalusi Kis Miklós Sajtóközpont Nyomda, Kolozsvár, 13-31,
- Bossew, P., Dubios, G., Tollefsen, T. (2008) Investigations on indoor Radon in Austria, part 2: Geological classes as categorical external drift for spatial modeling of the Radon potential. *Journal of Environmental Radioactivity* 99, 81–97.
- Cosma, C., Moldovan, M., Dicu, T., Kovacs, T. (2008) Radon in water from Transylvania (Romania). *Radiation Measurements* 43, 1423–1428.
- Csige, I. (2008) Radon a természetes és az épített környezetben, Habilitációs disszertáció, Debreceni Egyetem, p. 81.
- 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.
- De Cort, M. (editor) (2010) Advances in radon mapping. *Journal of Environmental Radioactivity* 101, 785–894.
- Dickinson, B. L. & Scott, K. M. (1997) Interpretation of aerial gamma ray surveys: adding the geochemical factors. — *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics* 17/2, 187–200.
- Draganits, E., (1998) Seriengliederung im Kristallin des südlichen Ödenburger Gebirges Burgenland und deren Stellung zum Unterostalpin am Alpenostrand. *Jahrb. Geol. Bundesanst.* 141, 113 – 146.
- Durrige Company Inc. (2000) RAD7 radon detektor Owner's Manual
- EPA (U. S. Environmental Protection Agency) (1999) 64. Federal Register, Washington, 9559–9599.
- Erőss, A. (2010) Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary. PhD Dissertation, Eötvös L. University, 171p.

- Eröss, A., Mádl-Szőnyi, J., Surbeck, H., Horváth, Á., Goldscheider, N., Csoma, A.É. (2012) Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary. *Journal of Hydrology* 426-427, 124–137.
- European Commission, 2001. Commission recommendation of 20th December 2001 on the protection of the public against exposure to radon in drinking water, 2001/982/Euratom, L344/85.
- Fazekas V., Kósa L., Selmeczi B. (1975) Ritkaföldfém ásványosodás a Soproni-hegység kristályos paláiban. *Földtani közlöny* 105:297-308.
- Fehér, I., Deme, S. (szerk.) (2010) Sugárvédelem. Eötvös Kiadó. Budapest. p. 573
- Ferry, C., Richon, P., Beneito, A., Cabrera, J., Sabroux, J.-C. (2002) An experimental method for measuring the radon- 222 emanation factor in rocks. *Radiat. Meas.*, 35, 579-583.
- 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.
- Firbás, O. (1963) A Soproni hegyvidéki forrásokról. *Hidrológiai tájékoztató* – Kiadó: A Magyar Hidrológiai Társaság.
- Földes, T.; Kiss B.; Árgyelán, G.; Bogner, P.; Repa, I.; Hips, K. (2004) Application of medical computer tomograph measurements in 3D reservoir characterization *Acta Geologica Hungarica*, 47(1):63-73.
- Földes, T. (2006) Röntgen Computer Tomográf (CT) mérések alkalmazási lehetőségei a kőzetvizsgálatokban - *Mérnökgeológia-Kőzetmechanika* pp. 35-40.
- Freiler Á. (2011) A természetes radioaktivitás és a geológiai háttér kapcsolatának vizsgálata a Soproni-hegységben és környékén- Szakdolgozat ELTE TTK Atomfizikai Tanszék [http://atomfizika.elte.hu/akos/tezisek/szd/fragi\\_szd.pdf](http://atomfizika.elte.hu/akos/tezisek/szd/fragi_szd.pdf).
- Freiler, Á., Horváth, Á., Török, K. (2015) <sup>226</sup>Ra activity distribution of rocks in the Sopron Mts. (West-Hungary). *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. Volume: 303, Number 2.
- Freiler, Á., Horváth, Á., Török, K., Földes, T. (2016) Origin of radon concentration of Csalóka Spring in the Sopron Mountains (West Hungary) *Journal of Environmental Radioactivity*, pp. 174-184 DOI information: 10.1016/j.jenvrad.2015.10.004.
- Führer, E. (1978) A Sopron hegyvidéki erdészet forrás- és patakvizeinek környezetvédelmi vizsgálata. Diplomatervi feladat.
- Führer, E. (1979) Forrásvizek vizsgálata a Soproni-hegységben. *Hidrológiai Tájékoztató tájékoztató* – Kiadó: A Magyar hidrológiai Társaság és a Források Tanácsai és Vízügyi Vállalatok Egyesülése.
- Fülöp, J. (1990) Magyarország Geológiája. Paleozoikum I. - Magyarhoni Földtani Intézet, Budapest.
- Gainon, F., Surbeck, H., Zwahlen, F. (2007a) Natural radionuclides in groundwater as pollutants and as useful tracer. In: Bullen, T.D., Wang, Y., (Eds.), *Water–Rock Interaction: Proceedings of the 12th International Symposium on Water–Rock Interaction*, vol. 1. Kunming, China, 31 July–5 August 2007, Taylor and Francis, London, pp. 735–738.
- Gainon, F., Goldscheider N., & Surbeck, H. (2007b) Conceptual model for the origin of high radon levels in spring waters – the example of the St. Placidus spring, Grisons, Swiss Alps *Swiss Journal of Geosciences* 100, issue 2, 251-262.
- Girault, F., Gajurel, A.P., Perrier, F., Upreti B.N., Richon, P. (2011) Radon emanation of heterogeneous basin deposits in Kathmandu Valley, Nepal. *Journal of Asian Earth Sciences*. Volume 40, Issue 2, Pages 595–61.
- Girault, F., Perrier, F. (2014). The Syabru-Bensi hydrothermal system in central Nepal: 2. Modeling and significance of the radon signature. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 4056-4089, doi:4010.1002/2013JB010302.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Kucsara, M. (2006) Streamflow Characteristics of Two Forested Catchments in Sopron Hills. *Acta Silvatica et Lignaria Hungaria*. 2, 81–92.



- Gundersen, L., Schumann, R. (1989) The importance of metal-oxides in enhancing radon emanation from rocks and soils. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 21, no. 6, p. A145.
- Gundersen, L.C.S., Wanti, R.B. (1991) Field Studies of Radon in rocks, soils and waters. *U.S. Geological Survey Bulletin*. pp. 39-50. <http://energy.cr.usgs.gov/radon/shear1.html>.
- Gundersen, L., C., S., Randall Schumann, R., Otton, J., K., Dubiel, R., F., Owen, D., E., Dickinson, K., A. (1992): *Geology of the United States*, Geological Society of America, Special Paper 271.
- Gyimóthy, G. (2006) A Soproni-hegység térinformatikai alapú forráskatasztere. Nyugat-Magyarországi Egyetem – Diplomamunka.
- Hakl, J., Hunyadi, I., Csige, I., Géczy, G., Lénárt, L., Várhegyi, L. (1997a) Radon transport phenomena studies caves-international experiences on radon levels and exposures. *Radiation Measurements* 28, 675–684.
- Hakl, J. Hunyadi, I., Várhegyi, A. (1997b): Radon monitoring in caves. In: *Radon measurements by etched track detectors. - Applications in Radiation Protection, Earth Sciences and the Environment*. Eds: S.A. Durrani, R. Ilic, World Scientific Publishing Co., Singapore, pp. 261-283.
- Halász, I. (1999) A Velencei-hegység természetes vizeinek magas szintű aktivitása és annak eredete. *ELTE TTK, Szakdolgozat*. p. 62.
- Hámori, K., Tóth, E., Pál, L., Köteles, Gy., Losonci, A., Minda, M. (2006) Evaluation of indoor radon measurements in Hungary. *Journal of Environmental Radioactivity* 88, 189– 198.
- Hem, J.D. (1985) Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water U.S. Geological Survey, Water Supply Paper 2254. <http://pubs.usgs.gov/wsp/wsp2254/pdf/wsp2254a.pdf>
- Horváth, Á., Sajo-Bohus, L., Urbani, F., Marx, G., Piróth, A., Greaves, E.D. (2010) Radon concentrations in hot spring waters in northern Venezuela. *J. Environ. Radioact.* 47, 127–133.
- IAEA (2003) Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. - IAEATECDOC-1363, International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria, 173 p.
- ICRP (1991) ICRP Publication 60: Recommendations of the International Commission on Radiation Protection, Pergamon Press, Oxford, New York.
- ICRP (1993) ICRP Publication 65: Protection Against Radon-222 at Home and at Work, *Annals of the ICRP* Volume 23/2.
- Jablánczy, S. és Firbás, O. (1956) Soproni hegyvidéki erdők vízrajzi felvétele. *Az erdő* II. évfolyam, 1. szám.
- Jobbágy, V., Kávási, N., Somlai, J., Máté, B. Kovács, T. (2010) Radiochemical characterization of spring waters in Balaton Upland, Hungary, estimation of radiation dose to members of public *Microchem. J.*, 94 pp. 159–165.
- Jonassen, N. (1983) The determination of radon exhalation rates. *Health Physics* 45, 369-376.
- Kasztovszky, Z., Szerbin, P., Kuczi, R. (1996) On the natural radioactivity of waters in Hungary. *Central European Journal of Occupational and Environmental Medicine*, 2 335–347.
- Kemski, J., Siehl, A., Stegemann, R., Valdivia-Manchego, M. (2001) Mapping the geogenic radon potential in Germany. *Science of the Total Environment* 272, 217–230.
- Kertész, Zs., Furu, E., Angyal, A., Freiler, Á., Török, K., & Horváth, Á. (2015) Characterization of uranium and thorium containing minerals by nuclear microscopy. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. Volume 304, Nr. 3.
- Khan, M. S., Naqvi, A. H., Azam, A. (2008) Study of indoor radon and its progeny levels in rural areas of North India using LR-115 plastic track detectors, *Radiation Measurements* 43, S385–S388.
- Kisházi, P., Ivancsics, J. (1985) Genetic petrology of the Sopron crystalline schist sequence. *Acta Geol. Hung.* 28, 191 – 213.
- Kisházi, P., Ivancsics, J. (1987a) A Soproni Csillámpapa Formáció genetikai közzétana; *Földtani közlöny* 117:203-221.

- Kisházi, P., Ivancsics, J. (1987b) Újabb adatok a Sopron környéki leuchtenbergittartalmú metamorfitek keletkezésének problematikájához; *Földtani közlöny* 117:31-45.
- Kisházi, P., Ivancsics, J. (1989) A Soproni Gneisz Formáció genetikai közettana; *Földtani közlöny* 119:153-166.
- Kovács, G. (2013) Fiatal tektonika és felszínfejlődés kapcsolata az Alpok keleti előterében. ELTE TTK Földtudományi Doktori Iskola Földrajz-Meteorológia Program. Doktori disszertáció. 150 p.
- Köteles Gy. (1994) Radon a környezetünkben, *Fizikai szemle*, p 6.
- Köteles, Gy. (2002) Sugáregészségtan. Medicina Könyvkiadó Rt. p. 363.
- Köteles Gy. (2007) Radon risk in spas?, *Central European Journal of Occupational and environmental medicine*, pp 13, 3-16.
- Krishnaswami, S. (1999) Thorium. *In Encyclopedia of Geochemistry*. Marshall, C.P and Fairbridge, R.W. (editors), Kluwer Academic Publishers, London, 712 p.
- Langmuir, D., Hermans, J.S. (1980) The mobility of thorium in natural waters at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 44, 1753-1766.
- Lelkes-Felvári Gy., Sassi, F. P. (1981) Outlines of the pre-alpine metamorphisms in Hungary – *Newsletter* 3. pp. 89-99.
- Lelkes-Felvári 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.
- Lenkey L., Surányi G. (2006) A magyarországi neogén vulkáni kőzetek hőtermelésének vizsgálata. *Magyar Geofizika* 47/4, 128-132.
- Makó, A., Tóth, B., Hernádi, H., Farkas Cs. and Marth, P. (2010) Introduction of the Hungarian Detailed Soil Hydrophysical Database (MARTHA) and its use to test external pedotransfer functions. *Agrokémia és talajtan* 59/1 pp.29–38.
- Mecseki Ércbánya Vállalat (MÉV) jelentése (1959) A VI. számú kutatócsoport 1959. évi jelentése a Soproni-hegység területén végzett radiohidrogeológiai kutatásokról.
- Mecseki Ércbánya Vállalat (MÉV) jelentése (1964) Tájékoztató jelentés a sopronbánfalvai Nika kőfejtőben kihajtott geofizikai kutató táró radiometrikus vizsgálatáról.
- Mecseki Ércbánya Vállalat (MÉV) jelentése – Kósa László (1968) A Soproni-hegység uránkutatásának felújítása.
- Mecseki Ércbánya Vállalat (MÉV) jelentése (1976) Jelentés az 1975-ben végzett ritkaföldfém kutatásokról a Soproni-hegységben.
- Mentes, Gy. (2010) Húsz éves a sopronbánfalvi extenzométer. *Geodézia és Kartográfia* 2010/11. 62. évf.
- Mentes, Gy. (2012) Observation of local tectonic movements by a quartz-tube extensometer in the Sopronbánfalva Geodynamic Observatory, in Hungary – Validation of extensometric data by tidal analysis and simultaneous radon concentration measurements. *Journal of Geodynamics*. 58:38–43.
- Mentes, Gy., Eper-Pápai, I. (2015) Investigation of temperature and barometric pressure variation effects on radon concentration in the Sopronbánfalva Geodynamic Observatory, Hungary. *Journal of Environmental Radioactivity* V:149, Pp. 64–72.
- Minda, M., Tóth, Gy., Horváth, I., Barnet, I., Hámori, K., Tóth, E. (2009) Indoor radon mapping and its relation to geology in Hungary. *Environmental Geology* 57, 601–609.
- Moura, C.L., Artur, A.C., Bonotto, D.M., Guedes, S., Martinelli, C.D. (2011) Natural radioactivity and radon exhalation rate in Brazilian igneous rocks. *Applied Radiation and Isotopes* 69, 1094–1099.
- Mócsy I., Néda T., Szacsvai K. (2009.) Ásvány- és termálvizek terápiás alkalmazása és az abból adódó dózisek.- A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat, 77. kötet.

- Nagy, H.É. (2006) Természetes radioaktivitás vizsgálata Kővágószőlősen, ELTE TTK, 2006. évi Kari Környezettudományi TDK konferencia, TDK dolgozat.
- Nagy, H.É., Szabó, Zs., Jordán, Gy., Szabó, Cs., Horváth, Á., Kiss, A. (2012) Time variations of  $^{222}\text{Rn}$  concentration and air exchange rates in a Hungarian cave. *Isotopes in Environmental and Health Studies* 48, 464–472.
- Nagy, G. & Árkai, P. (1999) Monazite in the metamorphic rocks of the Sopron Mountains. – *Földtani Közlöny* 129: 267–303. (in Hungarian with English Abstract).
- Nazaroff, W.W., Nero, A.V. Jr. (1988) Radon and its decay products in indoor air. John Wiley&Sons, New York, p. 518.
- Neznal, M., Neznal, M., Matolin, M., Barnett, I., Miksova, J. (2004) The new method for assessing the radon risk of building sites. *Czech Geol. Survey Special Papers* 16, Czech Geol. Survey, Prague, 47 p. <http://www.radonvos.cz/pdf/metodika.pdf>.
- Nicolas, A., Girault, F., Schubnel, A., Pili, É., Passelègue, F., Fortin, J., Deldicque, D. (2014) Radon emanation from brittle fracturing in granites under upper crustal conditions. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 5436-5443, doi:5410.1002/2014GL061095.
- Nordic (2000) Naturally occurring radioactivity in the Nordic countries—recommendations. The Radiation Protection Authorities in Denmark, Finland, Iceland, Norway and Sweden 2000, p. 80 ISBN 91-89230-00-0.
- Onishchenko, A., Zhukovsky, M., Veselinovic, N., Zunic, Z. S. (2010) Radium-226 concentration in spring water sampled in high radon regions. *Appl. Radiat. Isot.* 68, 825–827.
- Petropoulos, N. P., Anagnostakis, M. J. & Simopoulos, S. E. (2001) Building materials radon exhalation rate: ERRICCA intercomparison exercise results. *The Science of the Total Environment* 272, 109-118.
- Przylibski, T.A. (2000) Estimating the radon emanation coefficient from crystalline rocks into groundwater. *Appl. Radiat. Isot.* 53, 473–479.
- Przylibski, T.A., Mamont-Ciesla, K., Kusyk, M., Dorda, J., Kozłowska, B. (2004) Radon concentrations in groundwaters of the Polish part of the Sudety Mountains (SW Poland). *J. Environ. Radioact.* 75, 193–209.
- Przylibski, T.A., Gorecka J. (2014) Rn-222 activity concentration differences in groundwaters of three Variscan granitoid massifs in the Sudetes (NE Bohemian Massif, SW Poland) *J. Environ. Radioact.*, 134, pp. 43–53.
- Rama and Moore, W.S. (1984) Mechanism of transport of U-Th series radioisotopes from solids into ground water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 395–399.
- Rudnick, RL. & Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry* Vol. 3, 1-64.
- Sakoda, A., Hanamoto, K., Ishimori, Y., Nagamatsu, T. & Yamaoka, K. (2008) Radioactivity and radon emanation fraction of the granites sampled at Misasa and Badgastein. *Applied Radiation and Isotopes* 66(5), 648-652.
- Sakoda, A., Ishimori, Y., Yamaoka, K. (2011) A comprehensive review of radon emanation measurements for mineral, rock, soil, mill tailing and fly ash. *Appl. Radiat. Isot.* 69, 1422-1435.
- Savoy, L., Surbeck, H., Hunkeler, D. (2011) Radon and CO<sub>2</sub> as natural tracers to investigate the recharge dynamics of karst aquifers. *Journal of Hydrology* 406, 148–157.
- Schubert, M., Paschke, A., Lieberman, E., Burnett, W.C. (2012) Air-water partitioning of  $^{222}\text{Rn}$  and its dependence on water temperature and salinity. *Environ. Sci. Technol.*, 46, 3905-3911.
- Schumann, R., Gundersen, L.C.S. (1996) Geologic and climatic controls on the radon emanation coefficient. *Environment International*, 22, S439–S446.
- Singh, A.K., Sengupta, D., Prasad, R. (1999) Radon exhalation rate and uranium estimation in rock samples from Bihar uranium and copper mines using the SSNTD technique. *Applied Radiation and Isotopes* 51, 107–113.

- Singh, S., Sharma, D.K., Dhar, S., Kumar, A., Kumar, A. (2007) Uranium, radium and radon measurements in the environs of Nurpur area, Himachal Himalayas, India. *Environmental Monitoring and Assessment* 128, 301–309.
- Snow, D.D., & Spalding, R.F. (1997) Short-term Aquifer Residence Times Estimated from  $^{222}\text{Rn}$  Disequilibrium in Artificially-recharged Ground Water. *J. Environ. Radioactivity*. 37/3, 307–325.
- Somlai, J., Gorjánác, Z., Várhegyi, A., Kovács, T. (2006) Radon concentration in houses over a closed Hungarian uranium mine, *Science of the total Environment*, 367, 653- 665.
- Spaits T (2007) Természetes radioaktív izotópok vizsgálata az épített környezetben. Doktori értekezés. Nyugat-Magyarországi Egyetem.
- Stranden, E., Kolstad, A.K., Lind, B. (1984) The Influence of Moisture and Temperature on Radon Exhalation. *Radiation Protection Dosimetry* 7, 55–58.
- Stranden, E. (1988) Building materials as a source of indoor radon, in: Nazaroff, W. W. & Nero Jr., A. V. *Radon and its Decay Products in Indoor Air*. John Wiley and Sons, New York, 113-130.
- Szabó, K. Zs., Jordan, Gy., Horváth, Á., Szabó, Cs. (2014) Mapping the geogenic radon potential: methodology and spatial analysis for Central Hungary. *Journal of Environmental Radioactivity* 129, 107–120.
- Szabó, Zs. & Boros, Á, (2009) Tapasztalatok a Nagy-Kopasz hegyi Th-anomália során – a RAD7 radon monitor működése nagy toron exhaláció esetén. TDK dolgozat ELTE TTK [http://atomfizika.elte.hu/akos/tezisek/tdk/szabozsuzsi\\_bakos.pdf](http://atomfizika.elte.hu/akos/tezisek/tdk/szabozsuzsi_bakos.pdf).
- Szabó, Zs. (2013) “Terrestrial radioactivity in Hungarian adobe building material and dwellings with a focus on thoron” ([http://teo.elte.hu/minosites/ertekezes2013/szabo\\_zsuzsanna.pdf](http://teo.elte.hu/minosites/ertekezes2013/szabo_zsuzsanna.pdf)) - PhD értekezés.
- Tanner, A.B. (1980) Radon migration in the ground: supplementary review. In: T. Gesell, F. and Lowder, W.M. (eds.), *Proc. Natural Radiation Environment III*, Conf-780422, US Dept. of Commerce, National Technical Information Service, Springfield, VA, p. 5.
- Thamó-Bozsó, E., Marsi, I., Nagy, A., Magyar, Á. (2014) Hazai pleisztocén–holocén üledékek és talajok radioaktívelemtartalmának jellemzői. *Földtani közlöny* 144/4, 445-468.
- Tollefsen, T., Gruber, V., Bossew, P., De Cort, M. (2011) Status of the European Indoor Radon Map. *Radiation Protection Dosimetry* 145, 110–116.
- Tóth, E (1992) Radon a magyar falvakban, *Fizikai Szemle*, 1992/2.
- Tóth, E., Selmeczi, D., Papp, G., Szalai, S. (1998) Lakótéri radon hosszú távú változásai, *Fizikai Szemle*, 1, 12-15.
- Tóth, J. (1999) Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*. Volume 7, pp. 1–14.
- Török, K (1996) High-pressure/low-temperature metamorphism of the Kő-hegy gneiss, Sopron (W-Hungary); phengite barometry and fluid inclusions. *European Journal of Mineralogy* 8:917-925.
- Török, K. (1998) Magmatic and high-pressure metamorphic development of ortogneisses in the Sopron area, Eastern Alps (W-Hungary). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 173/1:63-91.
- Török, K. (1999) Pre-Alpine development of the andalusite-sillimanite-biotite-schist from the Sopron Mountains (Eastern Alps, W-Hungary). *Acta Geologica Hungarica*, 42/2, 127-160.
- Török, K. (2001) Multiple fluid migration events in Sopron Gneisses during the Alpine high-pressure metamorphism, as recorded by bulk-rock and mineral chemistry and fluid inclusions. *N Jb Miner Abh* 177(1):1–36.
- Török, K., Bátor, M., Bertalan, É., Besnyei, A., Freiler, Á., Horváth, Zs., Kónya, P. (2015) MFGI M2-9/2014: Ritkaföldfémek dúsulásának vizsgálata limonitos-goethites homokban Kutatási jelentés. MBFH adattár.
- UNSCEAR (2000) Sources and Effects of Ionizing Radiation. Vol. II. Effects, Annex B. United Nations, New York.
- UNSCEAR (2008) Effects of Ionizing Radiation. Vol. I. Annex B. United Nations, New York.

Várhegyi, A., Vados, I. (1992) A Mátraderecske térségében 1992. március 11-15. között végzett radiológiai vizsgálatok összefoglaló értékelése. GEO-S BT. jelentése, Pécs.

Várhegyi, A. (1991) Előzetes jelentés a Sopron-Bánfalvi Obszervatóriumban 1990-91-ben végzett radonmérések eredményéről. MÉV jelentés.

Vendel, M., Kisházi, P., Boldizsár, I. (1974) A Sopron-környéki kristályospalák monografikus földani feldolgozása – BKI kutatási zárójelentés.

Vinson, D.S., Vengosh, A., Hirschfeld, D., Dwyer, G.S. (2009) Relationships between radium and radon occurrence and hydrochemistry in fresh groundwater from fractured crystalline rocks, North Carolina (USA). *Chem Geology* 260, 159–171.

Voronov, A.N. (2003) Radon-rich waters in Russia. *Environmental Geology*, 46, 630-634.

Wanty, R.B., Lawrence, E.P., Gundersen, L.C.S. (1992) Theoretical model for the flux of radon from rock to ground water. In: Gates, A.E., Gundersen, L.C.S. (Eds.), *Geologic Controls of Radon*, Special Paper 271. The Geological Society of America, pp. 73-78.

Wéber, B. (1989) A budai-hegységi Th-anomáliák - Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest 373-388 p.

WHO Handbook on indoor radon, a public health perspective, eds.: Zeeb, H.; Shannoun, F., (2009), ISBN 978 92 4 154767.

Wilson, GC., Rucklidge, JC., Campbell JL., Nejedly Z., Teesdale WJ. (2002) Application of PIXE to mineral characterization, *Nucl. Instr. in Phys. Res. B* 189 387-393.

16/2000. (VI. 8.) EüM rendelet, az atomenergiáról szóló 1996. évi CXVI. törvény egyes rendelkezéseinek végrehajtásáról.

201/2001. (X. 25.) Korm. rendelet az ivóvíz minőségi követelményeiről és az ellenőrzés rendjéről.

#### **Internetes hivatkozások**

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

<http://www.okser.hu/eredmenyek/okser2013.pdf>

#### **Szabványhivatkozások**

MÁFI előkészítő művelet 9.1:2001: Kőzetminták feltárása, átlagos szilikátos kőzetek feltárása lítium metaboráttal

MÁFI 11.8:2012: Szilárd földtani közeg és ötvözet teljes főkomponens tartalmának meghatározása ICP-AES módszerrel

MÁFI 11.12:2012: Szilárd földtani közeg és ötvözet teljes nyomelem tartalmának meghatározása ICP-AES módszerrel

MÁFI 11.15:2012: Szilárd földtani közeg és ötvözet teljes nyomelem tartalmának meghatározása ICP-MS-sel



## 10. Mellékletek

### 1. melléklet. Vízkémiai vizsgálatok – receptek

#### $Ca^{2+}$

*Szükséges vegyszerek:*

EDTA oldat 0.1 n. (0,05 M) 49 g EDTA-t és 1,25 g  $MgCl_2 \cdot 6 H_2O$ -t deszt. vízzel 2500 ml-re töltünk.

Az oldatot 0.1 n  $CaCl_2$ -al faktorozzuk.

1 n NaOH oldat 40 g NaOH-ot deszt vízzel feloldunk, és 1000 ml-re feltöltjük.

0.1n  $CaCl_2$  oldat 5.0045 g  $CaCO_3$ -ot 100 ml 10 %-os HCl-ban oldunk, majd 10 %-os ammóniával közömbösítünk, majd mérőlombikban 1000 ml-re töltünk.

Murexid indikátor 0,2 g murexidot 100 g KCl-al eldörzsölünk

Faktorozás: Bemérünk 10.00 ml 0.1 n  $CaCl_2$  oldatot, deszt. vízzel 100 ml-re hígítjuk, majd hozzáadunk 5 ml 1 n NaOH oldatot, majd kb. 0.4 g murexidot, majd 0.1 n EDTA oldattal megtitráljuk.

Az oldat faktora:  $f = 10/V$

ahol  $f$  a faktor,  $V$  a titrálásnál fogyott EDTA oldat mennyisége ml-ben.

*A vizsgálat módja:*

Bemérünk 100 ml vizsgálandó vízmintát, majd hozzáadunk 5 ml 1 n NaOH pufferoldatot, majd kb. 0.4 g murexidot, majd 0.1 n EDTA oldattal megtitráljuk. A színváltozást egy titrálatlan, és egy túltitrált oldat színével hasonlítjuk össze. Ha több EDTA fogy, mint 10 ml, akkor a vizsgálatot kevesebb mintával megismételjük, deszt. vízzel 100 ml-re kiegészítve. Ha a puffer hozzáadása után fehér zavarosodás történik, akkor gyors ütemben megtitráljuk, feljegyezzük a fogyást, majd a titrálást megismételjük úgy, hogy a mintához először hozzáadjuk az előzőleg fogyott EDTA mennyiséget, és csak utána a puffert, és az indikátort, majd a titrálást folytatjuk. Az átcsapás után az oldatnak tisztának kell lennie. Magnézium esetében is ugyanaz a teendő.

*Számítás:*

100 ml víz titrálásakor 1 ml EDTA oldat megfelel 20.04 mg  $Ca^{2+}$  ionnak.

$$c = f \cdot V \cdot 20.04$$

ahol  $c$  az oldat kalciumion tartalma mg/l-ben,

$f$  az EDTA oldat faktora,

$V$  a 0.1 n EDTA oldat fogyása ml-ben.

#### $Mg^{2+}$ (Összes keménységből számítva)

*Szükséges vegyszerek:*

EDTA oldat 0.1 n. Lásd a  $Ca^{2+}$ -nál.

Eriokrómfekete T indikátor 0,2 g Eriokrómfekete T indikátort 100 g KCl-al eldörzsölünk

Pufferoldat 54 g  $NH_4Cl$ -ot és 350 ml 25 %-os ammónia oldatot (vagy 515 ml 17%-ost)

mérőlombikban 1000 ml-re töltünk.

*A vizsgálat módja:*

Bemérünk 100 ml vizsgálandó vízmintát, majd hozzáadjuk a kalciumnál fogyott EDTA mennyiséget, majd 10 ml pufferoldatot, majd kb. 0.4 g Eriokrómfekete T indikátort, majd 0.1 n EDTA oldattal a titrálást tovább folytatjuk. A színváltozást egy titrálatlan, és egy túltitrált oldat színével hasonlítjuk össze.

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

$$Mg^{2+} \text{ mg/l} = f(V_{\text{ÖK}} - V_{Ca}) \cdot 12.16$$

ahol  $V_{\text{ÖK}}$  az összes keménységnél fogyott 0.1 n EDTA oldat ml

$V_{Ca}$  a kalcium meghatározásnál fogyott 0.1 n EDTA oldat ml

#### $Na^+, K^+$

*Szükséges vegyszerek:*

Alkáli mentes desztillált víz. A vizet közvetlenül műanyag edénybe desztilláljuk.

Nátrium-kálium közös törzsoldat (1000 mg/l Na<sup>+</sup>, 4000 mg/l K<sup>+</sup>) 1,271 g nátrium-kloridot, és 3,814 g kálium-kloridot mérőlombikban 500 ml alkálimentes desztillált vízben oldunk. Hosszú ideig tárolható. Közvetlenül a mérés előtt készítünk belőle standardot.

Nátrium-kálium közös standard (1 mg/l Na<sup>+</sup>, 4 mg/l K<sup>+</sup>) Mikrofecskendővel kimérünk pontosan 1,00 ml nátrium-kálium törzsoldatot, majd mérőlombikban alkáli mentes desztillált vízzel 1000 ml-re hígítjuk.

*A vizsgálat módja:*

Mivel nagyon sok esetben a vizsgált vízminta alkálifém koncentrációja meghaladja a lángfotométer méréshatárát, ezért ilyen esetben a mintákat alkálimentes desztillált vízzel hígítani kell. A hígítás akkor optimális, ha a keletkezett minta koncentrációja az adott standardot megközelíti. A zavaros mintákat szűrni, ill. centrifugálni kell. Más mintaelőkészítés nem szükséges.

### **HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>**

*Szükséges vegyszerek:*

0.1 n HCl 21,3 ml a. lt. tömény (37 %-os) sósavat, vagy 22,5 ml gyógyszerkönyvi tömény sósavat 2500 ml-re feltöltünk. Ezután az oldat faktorát meghatározzuk.

Metilnarancs indikátor 40 mg metilnarancsot 100 ml deszt. vízben, vagy 20 %-os alkoholban feloldunk..

Faktorozás: Analitikai mérlegen pontosan lemérünk kb. 100 mg a. lt. KHCO<sub>3</sub>-ot, feloldjuk kb. 100 ml deszt. vízben, hozzáadunk 3 csepp metilnarancsot, majd 0.1 n HCl oldattal hagymahéj színig megtitráljuk.

Az oldat faktora:  $f = m / (V \cdot 10.012)$

ahol  $f$  a faktor,  $m$  a bemért KHCO<sub>3</sub> tömege mg-ban,  $V$  a titrálásnál fogyott 0.1 n HCl oldat térfogata ml-ben.

*A vizsgálat módja:*

Bemérünk 100 ml vizsgálandó vízmintát, majd hozzáadunk 3 csepp metilnarancsot, majd 0.1 n HCl oldattal megtitráljuk.

*Számítás:*

$$c = f \cdot V \cdot 61$$

ahol  $c$  a vizsgált vízminta hidrokarbonát koncentrációja mg/l-ben,

$f$  a 0.1 n sósavoldat faktora,

$V$  a 0.1 n sósavoldat fogyása ml-ben.

### **Cl<sup>-</sup> (05.-10 mg/l)**

*Szükséges vegyszerek:*

Ezüst-nitrát mérőoldat 0.958 g AgNO<sub>3</sub>-ot deszt. vízben feloldunk, és mérőlombikban 1000 ml-re feltöltünk. Ebből 1 ml megfelel 0.2 mg Cl<sup>-</sup> ionnak.

Klorid hozzátét oldat 1.374 g NaCl-ot, és 75 g K<sub>2</sub>CrO<sub>3</sub>-ot deszt. vízben feloldunk, és mérőlombikban 1000 ml-re töltünk. Ebből az oldatból felhasználás előtt 100 ml-t mérőlombikban 1000 ml-re hígítunk.

*A vizsgálat módja:*

a) 2 titrálólombikba bemérünk 100-100 ml deszt. vizet, hozzáadunk 10-10 ml klorid-hozzátét oldatot. Az egyik lombikot félretesszük, ennek színe lesz az összehasonlító alap a titrálásoknál. A másik mintát ezüst-nitrát mérőoldattal megtitráljuk, kezdődő vörösbarna színig. Ez a vakpróba. Ezt a vizsgálatot megismételjük, és ha eltérés mutatkozik a fogyásban, akkor addig ismételjük, míg a fogyások közel azonosak nem lesznek.

b) Bemérünk 100 ml semleges kémhatású (6-8 pH-jú) vízmintát, hozzáadunk 10 ml klorid-hozzátét oldatot, majd ezüst-nitrát mérőoldattal megtitráljuk, kezdődő vörösbarna színig. Ha a minta 10 mg/l -nél több kloridot tartalmaz, akkor a vizsgálatot hígított mintából végezzük, mégpedig úgy, hogy a pontosan bemért mintát deszt. vízzel 100 ml-re egészítjük ki.

*Számítás:*



$$C = 2 \cdot (b - a)$$

ahol  $c$  a vizsgált vízminta kloridion koncentrációja mg/l  
 $a$  a vakpróba (klorid hozzátát oldat) fogyása ml  
 $b$  a vizsgált vízminta fogyása ml



*Szükséges vegyszerek:*

NaCl oldat 100 g NaCl-ot deszt vízben feloldunk, hozzáadunk 25 ml 0.1 n kénsav oldatot, majd mérőlombikban 500 ml-re feltöltjük.

Bárium-kromát oldat 10 g 800 C°-on 10 percig izzított BaCrO<sub>3</sub>-ot 1000 ml 1 n HCl oldatban oldunk (80 ml tömény sósavat deszt. vízzel 1000 ml-re hígítunk), ultrahangfürdő segítségével. Az oldatnak tisztának kell lennie.

Ammónium-hidroxid 10 %-os ( $\rho = 0.958$ ) 400 ml 25 %-os NH<sub>3</sub> oldatot 600 ml deszt. vízzel hígítunk. (Vagy 600 ml 17%-os NH<sub>3</sub> + 400 ml H<sub>2</sub>O)

0.1 n kénsav oldat 5 g tömény kénsav 1000 ml deszt. vízben. (faktorozni!)

Szulfát törzsoldat 200 mg/l 41,6 ml 0.1 n kénsavat (faktorral elosztani!) mérőlombikban 1000 ml-re feltöltünk.

*A vizsgálat módja:*

- Vakpróba.* 40 ml deszt vízzel elvégezzük a *c*) pont alatti műveleteket.
- Standard oldat 100 mg/l.* 40ml szulfát törzsoldattal elvégezzük a *c*) pont alatti műveleteket.
- 40 ml vizsgálandó vízhez 2 ml NaCl oldatot adunk, elegyítjük, majd 5 ml bárium-kromát oldatot adunk hozzá, elegyítjük, majd ultrahangfürdőbe téve 10 percig rázatjuk. Ezzel tehető teljessé a keletkező BaSO<sub>4</sub> csapadék leválása. Ezután 2 ml ammónia oldatot adunk hozzá, elegyítjük, majd egy 10 ml-es centrifugacsőbe töltünk belőle. Ezután az oldatnak ezt a részletét lecentrifugáljuk, (5000/min fordulatszám, 2 percig) majd az oldat tisztáját óvatosan leszívva 436 nm-es hullámhosszon fotometráljuk. Ha a mért eredmény jelentősen meghaladja a standardét, a mérést hígításból meg kell ismételni.



*Szükséges vegyszerek:*

Kénsav, tömény

Nátrium-szalicilát oldat 0.5 g nátrium-szalicilátot 100 ml deszt. vízben oldunk. Mindig frissen készítendő. Vagy: 3,45 g szalicilsavat, és 1,00 g NaOH-t 40 ml deszt. vízben oldunk, ebből 5 ml-t 100 ml-re hígítunk deszt. vízzel.

Nátrium-hidroxid oldat 400 g nátrium-hidroxidot 1000 ml deszt. vízben oldunk.

Nitrát törzsoldat 100 mg/l 0.1631 g KNO<sub>3</sub>-ot mérőlombikban deszt. vízzel 1000 ml-re töltünk. Ebből felhasználás előtt 100 ml-t mérőlombikban 1000 ml-re hígítunk. Az így kapott oldat 10 mg/l nitrátiont tartalmaz.

*A vizsgálat módja:*

- Vakpróba.* 5 ml deszt vízzel elvégezzük a *c*) pont alatti műveleteket.
- Standard oldat 10 mg/l.* 5 ml frissen hígított 10 mg/l-es nitrát törzsoldattal elvégezzük a *c*) pont alatti műveleteket.
- Óraüvegre bemérünk 5 ml vízmintát, hozzáadunk 1 ml nátrium-szalicilát oldatot, elegyítjük, majd gőzfürdőn szárazra pároljuk. Lehűlés után hozzáadunk 1 ml tömény kénsavat úgy, hogy belepje a szárazra párolt maradékot, 10 perc múlva kb. 30 ml deszt. vízzel átmoszuk egy 50 ml-es mérőhengerbe, majd 7 ml nátrium-hidroxid oldatot adunk hozzá. Ezután az oldatot deszt. vízzel jelig töltjük, elkeverjük, majd 20 perc múlva vakpróbához hasonlóan 410 nm-es hullámhosszon mérjük. Ha a mért eredmény jelentősen meghaladja a standardét, a mérést hígításból meg kell ismételni.

## *SiO<sub>3</sub><sup>2-</sup>*

### *Szükséges vegyszerek:*

Szilikátmentes desztillált víz A vizet közvetlenül műanyag edénybe desztilláljuk

Ammónium-molibdenát oldat 5 g porított ammónium-molibdenátot 100 cm<sup>3</sup>-es mérőlombikban szilikátmentes desztillált vízzel feloldunk, hozzáadunk 5 cm<sup>3</sup> tömény kénsavat, majd jelig töltjük.

Oxálsav oldat 5 g oxálsavat mérőlombikban szilikátmentes desztillált vízzel 100 cm<sup>3</sup>-re töltünk

Aszkorbinsav-diszulfid oldat 20 g kálium-piroszulfidot (K<sub>2</sub>S<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) és 2 g aszkorbinsavat mérőlombikban szilikátmentes desztillált vízzel 100 cm<sup>3</sup>-re töltünk. Hűtőszekrényben 1 hónapig tárolható.

Szilícium törzsoldat 1000 mg/l Elemi szilíciumot porcelánmozsárban finoman elporítunk, kb. 0,1 mm-es szitán leszitáljuk, 100 cm<sup>3</sup>-es főzőpohárba bemérünk belőle 100.0 mg-ot, hozzáadunk 10 cm<sup>3</sup> desztillált vizet, majd 2 g nátrium-hidroxidot, és addig kevergetjük, (ultrahang fürdőn is) amíg a szilícium fel nem oldódik. Ezután 100 cm<sup>3</sup>-es mérőlombikba átszűrjük, átmoszuk, majd jelig töltjük. Légmentesen lezárva műanyag edényben hosszú ideig tárolható.

Közvetlenül a mérés előtt ebből készítjük a standard oldatot: 500 ml-es mérőlombikba mikrofecskendővel bemérünk 500 µl törzsoldatot, majd szilikátmentes desztillált vízzel jelig töltjük. Az így kapott oldat 1 mg/l Si-ot tartalmaz, amely megfelel 2,14 mg/l SiO<sub>2</sub>-nek, vagy 2,78 mg/l metakovasavnak. (H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub>)

Még aznap fel kell használni.

### *A vizsgálat módja:*

50 cm<sup>3</sup> ülepített, vagy szűrt vízmintához hozzáadunk 2 cm<sup>3</sup> ammónium-molibdenát oldatot, összekeverjük, majd 5 perc múlva hozzáadunk 2 cm<sup>3</sup> oxálsav oldatot, összekeverjük, majd 2 perc múlva hozzáadunk 2 cm<sup>3</sup> aszkorbinsav-diszulfid oldatot, összekeverjük, majd 10 perc múlva 820 nm-es hullámhosszon vakpróbához hasonlítva fotometrálnak.

Mivel a szokásos talajvízminták a vizsgálat számára túlságosan tömények, legtöbbször ajánlatos a mintát eleve szilikátmentes desztillált vízzel tízszeresére hígítani.

	Koncentráció (ppm)	Illesztési hiba (%)	Detektálási határok (ppm)
O	395500	1	443
Na	20150	3	903
Mg	11860	4	596
Al	139600	1	461
Si	217300	2	338
P	20700	2	403
S	330	52	290
Cl	1800	8	231
K	34500	1	197
Ca	7100	2	214
Ti	5950	3	111
Mn	480	13	116
Fe	50900	2	89
Zn	150	9	15
As	170	22	102
Rb	310	21	62
Sr	1200	7	36
Y	940	10	152
Zr			711
Ba			1237
La	14400	4	556
Ce	29100	3	345
Pr	3600	14	774
Nd	14440	3	992
Sm	2000	12	801
Hf			61
Pb	2200	7	158
Th	24500	2	175
U	650	21	171

**2. melléklet.** A debreceni Atomkiban készült PIXE mérések eredményeként készített táblázat egy 20 µm x 30 µm nagyságú Ce-tartalmú szemcséről.

Teljes kőzet főelemek (OES)	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	BaO	SrO	CO <sub>2</sub>	-H <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O		
	m/m%																	
D100M4, Nándormagaslat	61,6	0,161	20,7	2,55	0,031	0,749	2,17	1,86	6,25	0,409	<0,15	0,019	0,003	<0,02	0,18	3,30		
D100M5, Nándormagaslat	58,1	0,156	20,9	3,96	0,047	0,646	2,67	0,569	8,42	0,358	<0,15	0,023	0,004	<0,02	0,29	3,72		
D100M9, Nándormagaslat	71,6	0,106	13,0	3,29	0,030	0,710	0,513	3,31	4,16	0,659	0,194	0,034	0,006	<0,02	0,29	1,90		
Teljes kőzet nyomelemek (OES)	As	Cd	Co	Cr	Cu	Mo	Ni	Pb	V	Zn								
	mg/kg																	
D100M4, Nándormagaslat	8,51	<0,15	2,39	1,69	15,0	1,38	5,94	113	10,2	38,6								
D100M5, Nándormagaslat	20,3	<0,15	3,70	101	29,3	0,988	24,5	42,9	12,2	40,0								
D100M9, Nándormagaslat	<1,5	<0,15	6,70	550	9,29	11,9	161	124	9,72	25,6								
Teljes kőzet nyomelemek (MS)	As	Rb	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Cs	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
	mg/kg																	
D100M4, Nándormagaslat	6,38	505	77,7	23,5	0,35	<0,1	<0,1	52,5	0,12	48,5	2,93	4,08	2,84	1,42	109	0,50	10,4	15,2
D100M5, Nándormagaslat	12,2	570	76,7	22,4	2,25	<0,1	<0,1	59,5	<0,1	53,7	3,01	3,97	3,28	1,65	41,90	0,41	9,64	17,7
D100M9, Nándormagaslat	4,47	230	50,7	14,1	9,42	<0,1	<0,1	17,7	<0,1	10,8	1,83	2,41	3,38	0,80	122	2,63	19,1	16,3
Teljes kőzet rff (MS)	mg/kg																	
	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	∑RFF+Y	DI	
D100M4, Nándormagaslat	30,8	45,2	111	13,4	54,2	14,3	1,77	10,4	1,88	8,61	1,32	3,20	0,43	2,54	0,36	299	1,78	
D100M5, Nándormagaslat	39,6	76,6	182	22,0	85,8	21,7	2,68	15,9	2,84	12,1	1,75	3,94	0,52	2,90	0,39	471	2,80	
D100M9, Nándormagaslat	9,97	7,14	17,80	2,16	8,27	2,45	0,38	2,08	0,40	2,10	0,36	0,96	0,14	0,93	0,14	55,3	0,33	

**3. melléklet.** A teljes kőzet frakció összes ICP OES és ICP MS eredménye.

>64 µm főelem (OES)	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	BaO	SrO	CO <sub>2</sub>	-H <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O		
	m/m%																	
D100M4/I, Nándormagaslat	53,9	0,197	23,4	4,16	0,036	0,736	2,79	1,00	8,28	0,488	<0,15	0,021	0,003	<0,02	0,76	4,20		
D100M5/I, Nándormagaslat	53,4	0,175	23,4	4,19	0,049	0,653	2,98	0,357	8,74	0,480	<0,15	0,025	0,004	<0,02	0,62	4,81		
D100M9/I, Nándormagaslat	54,5	0,274	13,5	10,0	0,041	2,13	1,20	2,55	4,06	3,34	0,370	0,076	0,013	<0,02	1,78	5,96		
>64 µm nyomelemek (OES)	As	Cd	Co	Cr	Cu	Mo	Ni	Pb	V	Zn								
	mg/kg																	
D100M4/I, Nándormagaslat, 64µm alatti	<1,5	<0,15	5,15	26,85	21,74	<0,5	15,49	70,23	12,05	50,71								
D100M5/I, Nándormagaslat, 64µm alatti	8,12	<0,15	4,02	7,18	41,24	<0,5	30,80	47,72	11,92	61,79								
D100M9/I, Nándormagaslat, 64µm alatti	<1,5	0,96	8,73	22,60	59,45	3,93	59,16	811	18,22	157,77								
>64 µm nyomelem (MS)	As	Rb	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Cs	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
	mg/kg																	
D100M4/I, Nándormagaslat,	0,35	605,48	113,01	28,32	0,88	<0,1	<0,1	68,26	<0,1	79,32	3,27	5,05	3,53	1,62	65,4	1,28	21,3	31,4
D100M5/I, Nándormagaslat,	6,98	621,28	93,18	23,96	0,90	<0,1	<0,1	73,22	<0,1	68,78	3,14	3,80	3,37	1,48	49,9	0,42	18,0	29,4
D100M9/I, Nándormagaslat,	0,84	260,85	73,03	30,97	1,36	<0,1	0,13	50,70	0,62	15,95	2,37	6,00	3,81	0,18	826	14,8	128	85,8
>64 µm rff (MS)	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣRFF+Y	DI	
	mg/kg																	
D100M4/I, Nándormagaslat	59,47	103,49	257,84	32,89	120,21	32,4	3,92	25,0	4,13	17,9	2,61	6,00	0,80	4,46	0,60	671,74	3,99	
D100M5/I, Nándormagaslat	57,92	131,15	310,35	36,91	147,67	37,6	4,54	28,5	4,68	19,2	2,62	5,68	0,70	3,82	0,52	791,82	4,70	
D100M9/I, Nándormagaslat	33,54	33,75	85,26	10,81	41,76	11,6	1,60	9,22	1,69	7,99	1,30	3,15	0,42	2,46	0,35	244,89	1,45	

4. melléklet. A 64 mikron alatti frakció összes ICP OES és ICP MS eredménye.

	Dátum	Részvevők	Helyszín	Közzétípus (darabszám)	Cél
00	2004. május 5.	Török Kálmán, Aros Gabriella, Horváth Ákos	Harka Nándormagaslat Vashegy Vöröshíd-kőfejtő Kovács-árok Kőbércorom Deák-kút	Metagránit (2 db) Gneisz+Metaszomatikus zónák (11 db) Gneisz+metaszomatikus zónák (5 db) Csillámpala (3 db) Csillámpala (6 db) Csillámpala (6 db) + metaszomatikus zónák Deák-kúti gneisz (3 db)	Korábbi szakdolgozónak mintagyűjtés doktori kutatáshoz Feldolgozása a 2011-ben megvédett szakdolgozatomban történt
TT	2007. november – 2008. november	Freiler Ágnes, Horváth Tibor	Csalóka-forrás	talaj (9 db) víz (35 db)	TDK
D0	2010. július 16. péntek	Freiler Ágnes, Horváth Ákos	Csalóka forrás	Deformált gneisz (2 db)	szakdolgozat
–	2011. január 19.	Freiler Ágnes, Horváth Ákos, Mentes Gyula	Nándormagaslat obszervatórium	Obszervatórium belsejének megtekintése	
D1	2011. július 18. hétfő	Freiler Ágnes, Horváth Ákos, Varga Márton	Csalóka-forrás	Deformált gneisz (12 db)	Csalóka-forrás TDK részletesebb kifejtéséhez mintavétel
D2	2011. szeptember 23.	Freiler Ágnes, Horváth Ákos, Török Kálmán	Vasfüggöny-sífutópálya Róka ház A Róka ház B- bombatölcsér	Deformált gneisz (5 db) Vonalas gneisz (5 db) Szemes gneiss (3 db)	Doktori munkához a fő helyszínek végigjárása, előzetes mintavétel
D5	2012. június 2 és 17	Freiler Ágnes, Horváth Tibor	Várisi kőfejtő	Metagránit (15 db)	Metagránit mintavétel-milyenek az eredeti kőzet tulajdonságai?
D6	2012. augusztus 1.	Freiler Ágnes, Novák Attila	Rókaház	Vonalas gneisz (12 db)	Vonalas gneiss megmintázása
D7	2012. augusztus 16.	Freiler Ágnes, Strádi Andrea	Vasfüggöny-sífutópálya	Deformált gneisz (14 db)	Szálkőzet gyűjtése a Csalóka-forrás környékén
F1	2012. november	Freiler Ágnes, Skultéti Patrik, Horváth Tibor	források	8 db Rn minta, 2-2CO <sub>2</sub> minta, vízhozam, pH, T, EC	

D8	2012. október 18.	Freiler Ágnes, Horváth Ákos, Török Kálmán	Nándormagaslat obszervatórium	Gneisz (4 db) Metagránit (2 db) Limonitos gneisz (3 db) Leukofillit (6 db)	Nándormagaslati obsz. levegőjébe juttathatja-e a kőzet a sok radont?
F2	2012. december 16- 17.	Freiler Ágnes, Horváth Tibor	források	8 db Rn minta, 2-2CO <sub>2</sub> minta, vízhozam, pH, T, EC	
F3	2013. február 20.	Freiler Ágnes, Horváth Tibor	források	8 db Rn minta, 2-2CO <sub>2</sub> minta, vízhozam, pH, T, EC	
D9	2013. március 3.	Freiler Ágnes, Horváth Tibor	Rókaház bombatölcsér	Szemes gneisz (5 db)	Szemes gneisz megmintázása
F4	2013. április 11.	Freiler Ágnes, Horváth Tibor	források	8 db Rn minta, 2-2CO <sub>2</sub> minta, vízhozam, pH, T, EC Víz kémia	
F5	2013. május 4.	Freiler Ágnes, Horváth Tibor	források	8 db Rn minta, 2-2CO <sub>2</sub> minta, vízhozam, pH, T, EC	
D10	2013. április 24.	Freiler Ágnes, Horváth Ákos, Török Kálmán, Nagy Attila	Nándormagaslat Obszervatórium mögött	Limonitos gneiss (8 db) Gneisz (2 db) Leukofillit (2 db)	Agyagos-limonitos réteg megmintázása
F6	2013. június 22.	Freiler Ágnes, Horváth Tibor	források	8 db Rn minta, 2-2CO <sub>2</sub> minta, vízhozam, pH, T, EC	
F7	2013. június 26.	Freiler Ágnes, Horváth Tibor	források	8 db Rn minta, 2-2CO <sub>2</sub> minta, vízhozam, pH, T, EC	
D11	2013. július 21.	Freiler Ágnes, Horváth Ákos, Török Kálmán	Szarvas-hegy környéke  Ferenc-forrás  Harkai kúp	Csillámpala (4 db) Leukofillit (5 db)  Csillámpala (2 db)  Metagránit (6 db) Deformált gneisz (3 db) Leukofillit (2 db)	Foszfát ércesedés nyomainak keresése a csillámpalában (Fazekas Via nyomán)
F8	2013. szeptember 15.	Freiler Ágnes, Horváth Tibor	források	8 db Rn minta, 2-2CO <sub>2</sub> minta, vízhozam, pH, T, EC Víz kémia	
F9	2013. október. 19	Freiler Ágnes, Horváth Tibor	források	8 db Rn minta, 2-2CO <sub>2</sub> minta, vízhozam, pH, T, EC Víz kémia	

## 5. melléklet. Mintavételek leírása

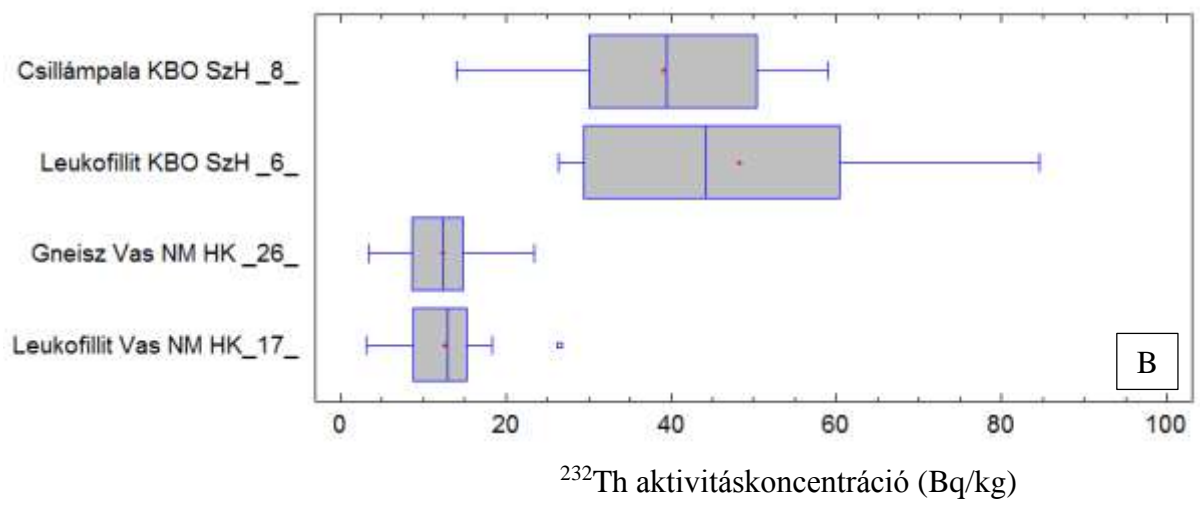
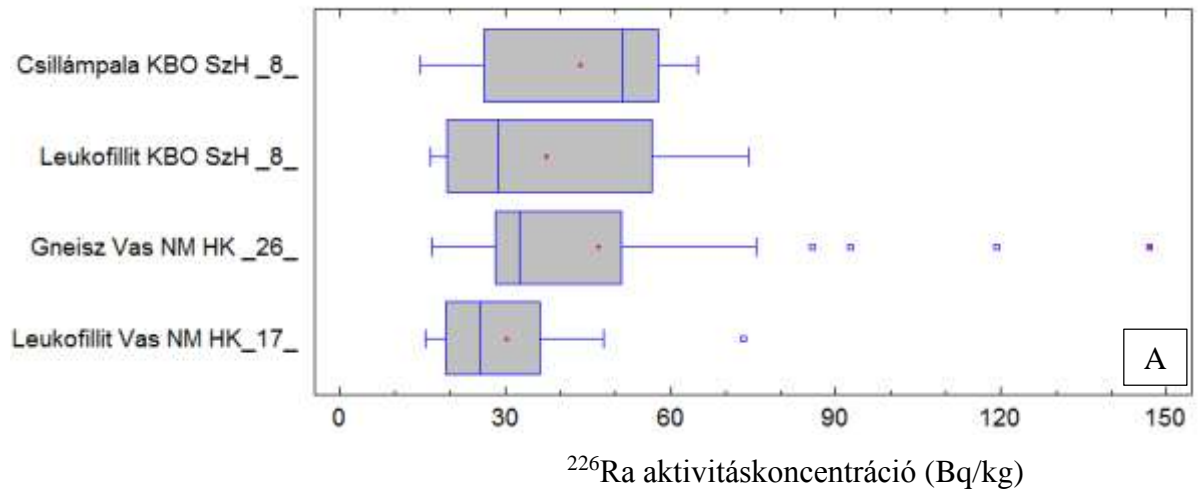
Radioizotóp átlagok fő kőzettípusok szerint									
Kőzettípus	Fajlagos <sup>226</sup> Ra aktivitás (Bq/kg)	Bizonytalanság (Bq/kg)	Szórás	Fajlagos <sup>40</sup> K aktivitás (Bq/kg)	Bizonytalanság (Bq/kg)	Szórás	Fajlagos <sup>232</sup> Th aktivitás (Bq/kg)	Bizonytalanság (Bq/kg)	Szórás
Metagránit	43,3	3,2	29,9	879	12,2	91,4	13,8	1,0	4,0
Gneisz	35,1	3,3	14,1	785	11,9	160	9,4	0,9	4,2
Csillámpala	47,8	4,2	16,5	706	11,2	218	46,4	1,8	18,3
Deformált gneisz	66,3	3,6	19,7	855	13,4	176	21,6	1,2	5,9
Vonalas gneisz	46,2	4,9	15,8	1057	14,2	217	131	2,9	30,8
Szemes gneisz	30,2	3,3	10,9	835	21,1	90,5	21,1	1,1	4,9
Agyagos-limonitos gneisz	253	5,7	162	884	12,7	257	15,9	1,0	7,0
Leukofillit	30,1	3,3	14,9	653	10,2	147,5	23,7	1,2	19,9

**6. melléklet.** A 6+2 db fő kőzettípus átlagos fajlagos rádium, kálium és tórium aktivitás koncentrációja.

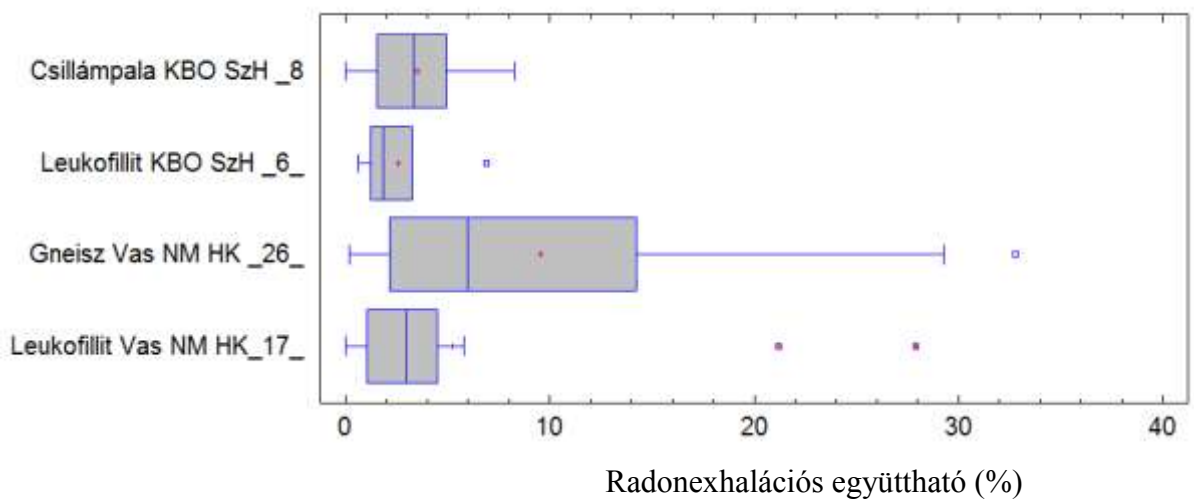
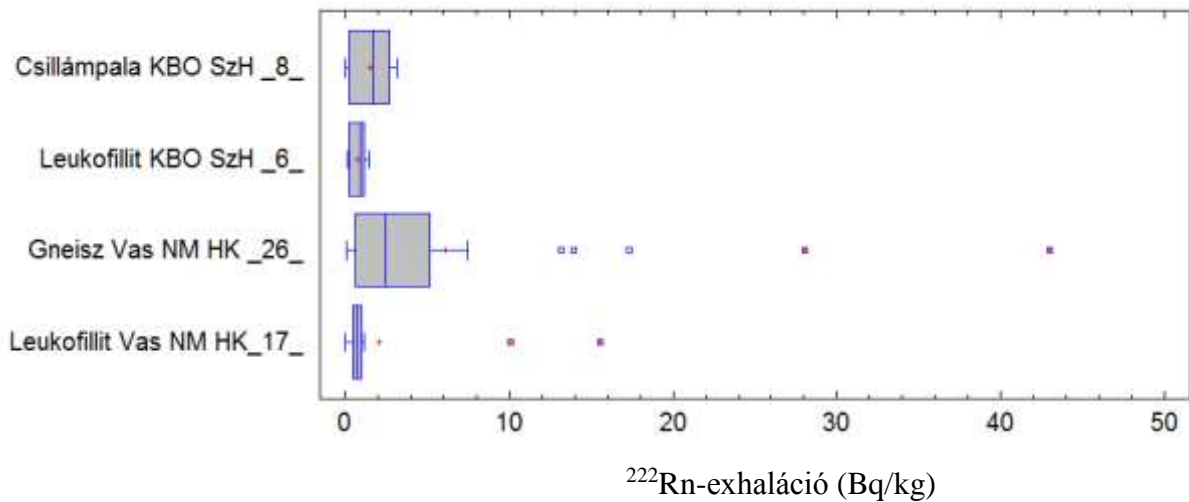
Kőzettípus	Fajlagos <sup>222</sup> Rn exhaláció (min) (Bq/kg)	Bizonytalanság (Bq/kg)	Szórás	Exhalációs együttható ε (%)	Bizonytalanság ε (%)	Szórás
Metagránit	4,7	0,7	8,9	7,7	1,8	6,4
Gneisz	3,2	0,7	4,2	8,9	2,4	9,5
Csillámpala	2,0	0,6	1,8	4,2	1,3	3,7
Deformált gneisz	8,8	1,0	4,9	13,5	1,9	5,9
Vonalas gneisz	1,9	0,7	0,8	4,2	1,5	2,1
Szemes gneisz	1,6	0,9	0,8	6,0	4,4	4,5
Agyagos-limonitos gneisz	46,1	2,5	31,8	19,8	1,4	12,3
Leukofillit	0,8	0,5	0,4	2,9	2,0	1,9

**7. melléklet.** A Soproni-hegység fő kőzettípusainak átlagos fajlagos radonexhalációja és exhalációs együtthatója.





**8. melléklet.** A gneiszek, csillámpalák és a belőlük képződött leukofillitek rádium (A) és tórium (B) aktivitáskonzentrációinak Box-Whiskers ábrázolása.



**9. melléklet.** A gneiszek, csillámpalák és a belőlük képződött leukofillitek radonexhalációjának (A) és radonexhalációs együtthatójának (B) Box-Whiskers ábrázolása.

## Összefoglalás

### A radonkibocsátás közettani és tektonikai hátterének vizsgálata a Soproni-hegységben és környékén

A radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) kutatása az utóbbi évtizedekben fontos kutatási témává vált, ugyanis belterekben felhalmozódva növeli a tüdőrák kialakulásának kockázatát (ICRP, 1991).

A doktori munka során a kutatási terület a Soproni-hegység volt, melynek a csillámpalák mellett fő közettömegét a gránitból átkristályosodott gneisz alkotja. A dolgozatban az Alpi hegységképződés során lejátszódó különböző másodlagos folyamatok hatásait vizsgáltam, melyek bizonyos esetekben rádium, tórium, vagy radon anomáliát okozhattak. Ezek a plasztikus deformáció, vagy más néven milonitosodás, a Mg-metaszomatózis, a foszfát ásványosodás és egy felszín közeli folyamat, az agyagos-limonitos átalakulás.

Meghatároztam a Soproni-hegység főbb közettípusainak átlagos rádium, tórium tartalmát és radonexhalációját. Egy metagránit lelőhelyen kétszer nagyobb rádium tartalmat mértem, mint a többi metagránitban mérhető, 84 Bq/kg-ot. Ezek alapján a rádium eloszlása már a kiindulási gránitban sem volt homogén a Soproni-hegység területén. Kimutattam, hogy a plasztikusan deformáció és a foszfát ásványosodás emelkedett rádiumtartalmat eredményezhet. A rádiumot (és tóriumot) hordozó ásványok repedések kitöltő anyagként jelennek meg, mely bizonyítéka a másodlagos hozzáadódásnak, ugyanis a deformáció során megnyílt az út a foszfát ásványokat kirakó fluidum előtt.

A plasztikus deformáció következtében a „Csalóka-forrás típusú” gneiszek radonexhalációja és exhalációs együtthatója is kétszeresére nőtt, ugyanis a folyamat során megnő az egymással kapcsolatban levő pórusok térfogata, és a nyírási felületek megjelenése könnyebb utat biztosít a radon távozásához.

A Róka házi vonalas deformált gneiszben kimutattam a plasztikus deformáció és a foszfát ásványosodás hatását a tórium tartalom megemelkedésére. Ugyanis a vonalas gneiszek tóriumtartalma egy nagyságrenddel nagyobb, mint az egyéb gneiszekben. A fő radioaktív hordozó ásvány a cheralit, mely repedések, erek kitöltő anyagként jelenik meg.

Meghatároztam a Sopronbánfalvi Geodinamikai Obszervatórium radontartalmának eredetét, melyet agyagos-limonitos rétegek okoznak. A mállott gneisz emelkedett rádiumtartalommal (253 Bq/kg) és radonexhalációval (46 Bq/kg) rendelkezik. A radioaktív izotópok dúsulása a málláshoz köthető.

Egy modellkalkulációt létrehozva, a talaj-, és kőzetminták fajlagos radonexhalációját, porozitását és sűrűségét felhasználva kimutattam, hogy a plasztikusan deformálódott gneiszek képesek a Csalóka-forrás vizének radontartalmát biztosítani. A tavaszi, nyári és őszi hónapokban a csapadék erős, -0,95 korrelációban a radonkoncentrációval, tehát a lehulló csapadék felhígítja a radontartalmat.

Nyolc forrás radontartalmát és fiziko-kémiai paramétereit csaknem egy éven át monitoroztam. A források radonkoncentrációja a pH-val, a vezetőképességgel és a lehullott csapadékmennyiséggel negatív összefüggésben van. A radonkoncentrációt alapközet típusa határozza meg, melyen áthalad felszín alatti útja során.

## **The petrologic and tectonic background of the radon exhalation in the Sopron Mountains - Summary**

In the Sopron Mountains the main rock types are gneiss and micaschist, formed from metamorphism of former granitic and clastic sedimentary rocks respectively. Several radon, radium and thorium anomalies were found in the the Sopron mountains, which make it an interesting area in terms of radioactivity.

In this study we examined the effects of four different secondary fluid-rock interaction events on the radioactive isotope content and radon exhalation ability. These events occurred during the Alpine high-pressure and retrograde metamorphism of the orthogneisses and micaschists. These processes are plastic deformation, called milonitisation, Mg-metasomatism, phosphate mineralization and argillitic-limonitic alteration. The radium and thorium activity concentration and radon exhalation of 181 rock samples were measured by HPGe detector and RAD7 radon monitor. The samples are originating from 14 different outcrops of the Sopron Mountains. We applied detailed petrographic examinations, scanning electron microscopic (SEM) measurements, microPIXE measurements and wet sieving were carried out.

The average radium activity concentration of the original (with no observable secondary process) metagranites is 43 Bq/kg and that of the orthogneisses is 35 Bq/kg. The thorium activity concentrations are 13 Bq/kg and 9 Bq/kg respectively. The average radium activity concentration of micaschists is 48 Bq/kg and the thorium activity concentration is 46 Bq/kg. These values were used to compare the averages of the other transformed rocks, thus we can detect the effect of the given secondary process.

I have showed the distribution of the radium and thorium activity concentration and radon exhalation of the different rock types around the mountains. The inhomogeneity of the radium distribution in the original rocks was showed in case of the Harka quarry, where the metagranites have two times higher radium activity concentration than the other metagranites.

The effect of the milonitisation on the radium activity concentration was proved because the milonitic gneisses have 1.5 times higher value than it was measured in the original rocks. The secondary origin was proved because monazite was identified along fissures in thin sections. The radon exhalation and the radon exhalation ability of the milonites are increased too, during this process. Thorium anomaly was found in the deformed (linear) gneiss of the Róka ház quarry, which was caused by plastic deformation and phosphate mineralization. The thorium content is one order of magnitude higher than in the original gneiss. The main thorium bearing mineral is cheralite which occurs along fissures of the rock in some cases. We found that the source of the high radon concentration of the Sopronbánfalva Geodynamic Observatory is clayey-limonitic gneiss, which layers cut the tunnel of the observatory. The radium activity and the radon exhalation here were increased radically due to weathering. We showed that the elevated radon concentration of the Csalóka Spring (yearly average is 230 Bq L<sup>-1</sup>) comes from the deformed gneiss bed rock around the spring and this was supported by a model calculation, too. By monitoring the radon concentration and the other physical-chemical properties of other seven springs around the mountains the rock origin of the radon concentration was confirmed.