

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR  
KÖRNYEZETTUDOMÁNYI CENTRUM

# TALAJMINTÁK RADIOAKTIVITÁSÁNAK VIZSGÁLATA PEST MEGYÉBEN

DIPLOMAMUNKA

Készítette:

**SZABÓ KATALIN ZSUZSANNA**

KÖRNYEZETTUDOMÁNY SZAKOS HALLGATÓ

Témavezető:

**Szabó Csaba Ph.D.**

EGYETEMI DOCENS

ELTE TTK, KÖZETTANI ÉS GEOKÉMIAI TANSZÉK

LITOSZFÉRA FLUIDUM KUTATÓ LABORATÓRIUM

**Dr. Horváth Ákos**

EGYETEMI DOCENS

ELTE TTK, ATOMFIZIKAI TANSZÉK



**Budapest**

**2009.**



## Tartalomjegyzék

Ábrák jegyzéke .....	2
Táblázatok jegyzéke .....	3
1. Bevezetés .....	4
2. Természetes radionuklidok a környezetben .....	5
2.1. A terasztriális radioaktív izotópok eloszlása a környezetünkben .....	6
2.2. Radon fontossága .....	7
2.3. Radon geológiai forrása .....	8
2.4. Radon felhalmozódása a belterekben .....	10
2.5. A kálium szerepe .....	12
2.6. Radonpotenciál .....	12
2.7. Légi radiometriai felmérés .....	13
3. A vizsgált terület leírása .....	15
3.1. A vizsgált terület geológiája .....	16
3.2. A vizsgált terület talajtana .....	18
3.3. Mintavételezés .....	21
4. Mérési módszerek .....	21
4.1. Talajminták radionuklid koncentrációjának meghatározása .....	21
4.1.1. Módszer .....	21
4.1.2. Folyamatok a detektorban .....	22
4.1.3. A mérés menete .....	23
4.1.4. Kiértékelés menete .....	24
4.2. Talajminták radon-exhalációjának meghatározása .....	30
4.2.1. Módszer .....	30
4.2.2. A mérés menete .....	31
4.3. Talajgáz radon-koncentrációjának meghatározása .....	33
4.4. Térképkészítés .....	34
5. Eredmények .....	34
5.1. Gamma – spektroszkópia eredményei .....	34
5.1.1. Uránkoncentráció .....	35
5.1.2. Tóriumkoncentráció .....	38
5.1.3. Kálium koncentráció .....	40
5.2. Radon-exhaláció .....	42
5.3. Talajgáz radon-koncentráció meghatározása .....	44
6. Eredmények értelmezése .....	46
6.1. Gamma-spektroszkópiás mérés .....	46
6.2. Összefüggés a geológiával és talajtípusokkal .....	48
6.2.1. Összefüggés a geológiával .....	49
6.2.2. Összefüggés a talajtípusokkal .....	53
6.3. Mélységfüggés vizsgálata .....	55
6.4. Urán-tartalom összehasonlítása a légi radiometriai felméréssel .....	55
6.5. Radonpotenciál meghatározása .....	56
7. Összefoglalás .....	58
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS .....	59
ENGLISH SUMMARY .....	60
IRODALOMJEGYZÉK .....	61
Melléklet .....	<b>Hiba! A könyvjelző nem létezik.</b>

## Ábrák jegyzéke

1. ábra Természetes és mesterséges sugárzás forrásai (UNSCEAR, 2000).....	8
2. ábra Visszalökődési jelenségek az anyagokban (Tanner, 1980). .....	9
3. ábra A radon forrásai és légtérbe jutásának módjai.....	11
4. ábra Országos légi-geofizikai felmértség (forrás: ELGI, légi-geofizikai adatbázis, 2007) .....	14
5. ábra Pest megye légi-geofizikai (urán-koncentráció) térképe.....	15
6. ábra Pest megye geológiai térképe .....	19
7. ábra Pest megye talajtani térképe.....	20
8. ábra A HPGe detektor és ólomtorony, egy mintatartó kamrával vizsgálat előtt.....	24
9. ábra Adott térfogatú minta eltérő sugarú (és magasságú) eseteire végzett szimuláció.....	27
10. ábra A hatásfok rendszámfüggése albitra és kaolinitre.....	28
11. ábra A hatásfok magasság függése a különböző energiák esetében.....	29
12. ábra A radon-exhaláció mérési elrendezése.....	32
13. ábra Pest megye talajainak 0-30 cm mélységre mért urán térképe.....	36
14. ábra Pest megye talajainak 30-60 cm mélységre mért urán térképe.....	37
15. ábra Pest megye talajainak 0-30 cm mélységre mért tórium térképe .....	38
16. ábra Pest megye talajainak 30-60 cm mélységre mért tórium térképe .....	39
17. ábra Pest megye talajainak 0-30 cm mélységre mért kálium térképe.....	40
18. ábra Pest megye talajainak 30-60 cm mélységre mért kálium térképe .....	41
19. ábra Pest megye talajainak 0-30 cm mélységre mért radon-exhaláció térképe.....	42
20. ábra Pest megye talajainak 30-60 cm mélységre mért radon-exhaláció térképe.....	43
21. ábra Talajgáz radon-aktivitáskoncentráció térkép a 0-30 cm-es szintre .....	44
22. ábra Talajgáz radon-aktivitáskoncentráció térkép a 30-60 cm-es szintre .....	45
23. ábra Radioaktív egyensúly beállításának vizsgálata a $^{222}\text{Rn}$ és $^{214}\text{Bi}$ között .....	47
24. ábra Radioaktív egyensúly beállításának vizsgálata a $^{228}\text{Ac}$ és a $^{208}\text{Tl}$ között.....	47
25. ábra Pest megyei talajmintákban a tórium koncentrációjának változása az urán koncentráció függvényében a felső két (0-30 és 30-60 cm) szintben.....	48
26. ábra Az urán- és tórium-tartalom gyakoriságeloszlása az összes mintára .....	48
27. ábra A kálium-tartalom és radonexhaláció gyakoriságeloszlása az összes mintára .....	49
28. ábra Az exhalációs együttható gyakoriságeloszlása az összes mintára .....	49
29. ábra Urán- és tórium-tartalom változása homok és lösz talajban Pest megyéből.....	50
30. ábra A kálium-tartalom és az exhalációs együttható földtan függése .....	51
31. ábra A radon exhaláció és a talajgáz radon-aktivitáskoncentráció földtan függése .....	52
32. ábra Az urán- és tórium-tartalom talajtípus függése.....	53
33. ábra A kálium-tartalom és a radonexhaláció talajtípus függése.....	54
34. ábra Az radonexhalációs együttható talajtípus függése.....	54
35. ábra Az exhalációs együttható mélységfüggése.....	55
36. ábra Pest megye radonpotenciál térképe.....	57

## Táblázatok jegyzéke

1. táblázat A talajmintákban meghatározott izotópok és a relatív intenzitások .....	25
2. táblázat A kontinentális felsőkéreg átlagos elemösszetétele tömeg%-ban Condie (1993) nyomán.....	27
3. táblázat A RAD7 ablakjaiba érkező alfa-részecskék energiája, detektált izotópjai, az alfa részecskék energiája, valamint anyaelemei.....	30
4. táblázat Talajminták átlagos radionuklid tartalma a 43 TIM pont felső két szintjében (bizonytalanság ~20%).....	34

## 1. Bevezetés

Természetes és mesterséges környezetünkben folyamatosan ér bennünket radioaktív sugárzás. A körülöttünk lévő természetes közegek (levegő, víz, talaj, kőzet, élővilág) és mesterséges anyagok (építőanyag, üveg, élelmiszer, ipari melléktermék pl. salak) eltérő mennyiségben, de mind tartalmaznak valamennyi radioaktivitást. Sőt az emberben is vannak folyamatosan bomló radioaktív izotópok (pl.  $^{40}\text{K}$ ). A bennünket érő sugárzás mennyisége, hatása és hosszú távú következményei egyre több embert foglalkoztatnak nemcsak a tudományban, de a hétköznapi életben is. A köztudatban mind gyakrabban jelenik meg a radon, de az hogy pontosan miből és hogyan keletkezik és milyen mértékű egészségügyi kockázatot jelent, már kevésbé ismert. Ez szinte természetes, hiszen a tudományban is megoszlanak a vélemények a radon egészségre gyakorolt hatásairól. A magyar jogrendben még nem született törvény a radon beltéri aktivitás-koncentrációjára vonatkozóan, így Magyarországon általában az Európai Unió által létrehozott ajánlásokat veszik figyelembe (90/143/Euratom).

A természetes ionizáló sugárzás legfőbb forrása a Föld, a geológiai képződmények viszonylag, a többi természetes rezervoárhoz képest nagyobb radioaktív elemtartalma (urán, tórium, kálium) következtében. Másik forrása az Űrből érkező kozmikus sugárzás és a hatására létrejövő radionuklidokból származó sugárzás. A mesterséges radioaktív sugárzás fő forrásai az orvos diagnosztika és a nukleáris ipar (Köteles, 1994).

A természetes radioaktivitás feltérképezésére sokféle módszer létezik. A repülőgépekről felmért dózisteljesítmény mérések az alapjai a nagy területekről készült urán-, tórium- és kálium-koncentráció térképeknek. A talajok átfogó vizsgálata szintén elterjedt módszer. Az emberre gyakorolt egészségi hatás legnagyobb dózisu része nem a földi gamma-sugárzásból, hanem a belélegzett radonból származik. A várható beltéri radon-koncentrációt azonban nehéz előre jelezni, mert mértékét sok tényező befolyásolja, úgy, mint az építkezés típusa, a lakók életmódja, az időjárás napszakos és évszakos változása, de leginkább az épület alatt fekvő geológiai képződmények és tulajdonságaik, valamint a talajtípus. Egy adott területen épülő ház veszélyeztetettségét mutatja a radonpotenciál, ami a radonból származó kockázat építkezés előtti becsléséhez nyújt információt (Kemski et al., 2001). A radonpotenciál meghatározására több európai

országban már végeztek kutatásokat (pl. Belgium – Zhu et al., 2001, Csehország – Thomas et al., 2002, Németország – Kemski et al., 2001, Lehmann et al., 2001, Norvégia – Sundal et al., 2004, Olaszország – Bossew et al., 2007, Szlovénia, Horvátország – Vaupotic et al., 2007, Dubois et al., 2007). Az USA-ban pedig egy több tanulmányt összefoglaló munka során foglalkoztak a radonpotenciál meghatározásával (Gundersen et al., 1992).

Diplomamunkám során Pest megye átfogó talaj mintavételezési rendszer (Talajvédelmi Információs és Monitoring Rendszer – TIM) mintáinak radioaktív felmérését végeztem. 43 db TIM pont különböző mélységéből származó talajmintáinak radioaktivitását gamma-spektroszkópiával vizsgáltam és meghatároztam a  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  és  $^{40}\text{K}$  tartalmukat. A rádiumtartalom mellett megmértem a minták fajlagos radon-exhalációját is. Ezen mérési eredményeket a talajféleség és köztípus térképekkel összevetve a terület radonpotenciálját határoztam meg. A kutatás célja volt még Pest megye területére több radioizotóp eloszlásának összesítése és térképi ábrázolása, az eredmények összevetése más szerzők által kapott eredményekkel és az 1965-66-ban Pest megye területén végzett légi (totál)-gamma mérések eredményeivel.

## 2. Természetes radionuklidok a környezetben

Radionuklidnak nevezük azt a nem stabil atommagot, amely valamekkora valószínűséggel ( $\lambda$ ) és felezési idővel ( $T_{1/2}$ ) elbomlik és bomlása során egy másik radionuklidot vagy egy stabil magot képez és közben ionizáló sugárzást bocsát ki. A környezetünkben található radionuklidokat eredetük alapján két csoportba (természetes és mesterséges) sorolhatjuk. Teresztriális radionuklidnak nevezük azokat a természetes radioizotópokat (valamint bomlástermékeiket), amelyek megtalálhatók a Naprendszer keletkezése óta, tehát felezési idejük összemérhető a Föld életkorával pl.  $^{238}\text{U}$  ( $T_{1/2} = 4,468$  milliárd év),  $^{235}\text{U}$  ( $T_{1/2} = 0,7$  milliárd év),  $^{232}\text{Th}$  ( $T_{1/2} = 14,05$  milliárd év),  $^{40}\text{K}$  ( $T_{1/2} = 1,28$  milliárd év),  $^{87}\text{Rb}$  ( $T_{1/2} = 48$  milliárd év) (bomlástermékek:  $^{226}\text{Ra}$  ( $T_{1/2} = 1600$  év),  $^{214}\text{Bi}$  ( $T_{1/2} = 19,9$  perc),  $^{228}\text{Ac}$  ( $T_{1/2} = 6,13$  óra),  $^{222}\text{Rn} = 3,83$  nap)). Kozmogén radionuklidok az Űrből a Föld légkörébe érkező, nagy energiájú részecskéknek a légkör atomjaival lejátszódó kölcsönhatása során jönnek létre pl.  $^3\text{H}$  ( $T_{1/2} = 12,28$  év),  $^{14}\text{C}$  ( $T_{1/2} = 5730$  év). Ezeken kívül találhatunk mesterséges radioizotópokat is a környezetünkben,

amelyek valamilyen emberi tevékenység révén jöttek létre pl.  $^{137}\text{Cs}$  ( $T_{1/2} = 30$  év),  $^{131}\text{I}$  ( $T_{1/2} = 8$  nap).

Mivel az urán és a tórium bomlásakor keletkező leányelemek is radioaktívak, bomlási sorok alakulhatnak ki. Négy radioaktív családot ismerünk, amelyek közül ma már csak 3 található meg (uránsor –  $^{238}\text{U}$ , tóriumsor –  $^{232}\text{Th}$ , és aktíniumsor –  $^{235}\text{U}$ ), mivel ezen anyaelemek felezési ideje összemérhető a Föld életkorával. A negyedik sor, a neptúniumsor anyaeleme ( $^{237}\text{Np}$ ,  $T_{1/2} = 2,14$  millió év) felezési idejének következtében ma már nem található meg a földi kőzetekben.

### ***2.1. A teresztriális radioaktív izotópok eloszlása a környezetünkben***

Az teresztriális radioaktív izotópok a földkéregben illetve a litoszférában koncentrálódnak. A Föld köpenyében és magjában jóval kevesebb a mennyiségük. A talajok és kőzetek rendre tartalmaznak valamilyen mennyiségű uránt, tóriumot és káliumot. A talajok átlagos urántartalma 2,8 ppm (35 Bq/kg), tóriumtartalma 7,4 ppm (30 Bq/kg), káliumtartalma 1,3 m/m% (400 Bq/kg) (UNSCEAR, 2000). Eloszlásuk a litoszférában egyenetlen. A magmás kőzetek többet, míg az üledékes és metamorf kőzetek kevesebbet tartalmaznak. A koncentráció-eloszlás egyenetlensége az urán esetében a legnagyobb. Gyakran dúsul U-ércekben, amelyek urántartalma több 10% is lehet. Nem érces környezetben az urán főleg allanit –  $(\text{Ce,La,Ca,Y})(\text{Al,Fe}_3)(\text{SiO}_4)_3\text{OH}$ , monacit –  $(\text{Ce,La,Nd,Th})\text{PO}_4$ , cirkon –  $\text{ZrSiO}_4$ , és uraninit –  $\text{UO}_2$  ásványokban fordul elő. A tórium néhány ásványban dúsul jelentősen. Főleg foszfát-, oxid- és szilikát ásványokban: monacit –  $(\text{La,Ce,Nd})\text{PO}_4$ , thorit –  $\text{ThSiO}_4$ , torianit –  $\text{ThO}_2$ , cheralit –  $(\text{Ce,Ca,Th,U(P,Si)O}_4)$  (pl. Burján, 2002).

A vizekben a  $^{40}\text{K}$ -ből van a legtöbb, oldott káliumsók formájában. Aktivitáskoncentrációja 0,1-15 Bq/l közötti, legkisebb az esővízben és a felszíni édes-vizekben, nagyobb a felszín alatti vizekben, és legnagyobb a tengervízben. A radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) apoláros tulajdonsága ellenére jól oldódik vízben, mert könnyen deformálható az elektronfelhője. Elsősorban a felszín alatti vizekben találjuk (Papp, 2002, Kiss, 2003).

A levegőben radioaktív izotópok csak igen kis mennyiségben található meg por- és aeroszol-szemcséken ( $<10\text{--}5$  Bq/m<sup>3</sup>) (Papp, 2002, Kiss, 2003).

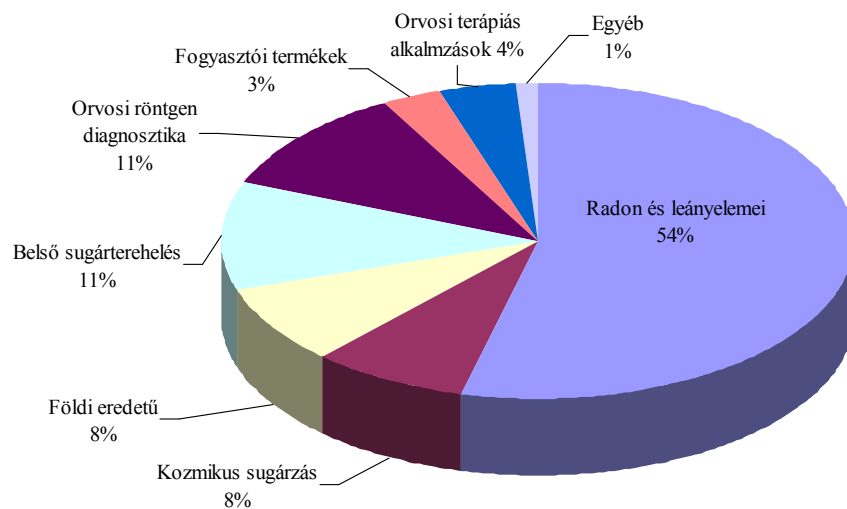
Élő testszövetekbe biokémiai okok miatt a  $^{40}\text{K}$  izotóp épül be legnagyobb mennyiségben. Felnőtt ember  $^{40}\text{K}$ -tartalma kb. 60 Bq/kg, vagyis egy 70 kg tömegű emberben másodpercenként 4200 darab  $^{40}\text{K}$ -bomlás történik (Papp, 2002, Kiss, 2003).

A radioaktív izotópok mesterséges környezetünkben is jelen vannak. Építőanyagaink jó része természetes alapanyagokból készül. A különböző ipari és bányászati tevékenységek során keletkező melléktermékek (salak, pernye) környezetkímélő újrahasznosítása Magyarországon egyelőre még nem megoldott. Ezekben az anyagokban a radioizotópok koncentrálnak és megemelt radioaktivitást mutathatnak. Magyarországon a XX. század második felében olyan intézkedések történtek, amelyek következtében a másodlagos nyersanyagok felhasználása nem a megfelelő módon történt, így kohósalakok és erőművi pernyék ellenőrizetlenül az építőanyagokba kerültek, ezzel növelve a lakosság sugárzás (és nehézfémek) okozta kitétettségét (Somlai et al., 2006, Jobbágy, 2007).

## ***2.2. Radon fontossága***

A radon a periódusos rendszer 86. számú eleme. A természetben három izotópja fordul elő, mindegyik valamelyik radioaktív sor tagja: radon ( $^{222}\text{Rn}$ ), toron ( $^{220}\text{Rn}$ ), aktinon ( $^{219}\text{Rn}$ ). Az aktinon az  $^{235}\text{U}$  bomlási sorának eleme, amelynek izotóparánya a természetben az  $^{238}\text{U}$ -hoz képest 0,7%. Emiatt és rövid felezési ideje miatt (3,9 s) a természetben mennyisége a legtöbb esetben elhanyagolható. A toron a  $^{232}\text{Th}$  bomlási sorában található, mennyisége nagyobb az aktinonénál, de felezési ideje szintén rövid (55,6 s). A radon az  $^{238}\text{U}$  sorában található, közvetlen anyaeleme a  $^{226}\text{Ra}$ , amelyből alfa-bomlással keletkezik és maga is alfa-bomlással bomlik  $^{218}\text{Po}$  izotóppá. Nemesgáz szerkezetének következtében nagyon mobilis. Ezért és viszonylag nagy felezési idejének köszönhetően képes elvándorolni keletkezése helyétől és potenciális tüdőrák kockázati tényezőként felhalmozódhat belterek levegőjében. Rövid felezési idejű bomlástermékei rátapadnak a levegőben lévő szemcsékre (por, cigaretta füst, stb.). Így belélegezve a tüdőbe jutnak és megtapadnak a tüdőt borító hámsejtek felületén, ahol bomlásuk során alfa-sugárzással károsítják a közeli sejteket és szöveteket. Az így besugárzott sejtek elpusztulhatnak vagy DNS-ük károsodhat és daganatos sejttekké alakulhatnak (Darby et al., 2004).

Egy, az Európai Bizottság által támogatott kutatás eredményei alapján az otthonokban és zárt belterű munkahelyeken található radon felelős évente körülbelül 20 000 tüdőrák okozta halálesetért az Európai Unióban. Ez az összes tüdőrák okozta halálesetek 9%-a, illetve az összes halálos kimenetelű rákbetegségek 2%-a (Darby et al, 2004). A lakosságot érintő természetes eredetű sugárzásból eredő effektív dózis egész Földre vonatkoztatott átlagos értéke 2,4 mSv/év. Mesterséges forrásokból ezen felül 1 mSv-et kaphat egy átlagos lakos évente. Az 1. ábra mutatja az elszennvedett természetes és mesterséges dózisért felelős sugárforrások részarányát, látható a radon és leányelemeinek nagy jelentősége (54%) (UNSCEAR, 2000).



1. ábra Természetes és mesterséges sugárzás forrásai (UNSCEAR, 2000)

### ***2.3. Radon geológiai forrása***

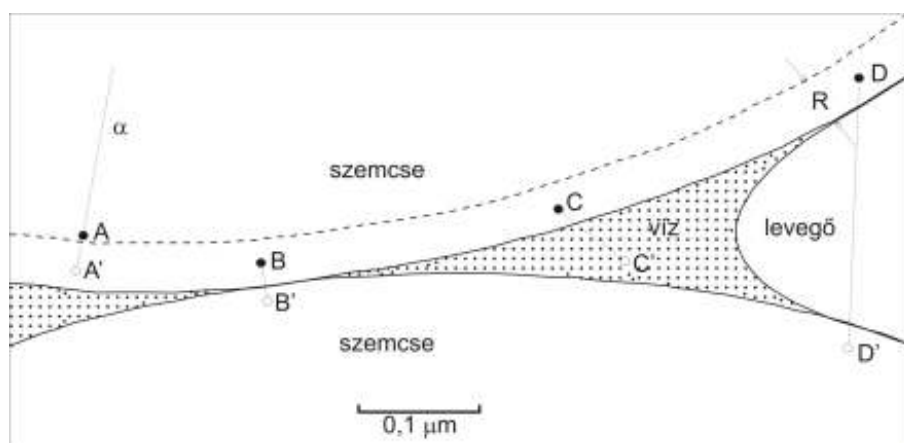
A hazai talajok, kőzetek átlagos urántartalma 1-5,5 ppm (12-66 Bq/kg) (UNSCEAR, 2000). A nagyobb értékek az idősebb, szerves anyagban dús agyagokhoz, agyagpalákhoz, valamint a savanyú magmás kőzetekhez (gránit, riolit), kapcsolódnak. Eszerint nagyobb radon szinteket várhatunk az idősebb kőzetekből felépülő hegy- és

dombvidéki területeken fekvő településeken. Ezt az egyszerű elgondolást azonban több tényező is befolyásolhatja:

– a kőzeteket utólagosan átjáró hidrotermális oldatokból kiváló anyagok (elsősorban a tektonikai zónákban) az urántartalmat jelentősen megemelhetik. Ilyen például az andezites vulkanitok területe, a Börzsöny és a Mátra térsége

– oxidatív körülmények között az uránvegyületek könnyen oldódnak, redukív környezetben oldhatatlanok, kicsapódnak (az ún. geokémiai csapdákbán). Ez a folyamat kis méretarányban mindenütt lejátszódik, a talajvízszint felett oxidáció, alatta redukció történik. Nagy méretarányban ez a jelenség a homokkő típusú hatalmas urántelepek előfordulásait hozza létre (ilyen eredetű a mecseki uránérc is) (Tóth, 1999).

Az alfa-bomlással keletkező radon a talaj szemcséiből és a kőzetekből diffúzióval és az ún. alfa visszalökődés során juthat a szemcséközi térbe vagy a felszín alatti vizekbe (2. ábra) (Tanner, 1980). A kőzetekben, talajszemcsékben keletkező radon így el tudja hagyni a forrását. A felszabaduló radon bejut a talajlevegőbe vagy a repedésekben található talajvízbe oldódva vándorol tovább. A talajokban a radon szállítódásának két fő folyamata a konvektív vagy advektív áramlás és a diffúzió. Az utóbbi folyamat a kis permeabilitású ( $<10^{-7}$  cm<sup>2</sup>), míg a konvektív szállítás a nagy permeabilitású ( $>10^{-7}$  cm<sup>2</sup>) talajokra jellemző (Gundersen, et al., 1992).



2. ábra Visszalökődési jelenségek az anyagokban (Tanner, 1980).

(A = visszalökődött Rn nem hagyja el az anya szemcsét; B = visszalökődés egyenesen egy szomszédos szemcsébe történik; C = visszalökődés vízbe történik, a kilépő Rn a pórustérben marad /direkt visszalökődés/; D = visszalökődés levegőbe történik, a kilépő Rn beágyazódik egy szomszédos szemcsébe /indirekt visszalökődés/)

A talajlevegőből a lakóterekbe jutható radon mennyisége függ a talajgáz radon tartalmától, amit befolyásol a talajszint alatt lévő földtani képződmények urántartalma és eloszlása, a porozitás, gáz-permeabilitás, a nedvesség-tartalom és a szemcseméret eloszlás. E tulajdonságokat meghatározza az alapkőzet, amiből a talajok képződnek, a klíma és a talajok kora (Gundersen, et al., 1992). A szemcseméret azért fontos, mert minél kisebb átmérőjű szemcsékből áll a talaj, annál nagyobb felületen történhet radon-exhaláció. Duzzadó agyagtartalmú talajok esetében a kiszáradás okozta térfogat csökkenés talajrepedések kialakulásához (a talaj gáz-permeabilitásának megnövekedéséhez) vezethet, amely kedvező migrációt biztosít a radon számára. Míg a megnövekedett nedvességtartalom gátolja a radon migrációját a talajban (Schumann et al., 1989).

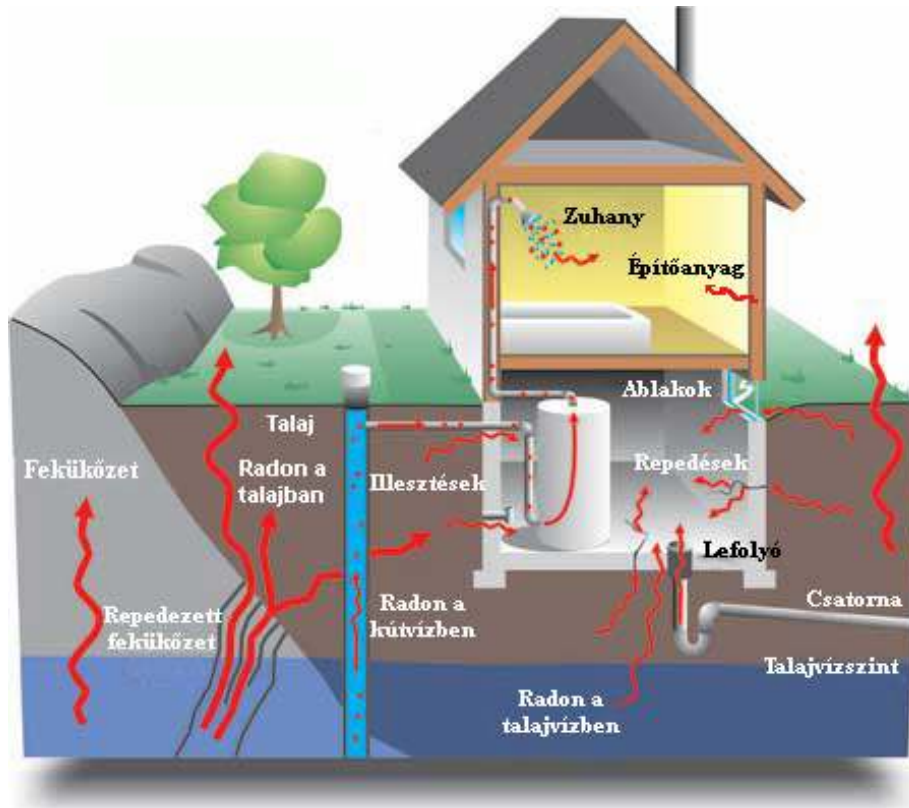
Kemski et al. (2001) Németországra vonatkozó vizsgálataik szerint nagyobb talajgáz radon-aktivitáskoncentrációval rendelkező talajok találhatók az idősebb – paleozoos gránitos területeken. Növekvő csoportba azokat a területeket sorolták, amelyeknél gyűrt és metamorf kibúvások fordulnak elő, de néhány mezozoos és kainozoos metamorf és üledékes kőzet is tartozhat ebbe a csoportba, amennyiben megemelkedett urántartalommal vagy nagyobb emanációs képességgel rendelkezik. A közepes kategória esetén semmilyen kitüntetett típust nem tudtak meghatározni. Míg a konszolidálatlan negyedidőszaki üledékek tartalmazzák általában a legkevesebb radont.

#### ***2.4. Radon felhalmozódása a belterekben***

A radon beltéri levegőben való felhalmozódása komplex folyamat eredménye. Befolyásolják egyrészt az előző fejezetben említett geológiai és meteorológiai tulajdonságok, másrészt az épületek építési sajátosságai (alápincézett vagy pincézetlen), a szél és a hőmérsékleti viszonyok miatt kialakuló áramlási viszonyok (Arvela, 1995).

A felszínre kerülő radon gyorsan eloszlik és felhígul a szabad levegőben a levegő vertikális konvekciójával és turbulens diffúzióval, ezért fontos a zárt terek radonfogó hatását vizsgálni. Az alápincézett házak esetében a talajban migráló radon felhalmozódhat a pince légterében és rossz szigetelésű házak esetén megnövelheti a beltéri radon-aktivitáskoncentrációját. A belterek, lakások légterének radonforrásai kisebb részben az építőanyagokból, nagyobb részt a talajból, alapkőzetből származnak.

A talajból diffúzióval, valamint a talajlevegő és a lakótér légnyomáskülönbsége következtében kialakuló szivóhatás következtében áramlik be. Ez utóbbi főleg télen játszik nagy szerepet. Kisebb hányad származik a háztartásokban használt vízből és földgázból (Marx, 1996). A radon forrásait és beltérbe jutásának útjait a 3. ábra mutatja. Olyan területeken, ahol a felszín közelében nagy urántartalmú kőzetek, ásványok találhatóak, illetve ezek mállástermékeként keletkezett talajok borítják a felszínt, potenciálisan nagy radon-koncentrációjú helyek alakulhatnak ki (Henry, et al., 1991). Amikor radonszintről beszélünk, a radon aktivitás-koncentrációjának az éves átlagát értjük. Ez azért fontos, mert a radon beltéri koncentrációjában nagy eltérések lehetnek az évszak függvényében. Télen általában nagyobb, mert ekkor nagyobb a különbség a kültéri és a beltéri légnyomás között, míg nyáron kisebb (Denman et al., 2007).



3. ábra A radon forrásai és légtérbe jutásának módjai  
(forrás: <http://geopanorama.rncan.gc.ca>)

## ***2.5. A kálium szerepe***

A kálium szintén megtalálható mind a talajokban, kőzetekben és vizekben. Az élő szervezetekben elsősorban a sejtekben található, legfontosabb szerepe a nátrium mellett a sav-bázis egyensúly fenntartásában, az ingerület átvitelben és az izmok összehúzódásában van. Ennek megfelelően a  $^{40}\text{K}$  az izmokban halmozódik fel. Béta-bomló izotóp, bomlása során  $^{40}\text{Ca}$ -é vagy  $^{40}\text{Ar}$ -é alakul. A béta nagyobb hatótávolságú sugárzás, mint az alfa, de néhány cm alatt elnyelődik a testszövetben, miközben ionizálja a körülötte lévő szöveteket, sejteket. A  $^{40}\text{K}$  részaránya a kálium atomokhoz képest 0,0117%. Amikor ppm-ben vagy m/m%-ban megadjuk a kőzetek, talajok kálium tartalmát, mindig az össz-kálium tartalmat adjuk meg. Munkám során én is így határoztam meg a talajok káliumtartalmát.

## ***2.6. Radonpotenciál***

A radonpotenciál egy terület várható radon terheléséről ad információt. Mértékét többféle ismeretre támaszkodva határozhatjuk meg. Mérhetjük magát a radont talajban, talajgázban és a belterekben, illetve forrásait is mint  $^{238}\text{U}$ - és  $^{226}\text{Ra}$ -t is a talajokban. E paraméterek figyelembe vétele mellett fontos információ a terület geológiai adottságainak ismerete, a fentebb említett okok miatt.

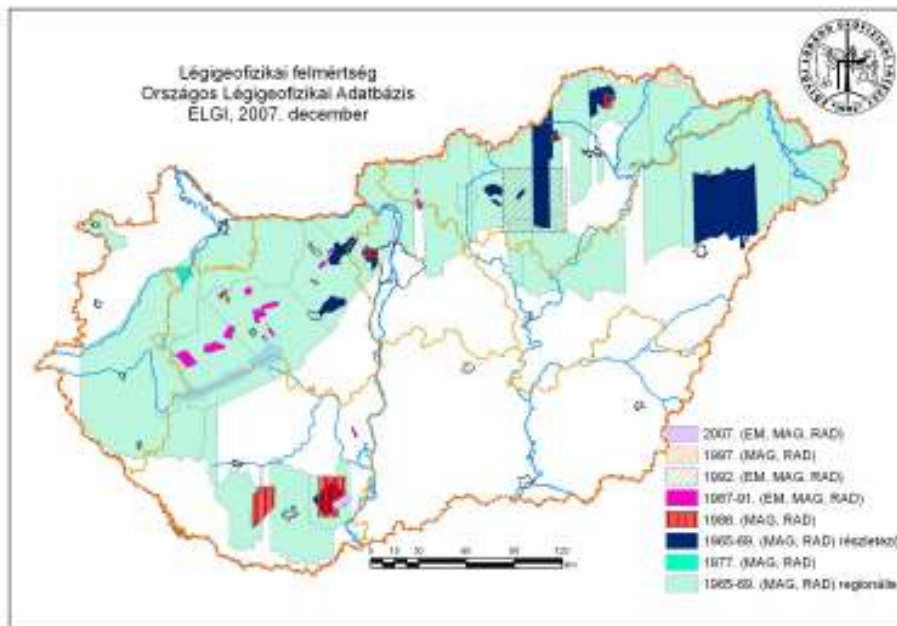
Németországi tanulmányok a talajgáz radon aktivitás-koncentrációja és a vizsgált terület geológiai adottságai alapján határozzák meg egy adott terület radonpotenciálját, figyelembe véve az általuk „szállítási együttható”-nak nevezett tényezőt, amelynek meghatározása a ház típusán és az életviteli körülményeken alapszik (Kemski et al., 2001). Az Egyesült Államokban készített átfogó vizsgálat során e tényezők mellett figyelembe vettek felszíni radiometrikus méréseket és légi gamma adatokat is (Gundersen et al., 1992). Csehországban a radonkockázatot geológiai térkép alapján számolják és 3 kategóriába (kis, közepes, nagy) sorolják. Kimutatták, hogy az általuk becsült kockázat korrelál a beltéri radon mérések eredményeivel (Barnet et al., 2006, Sundal et al., 2004).

Zhu et al. (2001) Belgiumban végzett vizsgálatai alapján nagy és közepes kockázatú zónákat főleg a kambriumtól a késő devonig terjedő időszakból származó alapkőzeteken állapított meg, habár kevés helyen közepes kockázatú területnek mutatkoztak a jura időszi alapkőzetek. Ezek közül is főleg azok jelentenek nagy kockázatot, amelyek erősen gyűrtek vagy repedezettek.

Az összes módszer lényege az, hogy a különböző hatások eredményeképp mekkora beltéri radon-aktivitáskoncentráció alakul ki, mivel ez jelent közvetlen veszélyt.

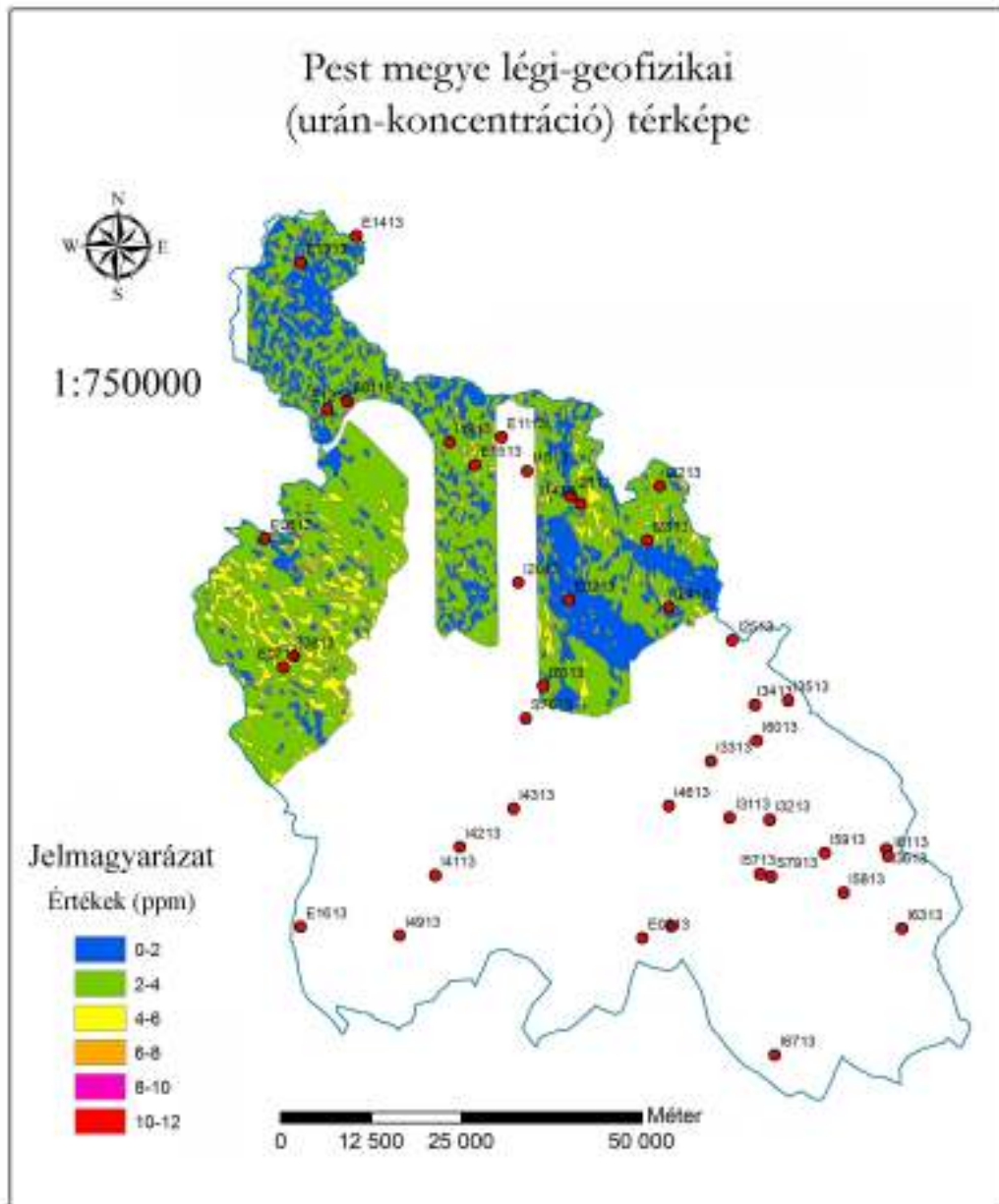
## ***2.7. Légi radiometriai felmérés***

1965-69 között Magyarország területének hozzávetőleg 40 %-át fedték le légi radiometriai és légi mágneses mérésekkel egy "néhai" magyar-szovjet együttműködés keretében (4. ábra). A mérések az egykori Mecseki Ércbányászati Vállalat (MÉV) és Központi Földtani Hivatal (KFH) megbízásából történtek (Gulyás, 2007). Az adatgyűjtés során egy AN-2 típusú repülőgépet használtak a repülési magasság 25 és 75 méter között változott, 180 km/h repülési sebesség mellett. A nehezen belátható helyeket többször berepülték a teljes feldolgozás érdekében. A navigáció 1:50000 méretarányú térképek segítségével történt, az adatgyűjtés analóg módon zajlott 0,6 s időközönként. A méréseket egy négycsatornás spektrométerrel végezték, így az összgamma-intenzitást, az urán 238-as, tórium 232-es, valamint a kálium 40-es izotópját mérték fel.



4. ábra Országos légi-geofizikai felmérés (forrás: ELGI, légi-geofizikai adatbázis, 2007)

Munkám során eredményeimet az 1965-66-os tematikus légi-radiometriai felmérés eredményeivel (Tyhomirov, 1966) hasonlítottam össze (5. ábra). Fontos megjegyezni, hogy a légi-geofizikai mérések eredményei abszolút értelemben nem megbízhatók, elsősorban relatív irányadó szerepük van (Gulyás, 2007).



5. ábra Pest megye légi-geofizikai (urán-koncentráció) térképe.

(Tyhomirov, 1966, Boros (2009) által módosítva)

[A piros pontok Talaj Információs Monitoring (TIM) pontokat jelölnek, amelyekről a Vizsgált terület leírása c. fejezetben részletesen lesz szó.]

### 3. A vizsgált terület leírása

Munkám során Pest megye területéről Talaj Információs Monitoring (TIM) szelvényekből származó talajminták radiometriai felmérését végeztem. A Földművelésügyi és Vidékfejlesztési Minisztérium által létrehozott Környezetvédelmi

Információs és Monitoring Rendszer (KIM) alrendszereként a Mezőgazdasági Szakigazgatási Hivatal feladata volt létrehozni a Talajvédelmi Információs és Monitoring Rendszert, amely a magyarországi talajok környezeti állapotfelmérésének szerves része. A TIM koncepcióját és rendszertervét a Magyar Tudományos Akadémia Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézete (MTA TAKI) irányításával dolgozták ki 1991-ben, a tényleges felmérés 1992-től kezdődött. Az országos mérőhálózat 3 típusú észlelést foglal magában: országos törzs mérőhálózat (mezőgazdasági területeken), speciális területekre vonatkozó mérőhálózat és erdészeti mérőhelyek (TIM Módszertan, 1995). Ezen szelvények közül 68 darab esik Magyarország középső, Pest megyei régiójára, amelyekből 43 TIM szelvény vizsgálatára nyílt lehetőségem Dr. Bakacsi Zsófia, Dr. Pásztor László és Dr. Szabó József (MTA TAKI) segítségével (5. ábra).

### ***3.1. A vizsgált terület geológiája***

Magyarország területén a jelenlegi tudásunk szerint nem ismertek az ősi (archaikum) korokban keletkezett képződmények. Pest megye területén viszont a középkortól (mezozoikum) kezdve minden geológiai kor itt hagyta emlékét a felszínen. A Thethys üledékgyűjtő medencéjében rakódtak le a hegyekről lepusztult kőzetek, amelyekből képződtek a geológiai középkori (240-65 millió év) hegyeink, a Mecsek, Villányi hegység, Bakony, Vértes, **Pilis**, **Budai-hegység** és Bükk mészkő és dolomit kőzetei. A kréta kor végén (65 millió éve) nagyjából szárazulattá vált a terület, de az Újkor (Kainozoikum, 65-2 millió év) első részében, az ún. harmadidőszakban ismét tenger alá kerül egy része és megindul a mezozoikumban keletkezett hegyek lepusztulása. Az ekkor működő andezit vulkánosság következtében kialakultak vulkanikus hegységeink a **Dunazug**, **Börzsöny**, Cserhát, Mátra és a Tokaji-hegység. Az oligocénben (37-25 millió éve) főleg az északi területeken vannak lerakódások a tengeri öblökben (Budai márga, Hárshegyi homokkő, Kiscelli agyag). A miocénben (25-9 millió éve) erős vulkáni tevékenység indul meg, andezit, dácit, riolit és ezek piroklasztitjai a **Visegrádi-hegység**, **Börzsöny**, Mátra és a Tokaji vulkánok területén. A harmadidőszak utolsó szakaszában, a pliocénben (9-2,5 millió éve) kezd szárazulattá válni hazánk egy jelentős része, (a hegyek környéke) azonban a terület nagyobb részét a viszonylag sekély, 10-100 m mélységű, alig sósvízű Pannon-tenger borítja, amiben a szakaszos lassú süllyedés

következtében igen vastag homok- és agyag-rétegek rakódnak le. A pliocén végén fokozatosan levonul a Pannon-tenger, helyette a süllyedő medencékben (Alföld, Kisalföld) kezdetben egymással kapcsolatban lévő édesvízi tórendszerekbe rakják le törmeléküket az ősfolyók. Az ős-Duna a bécsi, ill. kisalföldi medencéből a Marcal-medencén át a Zágrábi-medencébe siet, majd később a Móri árkon át az Alföld felé D-re, legkésőbb pedig a visegrádi szoroson keresztül kelet felé és Vác után fordul délre. A geológiai negyedidőszakot két szakaszra osztjuk, 2,5 millió évtől visszamenőleg napjainkig. Pleisztocénre (2,5 millió év - 15 000 év) és holocénre (15 000 évtől napjainkig). A jelenkor (holocén) kevésbé, mint inkább a pleisztocén (jégkorszak) formálta hazánk felszínét olyanná amilyen. A pleisztocén azért szerepel jégkorszak néven mivel ez az utolsó globális lehülés legnagyobb glaciális periódusainak ideje. A pleisztocén földtörténeti korszak voltaképpen éghajlati okokra vezethető vissza, de természetesen ekkor sem szűntek meg, csak kisebb mértékűek voltak a geológiai folyamatok (kéregmozgások, süllyedések, emelkedések, kivéve a vulkánosságot), amelyek a külső erőkkel (víz, szél, talajmozgás, suvadás) együtt alakították ki a mai felszínét. A jégkorban a rövid, hűvös nyarakat hosszú száraz telek követték és az északi jégtakarók felől fúvó erős, hideg szél az akkor már szárazulattá lett Alföldről kifújta a löszport, ahová az ős-Duna, Tisza rengeteg törmelékkel rakott le. Főleg a keletre néző dombokon 10-20, sőt Pakson 60 m vastag **lösszta**karó keletkezett. E korban alakult ki a mai térszint is, mert a medencék tovább süllyedtek (a Kisalföld 200-250 m-t, az Alföld déli része 250-450 m-t). E süllyedések eredményezték az Alföld felé igen szép panorámát nyújtó érdi, dunaújvárosi, dunaföldvári, paksi szekszárdi, bátai, dunaszekcsői meredek löszfalakat a Duna fölött (Pécsi-Sárfalvi, 1960).

Az általam vizsgált terület szűkebb geológiája: Pest megye északi részén a Börzsönyben a medenceüledékekkel fedett kristályos és ópaleozoós vonulaton, miocén vulkánosság következtében harmadidőszaki andezit és dácit lavatakarók és piroklasztit lerakódások alakultak ki, ahogy a szintén miocén vulkánosságnak köszönhető Visegrádi-hegység is. Az Ipoly mentén újholocén öntésiszap és öntéshomok található. A mezozoos karbonátok területeken fekvő Pilis és Budai-hegységet eltérő kőzetek jöttek létre, az előbbi esetében eocén, oligocén mészkő, márga és homokkő, míg az utóbbi esetében triász mészkő dolomit és márga. A Budai-hegység előterében fekvő Zsámbéki-medence

nyugati részén pliocén (pannon) agyag, homok és kavics, középső és keleti részén miocén agyag és mészkő, déli részén pleisztocén lösz található. A Pesti-síkság és a Gödöllői dombság mezozoós és ópaleozoós vonulatára óholocén futóhomok, folyami homok, kavics és iszap, miocén agyag és mészkő, pliocén (pannon) anyag, homok és kavics, pleisztocén lösz, újholocén öntésiszap és öntéshomok (alluvium) települt (Pécsi-Sárfalvi, 1960). A terület geológiáját az 6. ábrán mutatja.

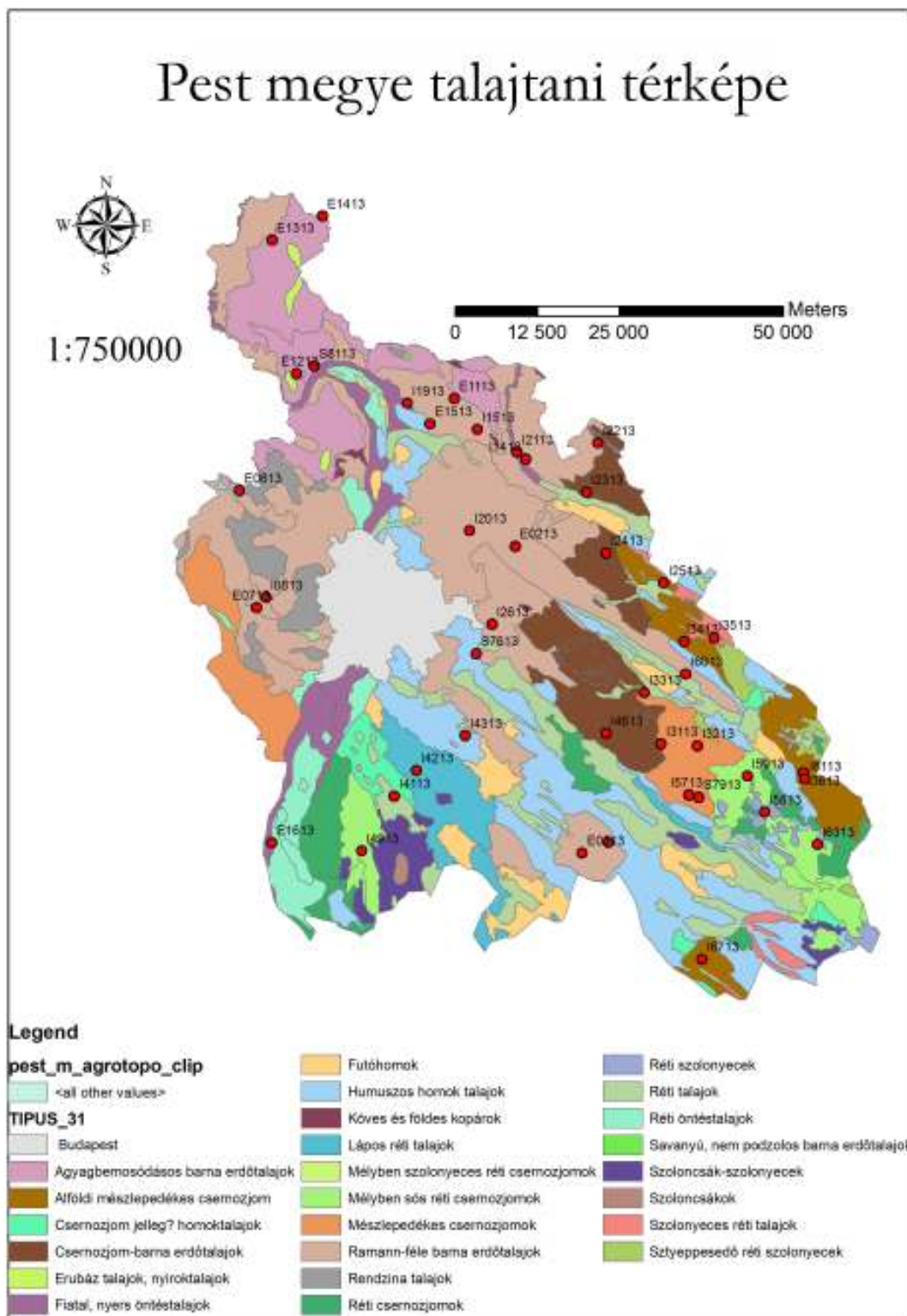
A geológiai adottságok és az irodalomban leírt tapasztalatok alapján a megye északnyugati és a nyugati részen fekvő hegyvidéki (Börzsöny, Visegrádi-hegység, Pilis, Budai-hegység) területeken várunk nagyobb radionuklid tartalmú területeket és a megye keleti oldalán a negyedidőszaki üledékekkel fedett területeken kisebbeket. Az általam vizsgált 43 TIM pont közül 18 homokon, 16 löszön, 3 tarkaagyagon, 2 löszös homokon, 1-1 pedig agyagos homokon, andeziten, homokkőn és dácittufán található (6. ábra).

### ***3.2. A vizsgált terület talajtana***

Az AGROTOPO felmérés szerint az Magyarországon 31 féle talajtípus található, ebből 24 Pest megye területén is előfordul (7. ábra). Legnagyobb elterjedése a különféle homoktalajoknak, valamint a barna erdőtalajoknak van.

Az általam vizsgált 43 TIM pont közül 22 barna erdőtalajokon, 14 csernozjom talajokon, 2 fiatal, nyers öntéstalajon, 3 humuszos homoktalajon, 1-1 lápos réti és réti talajokon található (7. ábra).





7. ábra Pest megye talajtani térképe  
(forrás: AGROTOPO talajtani adatbázis alapján 2002, módosítva)

### **3.3. Mintavételezés**

Az 1992-ből származó 43 TIM szelvény 2, 3, 4 vagy 5 szintből származó mintasorból áll. Így összesen 172 db talajmintát kaptam, amelyeket a genetikai szinteknek megfelelően mintáztak 150 cm mély, 200 cm hosszú és 70-80 cm széles talajszelvényből. A szelvények talajmintáit 30 cm mélységközű egységekre osztottam (0-30 cm, 30-60 cm, 60-90 cm, 90-120 cm, 120-150 cm), a későbbi felhasználás (térkép készítés) céljából. Diplomamunkám során a felső két szint (0-30 cm és 30-60 cm) 118 db talajmintájának radioaktivitását vizsgáltam. 11 TIM pont esetében pedig az egész szelvény vizsgálatát elvégeztem (max. 150 cm mélységig). A TIM pontok elhelyezkedését a geológiai és talajtani térképen láthatjuk (6. és 7. ábra).

## **4. Mérési módszerek**

A 43 TIM pontból származó 118 db talajminta urán-, tórium- és kálium-tartalmát gamma-spektroszkópia módszerével határoztam meg. Emellett megmértem a talajminták radon-exhalációját radonkamrás módszerrel. Majd ebből számítással meghatároztam a talajgáz radon-aktivitáskoncentrációját.

### **4.1. Talajminták radionuklid koncentrációjának meghatározása**

#### **4.1.1. Módszer**

A gamma-spektroszkópia a gammasugárzást is kibocsátó radioaktív izotópok azon sajátságán alapul, hogy a kibocsátott gamma fotonok energiája jellemző az emittáló atommagra. A bomlási sorokban lezajló alfa- és béta-bomlások után számos esetben lép ki gamma foton, mivel a bomlás a leányelem gerjesztett állapotához vezet. Az atommag e gerjesztett állapotból egy, vagy egymás után több gamma kvantum kibocsátásával tér vissza alapállapotba. A detektálás során mindig a félvezető detektor érzékeny térfogatában maradt energiát tudjuk mérni. E leadott energiát a mérendő részecskének (semleges gamma-kvantum) a detektor anyagával való kölcsönhatása határozza meg. A gamma-foton energiája leadódhat a detektorban fotoeffektussal, Compton-szórással és a párkeltést követő annihilációs folyamatban keletkezett két darab 511 keV energiájú

gamma-foton detektálásával. E kölcsönhatások mindegyike egy elektron – illetve a párkeltés esetén plusz egy pozitron – tehát egy vagy két darab egyetlen elemi töltéssel rendelkező részecske keltéséhez vezet. E töltött részecskék mozgási energiája többszöröse a detektor atomjaiban lévő elektronok kötési energiájának. Így egy meglökött elektron (pozitron)  $10^2$ - $10^7$  töltéshordozó párt hoz létre a leadott energiájával arányosan. A félvezető detektor az így létrehozott töltéshordozókat bizonyos idő (~10  $\mu$ s) alatt összegyűjtve jeleníti meg a kimenetén feszültség vagy áram impulzus formájában, amelynek amplitúdója arányos az abszorbeált gamma foton energiájával (Bódizs, 1997).

#### 4.1.2. Folyamatok a detektorban

A kölcsönhatások bekövetkezésének gamma-energiától függő valószínűsége hatáskeresztmetszetekkel írható le. Csak a gamma-fotonok kisebb része adja át teljes energiáját a detektornak fotoeffektus révén. Ehelyett a legtöbb foton Compton-szórás után elhagyja a detektort, ami ilyenkor csak a "meglökött" elektronokat észleli az ún. Compton-tartományban, pedig az aktivitás számítása során csak a fotoeffektussal elnyelődött energiákat vesszük figyelembe (Bódizs, 1997).

A **fotoeffektus** - amelynek során a gamma-foton teljes energiáját átadja a detektoranyag valamelyik kötött elektronjának, tehát teljesenergia-csúcsot hoz létre – hatáskeresztmetszete (bekövetkezési valószínűsége):

$$\mu_f = N \cdot Z^5 (E_\gamma)^{-3.5}$$

ahol: N = az anyag atomsűrűsége,

Z = a detektoranyag rendszáma.

Tehát a fotoeffektus bekövetkezési valószínűsége a rendszám 5. hatványával arányos.

A **Compton-szórás** szabad és kvázi-szabad elektronon (a detektorokban általában kötött  $e^-$ -ok vannak, de a kötési energia sokkal kisebb, mint  $E_\gamma$ , így az  $e^-$  könnyen kiszabadulhat az atomból és szabadnak tekinthető) is létrejöhet (Bódizs, 1997).

A **párikeltés** során a beeső gamma foton energiája a detektor anyag valamely atommagjának erőterében egy elektron-pozitron párrá alakul -  $2 mc^2 = 1,022$  MeV

küszöbenergia fölött jöhet létre, mivel ennyi a pozitron + elektron nyugalmi tömegének megfelelő energia. Ha  $E_\gamma > 1,022$  MeV, a maradék energia az elektron és pozitron kinetikus energiájára fordítódik. A pozitron később egyesül egy elektronnal annihiláció ("megsemmisülés") következik be és két 0,511 MeV-es foton jelenik meg, amelyek iránya egymáshoz képest  $180^\circ$ .

A három kölcsönhatási folyamat eredménye a gamma sugárzás abszorpciója a teljes általa megtett úthossz alatt:

$$I = I_0 \cdot e^{-\mu x}$$

ahol  $\mu$  = az ún. lineáris gyengítési együttható ( $\text{cm}^{-1}$ )

$x$  = az abszorbeáló rétegvastagság (cm),

$I_0$  = a kezdeti intenzitás

$I$  = az abszorbens utáni intenzitás

Ez azt jelenti, hogy egy foton  $e^{-\mu x}$  valószínűséggel nyelődik el  $x$  úthossz megtétele után (Bódizs, 1997).

#### 4.1.3. A mérés menete

A talajminták radioizotópjainak aktivitását egy GC1520-7500SL típusú HPGe (nagy tisztaságú germánium) félvezető detektorral mértem (energia-felbontóképessége 1MeV mellett 100 keV, lineáris méretei  $\sim 5$  cm). A detektor egy kb. 10 cm vastag ólom toronyban helyezkedik el, amelynek az a szerepe, hogy csökkentse a környezetből jövő természetes és mesterséges háttérsugárzást (8. ábra). A mérés során a gamma-sugárzás energiaspektrumát vesszük fel meghatározott ideig. Ehhez rendelkezésre áll egy személyi számítógép és egy CAMAC spektroszkópai analizátor modul.

A méréshez a talajmintákat eredeti állapotukban (1992-ben vett, papírdobozban tárolva tehát kiszáradva) ún. radonkamrába tettem, amely egy 3,5 cm sugarú 8 cm magas tetején 2 csappal ellátott henger alakú alumínium edény (8. ábra). Ebben a kamrában helyeztem a detektor fölé a talajmintákat és minden esetben minimum 16 órás mérést végeztem.



8. ábra A HPGe detektor és ólomtorony, egy mintatartó kamrával vizsgálat előtt

#### 4.1.4. Kiértékelés menete

A spektrum kiértékelése a teljesenergia-csúcsok alapján a következő lépésekben történik: energia kalibráció után csúskeresés, (multiplett csúcsok elhagyása), izotópazonosítás, csúcsterület számítás, aktivitás, majd fajlagos aktivitás számítás. A fajlagos aktivitás értékeket a Mellékletben ismertetett módszer alapján váltottam át ppm-re. Az  $^{238}\text{U}$  aktivitását a  $^{226}\text{Ra}$  (186 keV) és a  $^{214}\text{Bi}$  (609 keV) csúcsából, a  $^{232}\text{Th}$  aktivitását az  $^{228}\text{Ac}$  (911 keV) és a  $^{208}\text{Tl}$  (2614 keV) csúcsából, míg a  $^{40}\text{K}$  aktivitását az 1460 keV-es csúcsból határoztam meg (1. táblázat). A kiértékelés során feltételezzük, hogy az  $^{238}\text{U}$  és a  $^{226}\text{Ra}$  között fennáll a radioaktív egyensúly.

Az aktivitást a következő képlet alapján számítottam (Bódizs, 1997):

$$A = (T/t - \text{Tháttér}/\text{tháttér}) / (\eta I)$$

ahol  $A$  = keresett aktivitás

$T$  = mért csúcsterület

$\eta$  = teljesenergia-csúcshatásfok

$I$  = gammafoton relatív intenzitása

$t$  = mérési idő

A csúcs alatti terület számításához először Gauss illesztést végeztünk az egyes kalibrált energiákra. Ezt az illesztést csak arra használtuk, hogy megkapjuk a csúcs pontos helyét. A meghatározott területet minden esetben az illesztett középpont körüli  $\pm 3\sigma$  tartományban beérkezett valódi beütések összegéből határoztuk meg. Az illesztés további eredménye, hogy megkapjuk a lineáris háttérrel és a háttér beütéseket ez alapján vontuk ki:

$$T=B-H$$

ahol: B = átlag  $\pm 3\sigma$  tartományban beérkezett beütések száma

H = háttér beütéseinek száma az illesztésből

A különböző energiájú fotonokhoz tartozó relatív intenzitás értékeket a NUCLIDES2000 nevű szotverből olvastam ki (1. táblázat). A 186 keV-os csúcs esetében azonban nem csak a  $^{226}\text{Ra}$ -ból származó fotonok csúcsa jelenik meg, hanem 57,42% valószínűséggel a  $^{235}\text{U}$  csúcsai is, ezért ennek részarányát le kell vonni a csúcsterületéből. Mivel tudjuk, hogy a  $^{235}\text{U}$  0,7%-a az összes uránnak és ismerjük mindkét izotópra a relatív intenzitást és felezési időt, könnyen kiszámíthatjuk a helyes intenzitás értéket, ha fennáll a radioaktív egyensúly az urán és a rádium között.

Energia (keV)	Izotóp	Gamma-foton relatív intenzitása	Sor
143	$^{235}\text{U}$	0,105	$^{235}\text{U}$
186	$^{226}\text{Ra}$	0,0328, korrekció után: 0,0591	$^{238}\text{U}$
	$^{235}\text{U}$	0,5724	$^{235}\text{U}$
609	$^{214}\text{Bi}$	0,4689	$^{238}\text{U}$
911	$^{228}\text{Ac}$	0,29	$^{232}\text{Th}$
1001	$^{234\text{m}}\text{Pa}$	0,00589	$^{238}\text{U}$
1460	$^{40}\text{K}$	0,1067	
2614	$^{208}\text{Tl}$	0,359	$^{232}\text{Th}$

1. táblázat A talajmintákban meghatározott izotópok és a relatív intenzitások  
(forrás: NUCLIDES 2000)

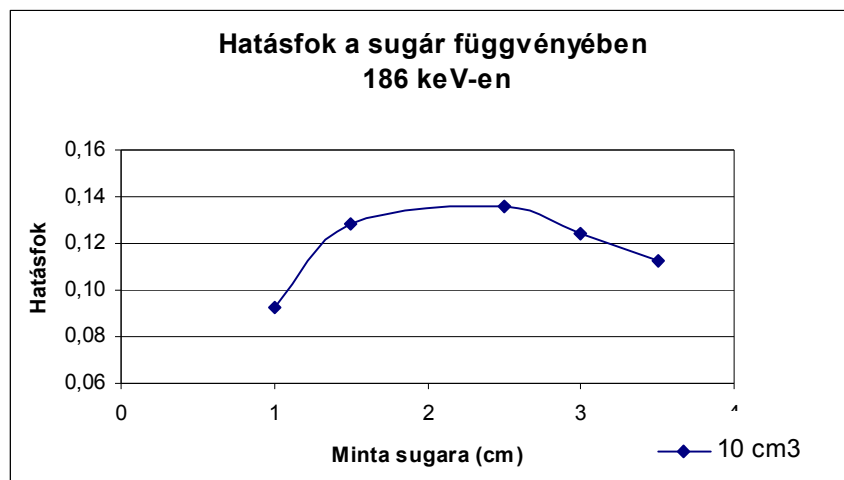
A hatásfok megadja, hogy a sugárforrásból kibocsátott, adott energiájú, összes gamma-fotonból mennyi kerül regisztrálásra a teljesenergia-csúcsban. Azt, hogy a detektor egy adott energiánál mekkora hatásfokkal mér, számos tényező befolyásolja,

értéke nem 100%. Ennek oka az önelyelődés, nem a detektor anyagában való elnyelődés, Compton-szórás és az annihiláció (a párkeltést követően keletkezett elektron-pozitron elnyelődése) miatt (Bódizs, 1997).

A csúcshatásfokot Monte-Carlo szimulációval számítottam. E módszer lényege, feltételezzük, hogy egy a mintában keletkezett gamma-foton a tér minden irányába ugyanakkora valószínűséggel lép ki. A szimuláció során a szoftver fotonokat generál és - számításba véve a három korábban említett kölcsönhatást - kiszámolja annak a valószínűségét, hogy a keletkezett gamma-foton fotoeffektussal nyelődik el a detektorban. A program segítségével számolt csúcshatásfok értékének meghatározásához szükség van az alább felsorolt adatokra:

- minta magassága a mintatartóban
- minta sugara a mintatartóban
- minta detektortól való távolsága
- milyen energiá(k)ra szeretnénk számolni a hatásfokot
- mintát alkotó molekula tömege
- minta sűrűsége
- molekulában lévő elemek rendszáma és darabszáma

Mivel a talajmintákat nem roncsolhattam, olyan állapotban tettem a kamrákba ahogyan a lelőhelről kivették. Így az amorf alakjuk miatt nem lehetett megadni a sugár illetve magasság értékeiket, ezért úgy számoltam mintha a minta homogéne lenne eloszlata a kamrában és az így számolt magasságot vettem figyelembe. Annak kiderítésére, hogy ez mekkora hibát jelent a hatásfok számító programot többféle esetre lefutattam és megnéztem a szisztematikus hibáját. Tehát egy fix ( $10 \text{ cm}^3$ ) térfogatú minta, különböző sugarú és ennek következtében eltérő magasságú eseteire (9. ábra). Mivel az általam vizsgált talajminták térfogat értékei  $10\text{-}20 \text{ cm}^3$  között változnak és mivel egyik talajminta darabkája sem kisebb  $1 \text{ cm}$ -nél és nem nagyobb  $3,5 \text{ cm}$ -nél, e paraméterekre végeztem el a szimulációt. Az eredmények azt mutatják, hogy a hatásfok a  $12\% \pm 2\%$  között változik, ami  $15\%$ -os szisztematikus hibát jelent a hatásfok értékében.



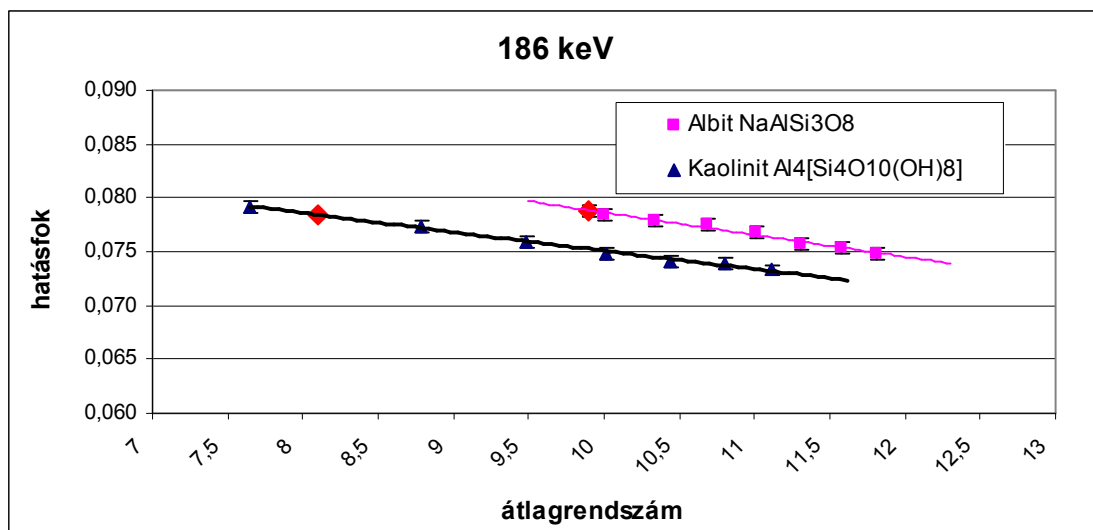
9. ábra Adott térfogatú minta eltérő sugarú (és magasságú) eseteire végzett szimuláció

A minták talajtani különbözősükből eredően eltérő átlagrendszámmal és össztömegszámmal rendelkeznek, amit nem tudunk, mivel nem ismerjük a talajminták pontos kémiai összetételét, de a talajok típusa sok esetben azonos, ezért hasonló összetételt várunk. Pontosabb adatok ismerete hiányában a minták elemösszetételét egyenlőnek tekintettem a Condie (1993) által a felső kontinentális kéregre meghatározott átlagos elemösszetétellel (2. táblázat) (in <http://earthref.org/cgi-bin/er.cgi?s=germ-s0-main.cgi>). Azonban ezt a vegyes összetételt a különböző súllyal szereplő ásványok miatt nem lehet a programba beírni, ezért ezen elemekre számolt átlagrendszámot  $Z=13,63$  és tömegszámot  $A=27,75$  vettem alapul a hatásfokszámítások során.

<b>SiO<sub>2</sub></b>	64,8
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,7
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16,9
<b>FeOT</b>	5,67
<b>MgO</b>	2,86
<b>CaO</b>	3,63
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1,14
<b>K<sub>2</sub>O</b>	3,97
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,13
<b>Összesen</b>	99,8

2. táblázat A kontinentális felsőkéreg átlagos elemösszetétele tömeg%-ban Condie (1993) nyomán  
(forrás: <http://earthref.org/cgi-bin/er.cgi?s=germ-s0-main.cgi>)

Azt, hogy mekkora hibát jelent, ha átlagos adatokat veszünk figyelembe, az eredeti összetételből, a szoftver által számított érték helyett, Monte Carlo szimulációval vizsgáltam. Sokszor lefutattam a programot, az általam kiválasztott, a talajban gyakran előforduló két ásvány (albit-földpát, kaolinit-agyagásvány) elemösszetételének megfelelően. A hatások számító programnak meg lehet adni, hogy melyik rendszámából hány fordul elő az ásvány/kőzetben, de átlagrendszámot is meg lehet adni, ez esetben 1 db atomból álló molekulát adunk meg. Minden esetben először átlagrendszámmal számoltam (amit változtattam). Az ezekből kapott hatások értékeit az átlagrendszám függvényében ábrázolva kaptuk a 10. ábrát. Utána pedig külön-külön megadtam az ásványok összetételét részletesen (rendszám-darabszámokat) és az így kapott eredményt ráillesztettem a görbére. Ahol metszi az x tengelyt, azt a rendszámot vettem a program által számolt átlagrendszámnak. Az így számolt átlagrendszám visszaadta a molekula (összetétel) atomjai rendszámának számtani közepét.

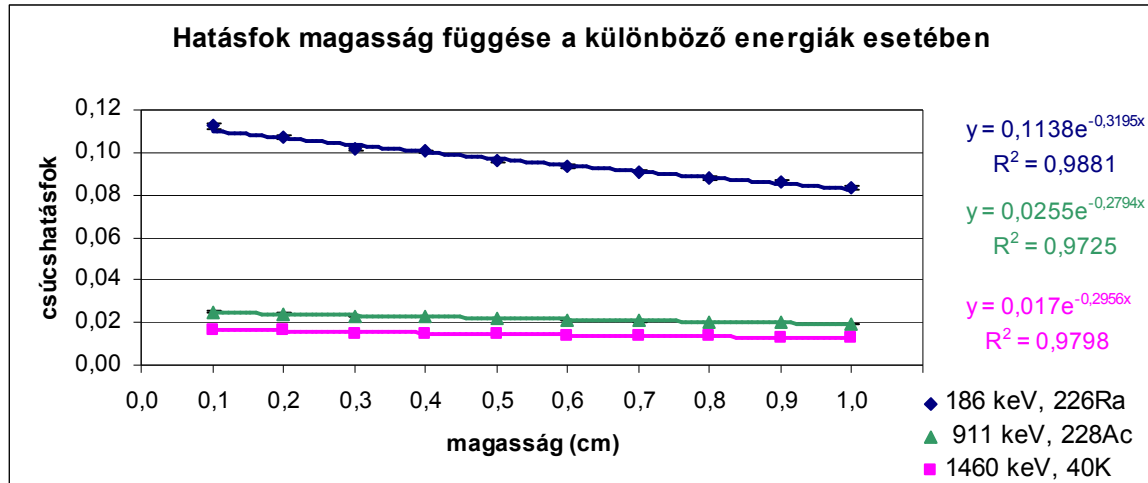


10. ábra A hatások rendszámfüggése albitra és kaolinitre.

A piros pontok a pontos ásványi összetétel megadása után kapott eredményt jelentik

Az aktivitás számításához keresett hatások így már csak a minták magasságától függ, ezért hogy ne kelljen mind a 118 talajmintára külön hatások szimulációt végezni, minden energiára meghatároztam különböző magasságok esetén (0,1-1 cm-ig 0,1 cm-enként) a hatásokat és a kapott értékekre exponenciális görbét illesztve megkaptam a hatások magasságfüggésének egyenletét minden gamma-foton energiához

(11. ábra). A továbbiakban, a magasság értékeket ebbe az egyenletbe helyettesítve számítottam a hatásfokot a különböző talajmintákra.



11. ábra A hatásfok magasság függése a különböző energiák esetében

A program egyik bemenő paramétere a sűrűség. Ez azért fontos, hogy megtudjuk, hogy a mintában egy adott úton hány db atom helyezkedik el, ami el tudja nyelni a fotont (tehát önnyelődéshez vezet). Mivel nem ismerjük a minták pontos elemösszetételét, a sűrűségüket sem tudjuk. A talajban a talaj sűrűségére kétféle értéket különböztetnek meg. Az egyik a **térfogattömeg** ( $\rho$ ) amely a 105°C-on szárított, bolygatatlan szerkezetű talaj fajlagos tömege (az egységnyi térfogatú száraz talaj tömege), azaz

$$\rho = m/V \text{ [g/cm}^3\text{]}$$

ahol:  $m$  = a vizsgált talajminta száraz tömege,  $V$  = a minta térfogata

A térfogattömeg a lazítástól/tömörítéstől függően, ugyanazon talaj esetében is lényegesen változhat, ezért a rendszer pillanatnyi állapotára jellemző értéket ad. Átlagértéke: 1,45 g/cm<sup>3</sup>.

A másik, a sűrűség ( $\rho_{sz}$ ) a szilárd fázist alkotó anyagok (részecskék) egységnyi térfogatának tömege (a szilárd fázis fajlagos tömege). Mivel az ásványi rész túlnyomó többségét alkotó szilikátok sűrűsége egymáshoz hasonló, a talajok sűrűsége (fajsúlya) nem mutat olyan nagy eltéréseket, mint a térfogattömeg. Általában 2,6-2,65 g/cm<sup>3</sup> körüli. A sűrűséget tehát nem a rendszer állapota hanem anyagi minősége szabja meg (Stefánovits, 1999).

A definíciók alapján az általam vizsgált talajminták esetében a térfogattömeg reprezentálja a minta sűrűségét. A '92-es felmérés során meghatározták a talajminták térfogattömegét is. A hatásfok szimuláció során ezekkel az értékekkel számoltam.

## 4.2. Talajminták radon-exhalációjának meghatározása

### 4.2.1. Módszer

A talajminták fajlagos radon-exhalációját radonkamrás méréssel, RAD7 radondetektor segítségével vizsgáltam. A fajlagos radon-exhaláció megadja, hogy 1 kg tömegű mintából hány darab radon atom lép ki időegység alatt. Mértékegysége db/s\*1/kg = Bq/kg.

A RAD7 radonmonitor egy szilícium-félvezető detektort tartalmaz, amely a radon leányelemeinek bomlását detektálja és megkülönbözteti a kibocsátott alfa-részecskék energiája alapján. A radon aktivitás-koncentrációját az első leányelemektől származó beütések számának segítségével határozzuk meg, ez radon esetében a  $^{218}\text{Po}$ , toron esetében a  $^{216}\text{Po}$ .

A detektor a 0-10 MeV-es alfa-részecskéket tudja detektálni. 200 csatornába osztja a beütéseket az alfa-energiájuk alapján, ezek mindegyike 0,05 MeV-os energiasávot fog át. Négy ablakot figyelünk: A, B, C és D ablakot, amelyek kb. 20-20 csatornát tartalmaznak (3. táblázat). A radon aktivitás-koncentrációját az A ablak beütésszámából határozza meg, a  $^{212}\text{Bi}$  korrekcióba vétele után.

Ablak	Csatorna	Energia-tartomány (MeV)	Detektált izotóp	$\alpha$ -részecske energiája (MeV)	Anyaelem
A	108-128	5,40-6,40	$^{218}\text{Po}$ , és $^{212}\text{Bi}$	6,00 és 6,05	radon és toron
B	128-148	6,40-7,40	Po216	6,78	toron
C	148-168	7,40-8,40	Po214	7,69	radon
D	168-188	8,40-9,40	Po212	8,78	toron

3. táblázat A RAD7 ablakjaiba érkező alfa-részecskék energiája, detektált izotópjai, az alfa részecskék energiája, valamint anyaelemei  
(forrás: DurrIDGE Company Inc. (2000): RAD7 RADON DETECTOR Owner's Manual, p.

#### 4.2.2. A mérés menete

A talajmintát a gamma spektroszkópiás mérés előtt a korábban említett radonkamrába zártam. Majd a gamma-mérés elvégzése után megvártam, míg kialakul a talajminta feletti levegőben a szekuláris egyensúly a  $^{226}\text{Ra}$  és  $^{222}\text{Rn}$  között, tehát azt az állapotot, amikor a bomló atommagok száma megegyezik a keletkezett magok számával, tehát a  $^{226}\text{Ra}$  aktivitása megegyezik a  $^{222}\text{Rn}$  aktivitásával. A kamrába zárt levegő radon aktivitása a lezárás után a feltöltődési egyenlet szerint nő, a következő összefüggés szerint:

$$A = E \cdot (1 - e^{-\lambda t}),$$

ahol  $A$  az aktivitás [Bq],  $E$  az exhaláció [Bq = db/s],  $\lambda$  a  $^{222}\text{Rn}$  bomlási állandója [1/s] és  $t$  az eltelt idő [s]. Az egyensúly akkor áll be, amikor  $A = E$  a mérési hiba pontosságán belül. Ez akkor valósul meg, amikor  $e^{-\lambda t}$  tag elhanyagolhatóvá válik. Tehát 3%-os pontossággal elérjük az egyensúlyt, ha

$$e^{-(\lambda_1 - \lambda_2)t} < 0,03$$

Ez akkor valósul meg, ha

$$t > T_{1/2} \cdot 5$$

Tehát ha a leányelem felezési idejének több mint ötszöröséig (ami a radon esetében  $5 \cdot 3,82$  nap = 19 nap) lezárjuk a kamrát, 3% pontossággal már beáll az egyensúly, tehát nem emelkedik tovább az aktivitáskoncentráció a kamrában. Ezért a kamrát a mérés előtt 3 hétre lezártam. Három hét eltelte után a mintát tartalmazó kamrát műanyag csövekkel páralekötő egységen keresztül a RAD7 detektorhoz csatlakoztattam (12.ábra) és legalább 17 db 15 perces mérést végeztem. Ezzel mértem a kamra levegőjében kialakuló radon-koncentrációt:  $C_{\text{mért}}$  [Bq/m<sup>3</sup>].



12. ábra A radon-exhaláció mérési elrendezése.  
Balról jobbra: RAD7 detektor, páralekötő egység, radonkamra, műanyag csővel összekötve

A radon aktivitáskoncentrációját a leányeleme, a  $^{218}\text{Po}$  által kibocsátott alfa-részecskék segítségével határozzuk meg. Ez a Po izotóp 15 perc alatt felveszi a radon aktivitásának értékét, mert a felezési ideje 3 perc körül van és így 15 perc ( $5 \cdot 3$  perc) alatt beáll a szekuláris egyensúly a radon és a  $^{218}\text{Po}$  között. Tehát a mérés első 15 percének adatát el kell hanyagolnunk és a többi átlagával kell számolnunk. Továbbá a kamrát a detektorhoz csatlakoztatva megnő a térfogat, ami hígulást okoz, ezért ezt korrekcióba kell venni. Ezt a következő egyenlet alkalmazásával tettem meg:

$$C_{\text{levegő}} = C_{\text{mért}} + (C_{\text{mért}} * V_{\text{detektor}}/V_{\text{nettó}}) - (C_{\text{háttér}} * V_{\text{detektor}}/V_{\text{nettó}}),$$

ahol  $C_{\text{levegő}}$  a kamrában kialakuló tényleges aktivitáskoncentráció [ $\text{Bq}/\text{m}^3$ ],  $C_{\text{mért}}$  a mért aktivitáskoncentráció [ $\text{Bq}/\text{m}^3$ ],  $C_{\text{háttér}}$  a helyiségben lévő aktivitáskoncentráció, amely a detektorban és a csövekben is megtalálható [ $\text{Bq}/\text{m}^3$ ],  $V_{\text{detektor}}$  a detektor és a csatlakozó csövek térfogata [ $\text{m}^3$ ] és  $V_{\text{nettó}}$  a kamra térfogata mínusz a minta térfogata [ $\text{m}^3$ ]. A kamrában lévő aktivitás [ $\text{Bq}$ ] egyenlő lesz az aktivitáskoncentráció [ $\text{Bq}/\text{m}^3$ ] és a kamra nettó térfogatának [ $\text{m}^3$ ] szorzatával (<http://ludens.elte.hu/~akos/sflab/>).

Egyensúlyban az aktivitás egyenlő az exhalációval, így az exhaláció a következőképpen számolható ki:

$$A = E = C_{\text{levegő}} * V_{\text{nettó}}$$

ahol E az exhaláció [Bq=db/s],  $C_{\text{levegő}}$  a kamrában kialakuló aktivitáskoncentráció [Bq/m<sup>3</sup>] és  $V_{\text{nettó}}$  a kamra térfogata mínusz a minta térfogata [m<sup>3</sup>]. Ebből a minta tömegének figyelembevételével számolhatjuk a fajlagos radonexhalációt [Bq/kg]. (<http://ludens.elte.hu/~akos/sflab/>).

### 4.3. Talajgáz radon-koncentrációjának meghatározása

A talajgáz radon-aktivitáskoncentrációjának meghatározására nem végeztem terepi méréseket, hanem számítással becsültem, a TIM pontokból származó talajminták radon-exhalációjából.

A talaj leírására a következő paraméterek szolgálnak (A fogalmakat A kiértékelés menete c. alfejezetben ismertettem):

$$p \text{ (porozitás)} = V_{\text{pórus}}/V_{\text{összes}}$$

$$\rho \text{ (térfogattömeg)} = \text{tömeg}/V_{\text{összes}}$$

$$\rho_{\text{sz}} \text{ (sűrűség)} = m/(V_{\text{összes}}-V_{\text{pórus}})$$

A porozitást szeretnénk kiszámolni, ehhez a térfogattömeget tudjuk (MTA TAKI), a sűrűséget 2,6-nek vesszük. Ezek alapján:

$$\rho/\rho_{\text{sz}} = m/V_{\text{összes}} * (V_{\text{összes}}-V_{\text{pórus}})/m = (V_{\text{összes}}-V_{\text{pórus}})/V_{\text{összes}} =$$

$$1-V_{\text{pórus}}/V_{\text{összes}} = 1-p$$

$$p = 1-(\rho/\rho_{\text{sz}})$$

A fajlagos exhalációt mérjük, amiből a talajban egy V térfogatú m tömegű talaj teljes exhalációját kiszámíthatjuk:

$$\varepsilon \text{ (fajlagos exhaláció)} = E/m$$

Ez azt jelenti, hogy ebben a V térfogatban lévő  $V_p$  pórustérbe 1 s alatt E radon atom lép be. Egyensúlyban annyi el is bomlik:

$$A = E = \varepsilon \cdot m$$

Ez az aktivitás a  $V_{\text{pórus}} = p \cdot V$  térfogatú pórustér levegőjének aktivitása. Az aktivitáskoncentráció:

$$\begin{aligned} A/V_{\text{pórus}} &= E/V_{\text{pórus}} = E/m \cdot m/V_{\text{pórus}} = \\ \varepsilon \cdot M/p \cdot V &= \varepsilon \cdot \rho \cdot p = c_{\text{talajgáz}} \end{aligned}$$

Ezen módszer alapján becsüljük a talajgáz radon-aktivitáskoncentrációját.

#### 4.4. Térképkészítés

Az eredményeimet, ahol lehetett térképi ábrázolással szemléltetem. A térképeket Golden Software Surfer 8 programmal, krígeléses módszerrel szerkesztettem. Ez a módszer izovonalas térképet készít a meglévő pontokhoz tartozó eredményekből. Ezáltal azokra a területekre is becsül adatokat, ahol viszonylag kicsi a mintasűrűség, amit a térképek értelmezésekor figyelembe kell venni.

## 5. Eredmények

### 5.1. Gamma – spektroszkópia eredményei

Gamma spektroszkópia módszerével a 43 TIM szelvény felső két szintjében (0-30 cm és 30-60 cm), 11 TIM esetében az egész szelvényben meghatároztam a radionuklidok koncentrációját. A felső két szint átlagos radionuklid koncentrációját tartalmazza az 4. táblázat. A táblázatból látszik, hogy egyik radionuklid tekintetében sem volt különbség a két mélységköz között.

Mélység (cm)	<sup>238</sup> U		<sup>232</sup> Th		K		
	Bq/kg	ppm	Bq/kg	ppm	Bq/kg ( <sup>40</sup> K)	ppm	m/m%
0-30 cm	32	<b>2,6</b>	20	<b>4,9</b>	256	8503	<b>0,86</b>
0-60 cm	31	<b>2,5</b>	20	<b>5,0</b>	248	8249	<b>0,84</b>

4. táblázat Talajminták átlagos urán-, tórium- és káliumtartalma a 43 TIM pont felső két szintjében (bizonytalanság ~20%)

### 5.1.1. Uránkoncentráció

A 0-30 cm-es szint talajmintáiban mért uránkoncentrációkból szerkesztett izovonalas térképet és a TIM pontok elhelyezkedését az 13. ábra mutatja. Ebben a szintben az átlagos uránkoncentráció 2,6 ppm. Ettől két terület tér el jelentősen. A megye északnyugati részén, Márianosztrától 10 km-re délre lévő kiemelkedő koncentrációt egy TIM pontnál (E1213) kapott 6,7 ppm mérési eredmény okozza, amely löszön és barna erdőtalajon található. Az északkeleten lévő nagyobb koncentráció már három mérési pontban is kimutatható (E1113 - 5,4 ppm, I1503 - 3,35 ppm, E1513 - 4,51 ppm) ezek szintén löszön és barna erdőtalajon, valamint az E1513 humuszos homoktalajon, ami az ún. törökbálinti homokkőn található. Ez a terület Szód, Váchartyán és Rád között terül el.

A 30-60 cm-es szint talajmintáiban mért uránkoncentrációkból szerkesztett izovonalas térképet és a TIM pontok elhelyezkedését az 14. ábra mutatja. Az átlagos uránkoncentráció 2,5 ppm. A megye középső részén, a Gödöllői-dombság területén lévő nagyobb koncentrációjú területet több mérési pont adja (E1113, E1513, I2313, I2413, I2613, I3113, I3313). Ezekben a pontokban az urán koncentráció 3,7-6,6 ppm között változik. A délkeleti régióban (Bugac közelében), szintén kimutatható egy viszonylag nagyobb koncentrációjú terület (I5813, I6313, I6713) (3,5-4 ppm).

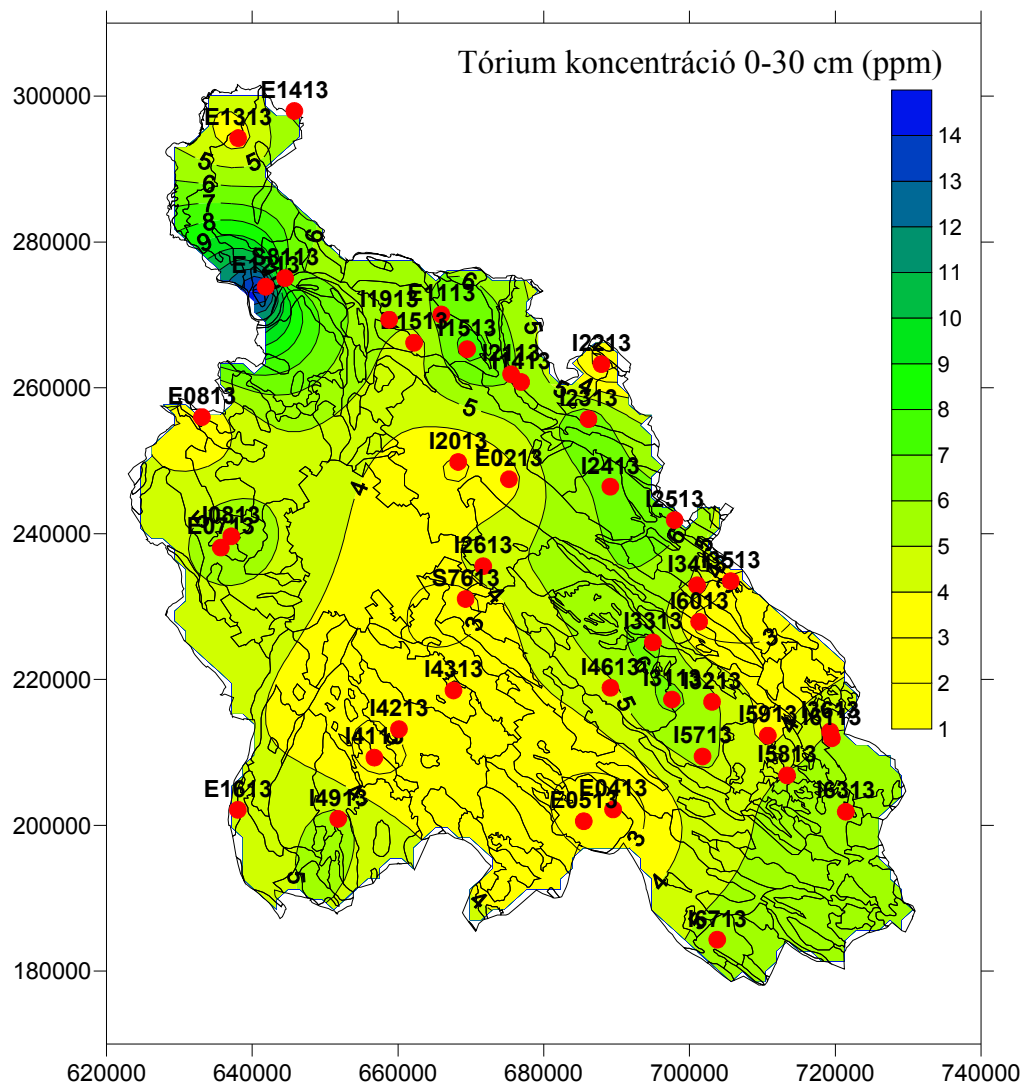
Mindkét szint esetében kimutatható a megye keleti felén húzódó északnyugat-délkelet csapású vonal, amely mentén nagyobb koncentráció értékek figyelhetőek meg.



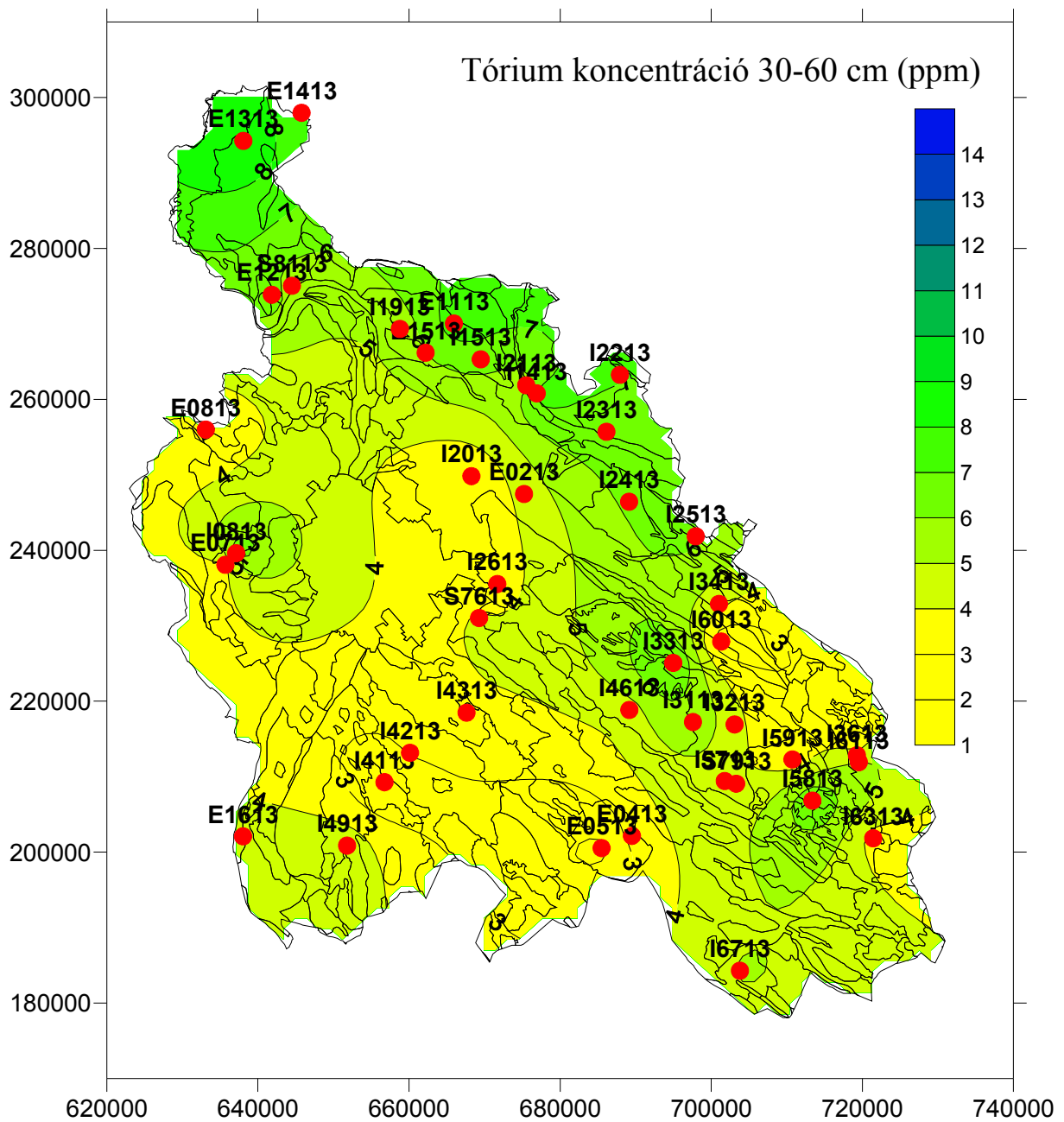


### 5.1.2. Tóriumkoncentráció

A 0-30 cm és 30-60 cm-es szintek talajmintáiban mért tóriumkoncentrációkból szerkesztett izovonalas térképet és a TIM pontok elhelyezkedését az 15. és 16. ábra mutatja. A 0-30 cm-es szintben az átlagos tóriumkoncentráció 4,80 ppm, a 30-60 cm-es szintben 4,85. A 0-30 cm-es szintben itt is jelen van az urán esetében azonosított nagy koncentrációjú terület az E1213-as TIM pontban. A 30-60 cm-es szintben nem tapasztalható anomália, viszont a megye keleti felén húzódó ÉNY-DK irányú vonal itt is megfigyelhető.



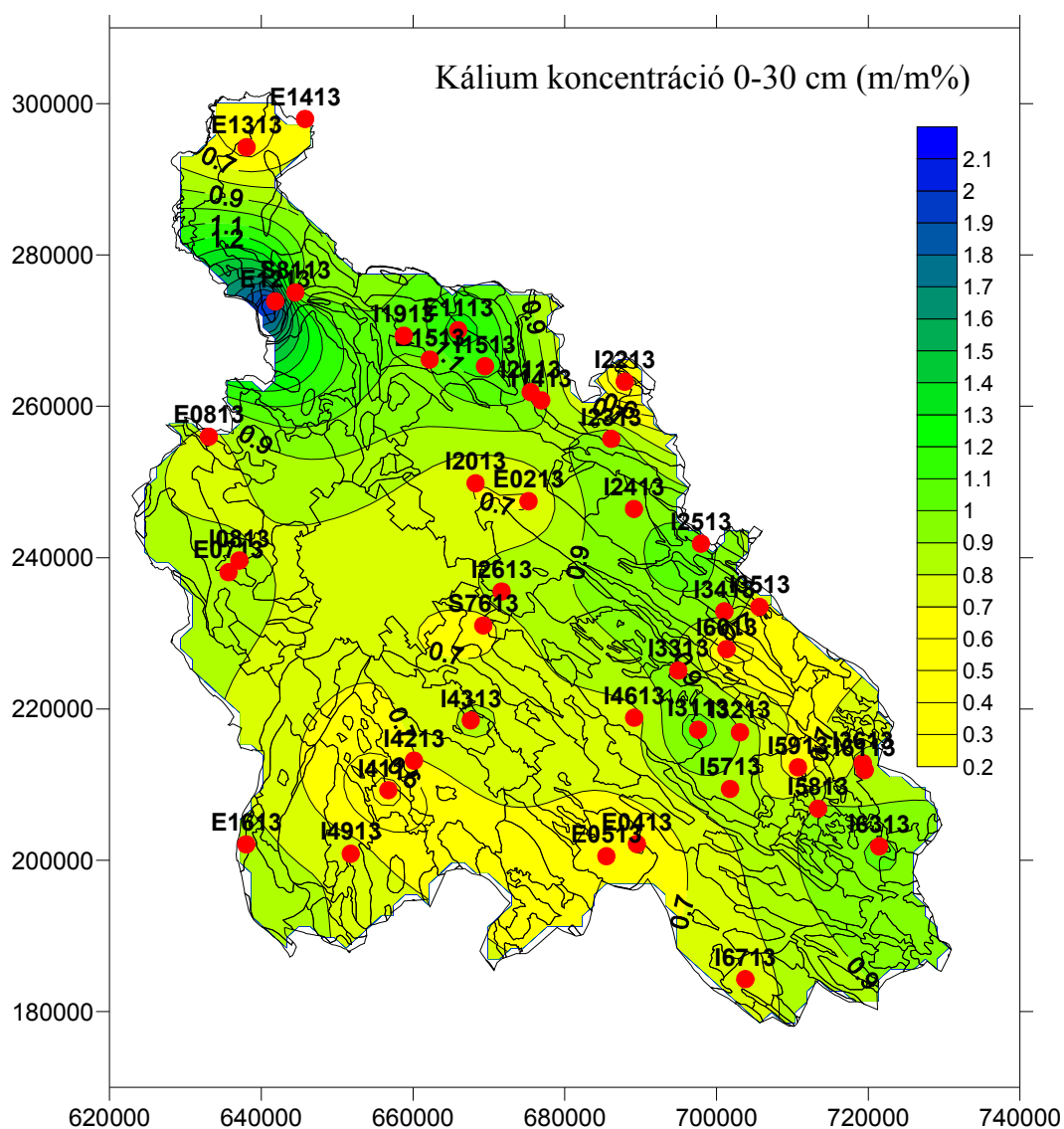
15. ábra Pest megye talajainak 0-30 cm mélységre mért tórium térképe



16. ábra Pest megye talajainak 30-60 cm mélységre mért tórium térképe

### 5.1.3. Kálium koncentráció

A 0-30 cm és 30-60 cm-es szintek talajmintáiban mért káliumkoncentrációkból szerkesztett izovonalas térképet és a TIM pontok elhelyezkedését az 17. és 18. ábra mutatja. Az átlag kálium koncentráció 0,86 m/m% és 0,85 m/m%. A 0-30 cm-es szintben szintén megtalálható az E1213-as TIM pontban lévő anomália. Az urán és tórium esetében azonos nagyobb koncentrációkkal jellemezhető terület a megye keleti felén, a kálium térképeken is megjelenik.

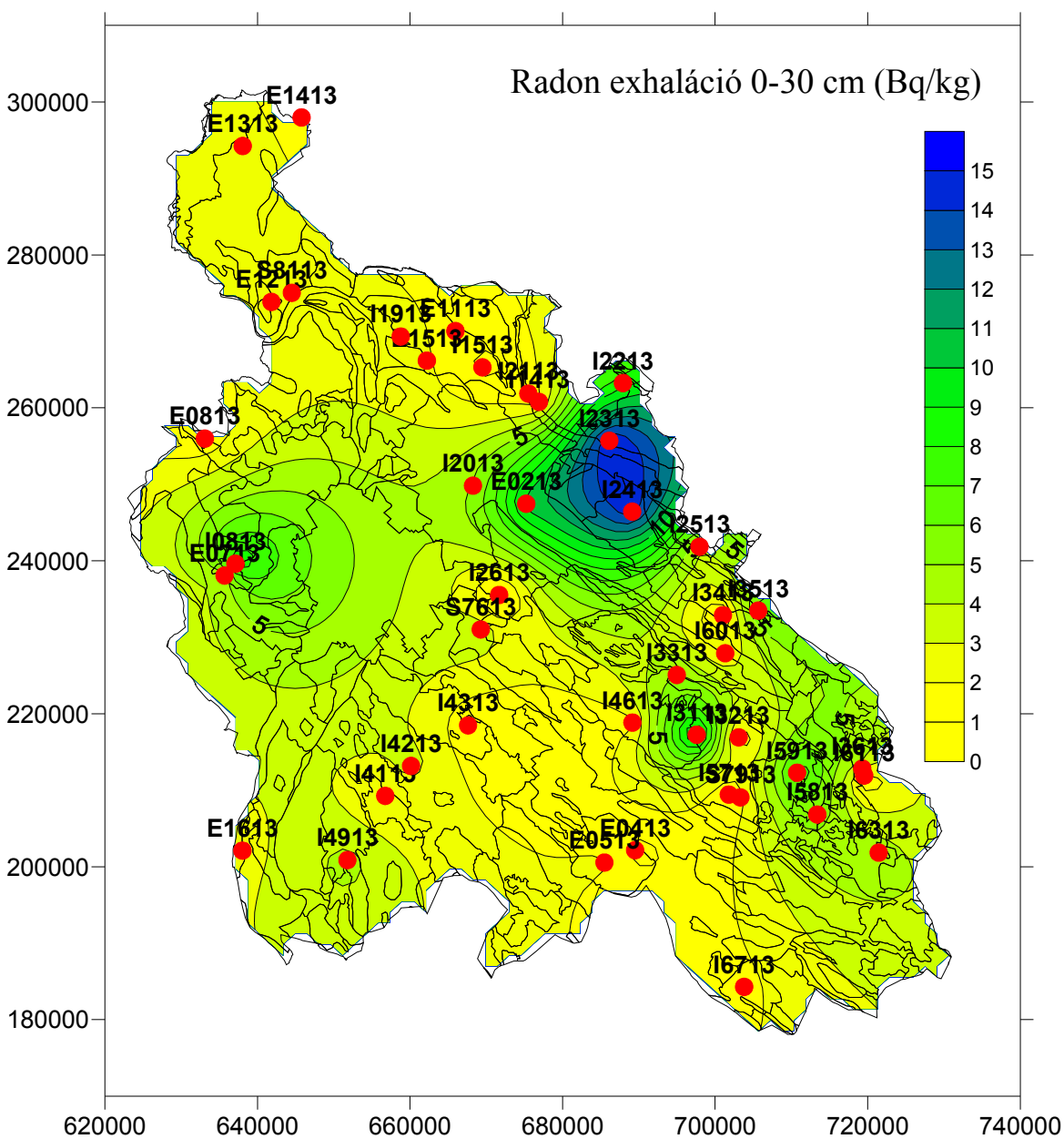


17. ábra Pest megye talajainak 0-30 cm mélységre mért kálium térképe

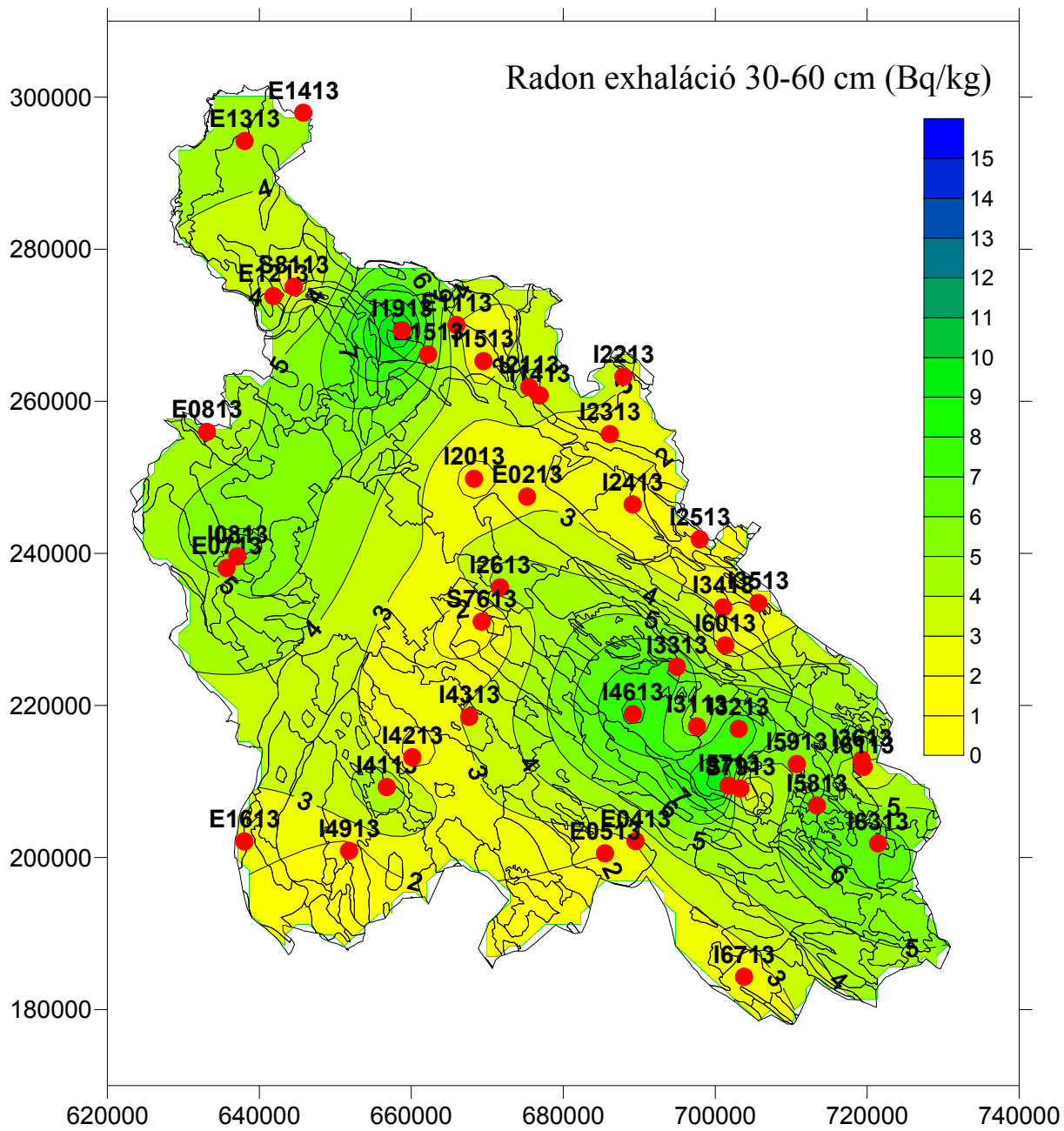


## 5.2. Radon-exhaláció

A két szintből származó talajminták radon-exhalációjából szerkesztett térképeket az 19. és 20. ábrákon láthatjuk. A két térkép hasonló eredményt mutat. Az E0213 I2313, I2413-as TIM pontokkal körbezárt területen – Aszód környéke - nagymértékben eltér egymástól. Ezen a területen a 0-30 cm-es szintben egy pozitív anomália figyelhető meg. Az itt kapott radon-exhaláció értékek: 10 Bq/kg, 14,5 Bq/kg és 15 Bq/kg.



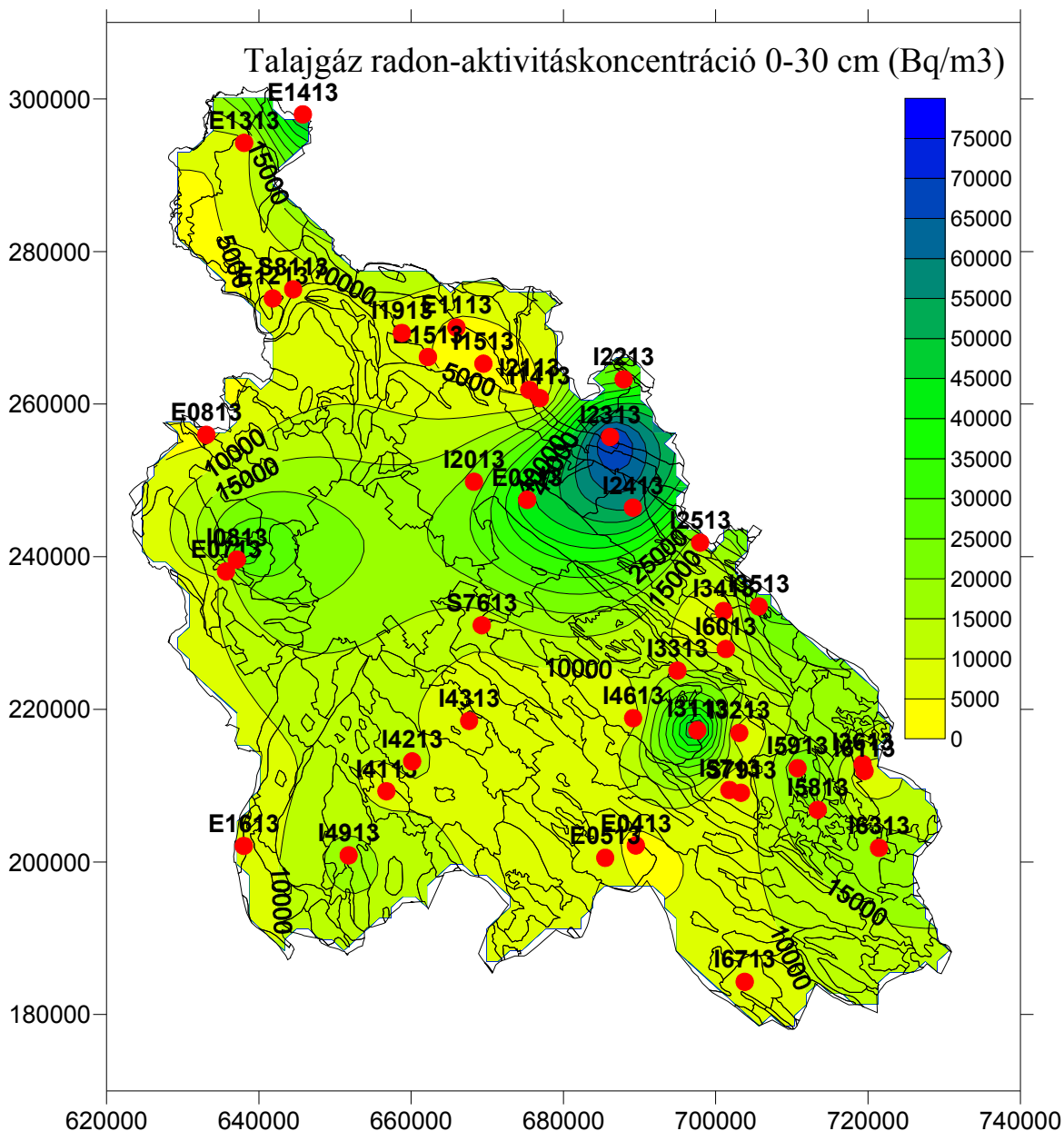
19. ábra Pest megye talajainak 0-30 cm mélységre mért radon-exhaláció térképe



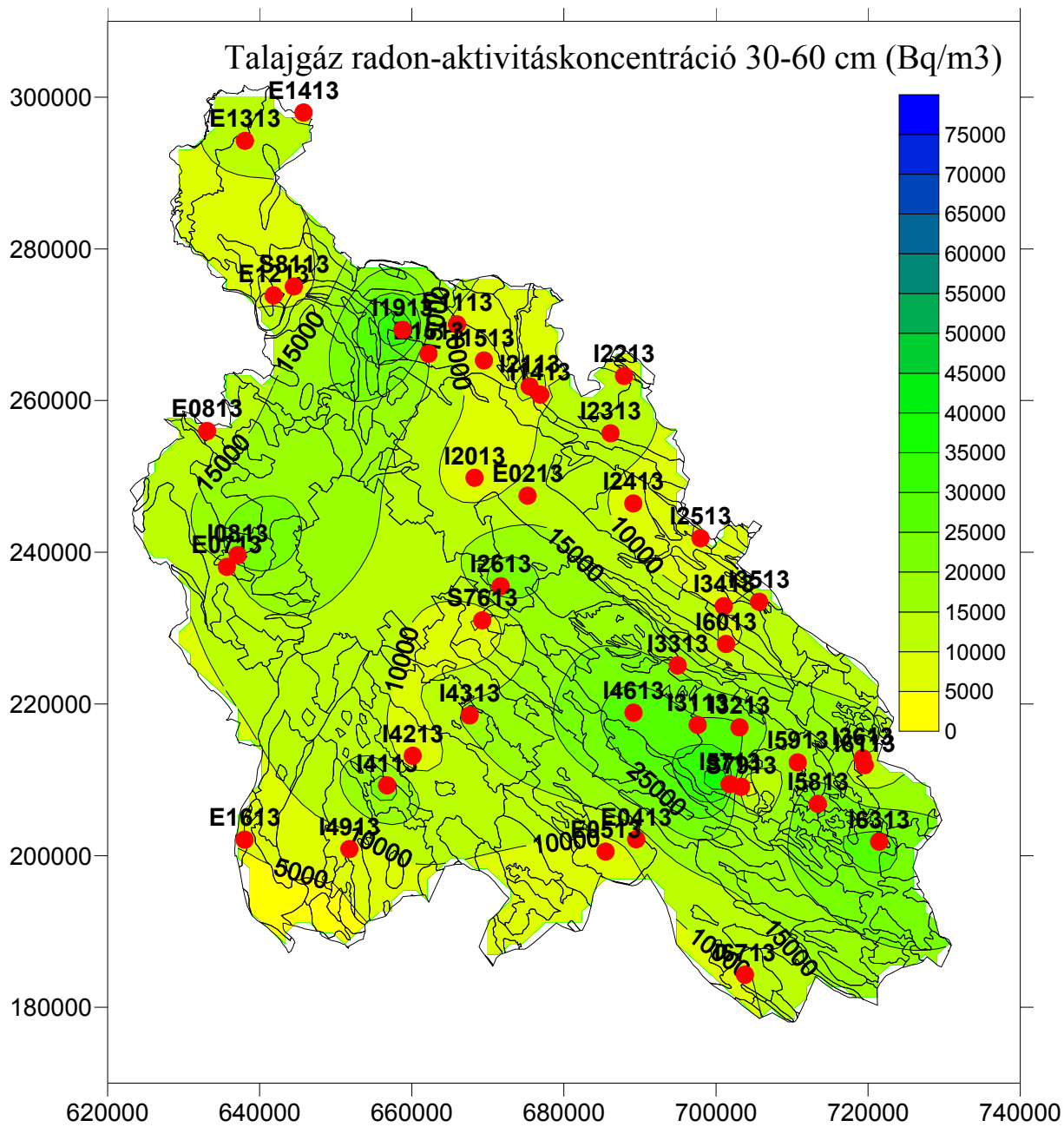
20. ábra Pest megye talajainak 30-60 cm mélységre mért radon-exhaláció térképe

### 5.3. Talajgáz radon-koncentráció meghatározása

A talajminták radon-exhalációjából származtatott (4.3. Talajgáz radon-koncentrációjának meghatározása c. fejezet). talajgáz radon-aktivitáskoncentráció értékekből szerkesztett térképek a 21. és 22. ábrákon láthatók.



21. ábra Talajgáz radon-aktivitáskoncentráció térkép a 0-30 cm-es szintre

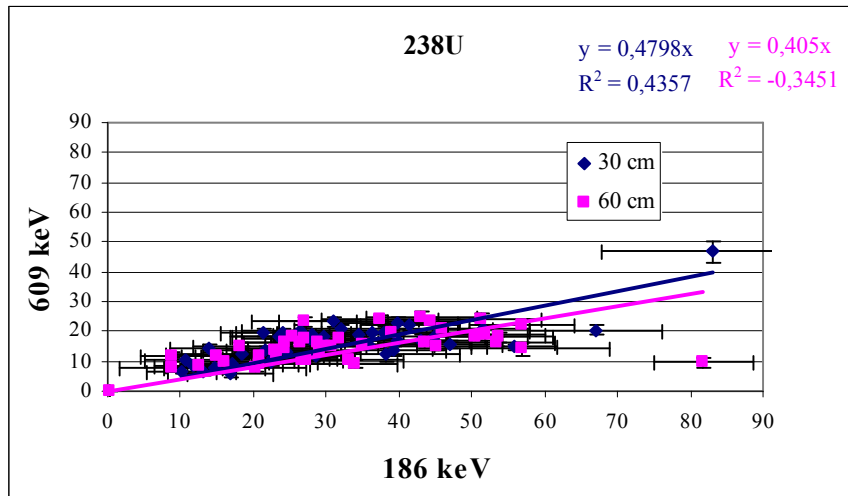


22. ábra Talajgáz radon-aktivitáskoncentráció térkép a 30-60 cm-es szintre

## 6. Eredmények értelmezése

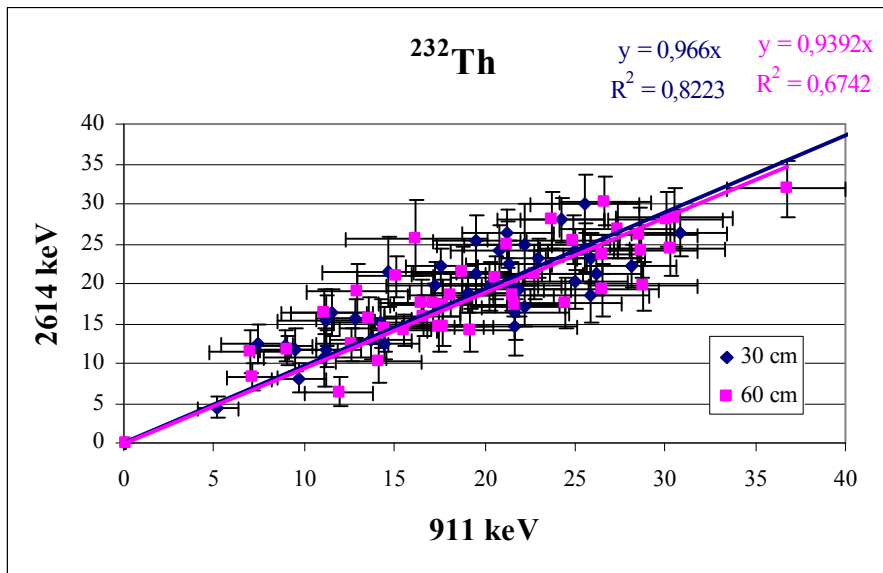
### 6.1. Gamma-spektroszkópiás mérés

A 118 db talajminta  $^{238}\text{U}$  tartalmát gamma-spektroszkópiás mérést követően a 186 keV-hoz tartozó csúcsból számítottam Bq/kg-ban, amit átváltottam ppm-re. Ha a ppm-ben számolt értéket ábrázoljuk a 609 keV-ből számolt ppm függvényében, kiderül, hogy fennállt e az egyensúly a radon és leányelemei között a talajban. Az 23. ábrán láthatjuk, a két szintben kapott eredményeket (korreláció 0-30 cm-ben 0,75, 30-60 cm-ben 0,7). Jól látszik, hogy mindkét esetben nagyobb értékeket kaptunk a 186 keV-es csúcs alapján, mint a 609 keV-es csúcs alapján. Ez azért lehet, mert sok talajminta esetében az exhaláció mérésre várakozva kevesebb, mint 3 hét eltelte után történt a gamma spektroszkópiás mérés, tehát sok esetben nem állt be a radioaktív egyensúly a rádium és a radon között 3%-os pontossággal, ezáltal a radon és a bizmut között sem tudott. A másik ok, hogy a talajmintából kiáramló radon bomlásakor keletkezett  $^{214}\text{Bi}$  kiült a kamra belső falára és ott bomlott tovább, aminek következtében lecsökkent a hatásfok (ami lehetséges, mivel a 8 cm magas kamrában a talajminták maximum 1 cm-ig értek), viszont ezt a hatásfok szimuláció során nem tudjuk figyelembe venni. Ez a hatás kiküszöbölhető lenne, ha a kamrát tele tennénk mintával, vagy aktív szénnel összekevernénk. Emellett feltételezzük, hogy a radonkamra minimális eresztéssel rendelkezik. Illetve azt a következtetést is levonhatjuk, hogy azokban az esetekben, amikor nem teljesen tele töltött kamrát használunk, nem határozhatjuk meg az urántartalmat a 609 keV-es csúcsból.



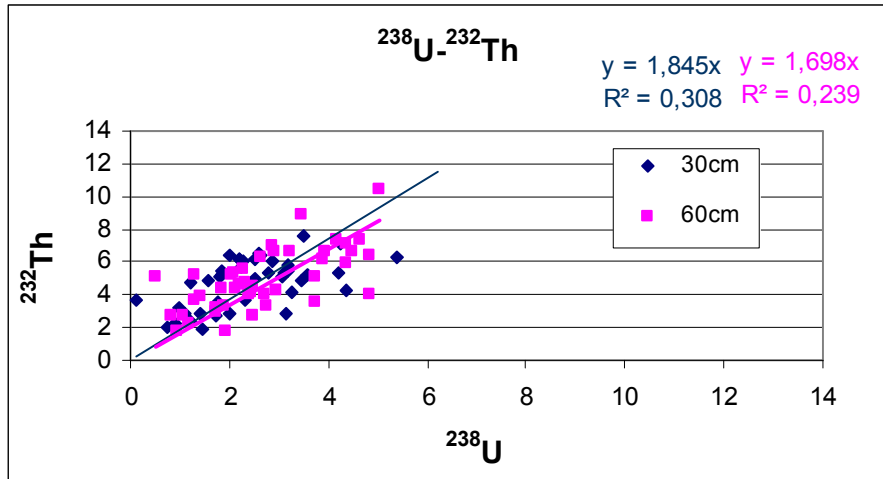
23. ábra Radioaktív egyensúly beállításának vizsgálata a  $^{222}\text{Rn}$  és  $^{214}\text{Bi}$  között a 0-30 cm és 30-60 cm-ben

A  $^{232}\text{Th}$  tartalmat a 911 keV és 2614 keV-ből számítottam. Ha ezeket egymás függvényében ábrázoljuk, kapjuk az 24. ábrát (korreláció a 0-30 cm-ben 0,92, a 30-60 cm-ben 0,85). Az ábra jól mutatja a 25%-os szisztematikus hibát, ami a gamma spektroszkópiás mérésből adódik. Ez normális mértékű hibának tekinthető.



24. ábra Radioaktív egyensúly beállításának vizsgálata a  $^{228}\text{Ac}$  és a  $^{208}\text{Tl}$  között a 0-30 és 30-60 cm-ben

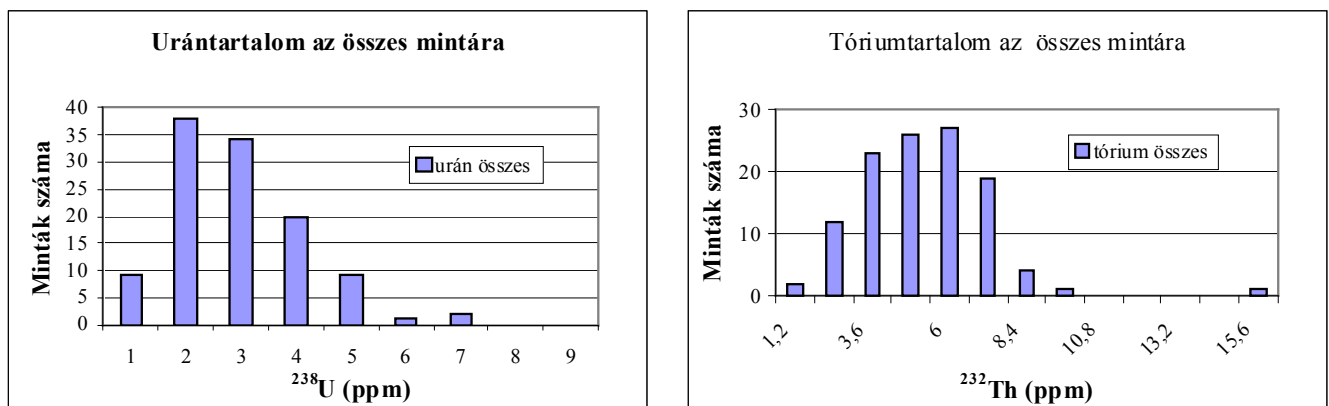
Tudjuk, hogy a tórium a természetben az uránnál kb. 2-3x nagyobb mennyiségben van jelen (<http://earthref.org/GERM/>), amit a vizsgálatok is alátámasztanak (25. ábra).



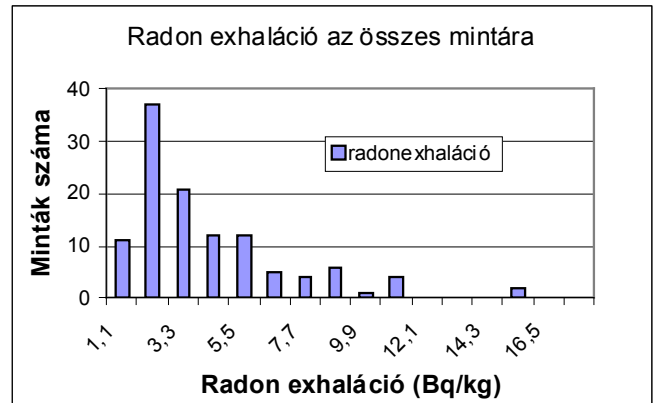
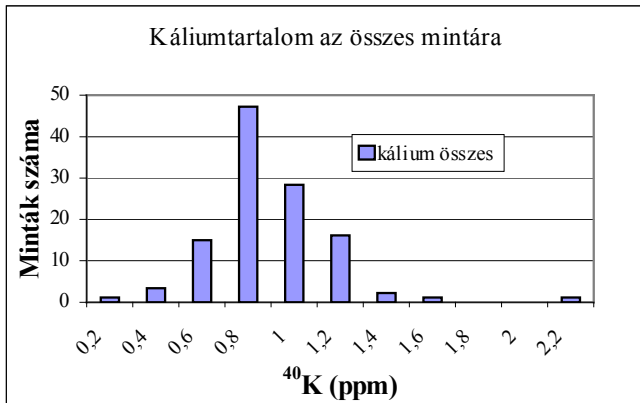
25. ábra Pest megyei talajmintákban a tórium koncentrációjának változása az urán koncentráció függvényében a felső két (0-30 és 30-60 cm) szintben

## 6.2. Összefüggés a geológiával és talajtípusokkal

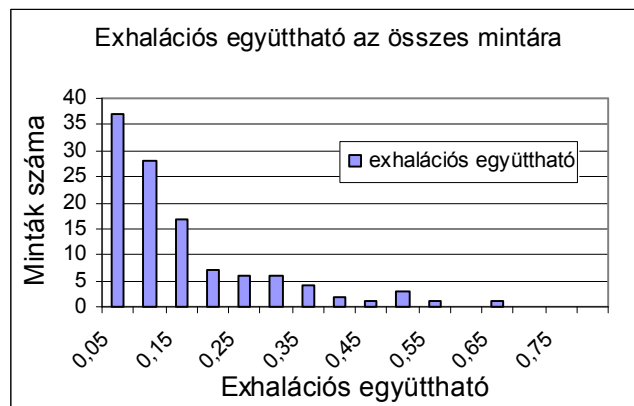
Az urán-, kálium-tartalom és a radonexhaláció közelítőleg lognormál gyakoriságeloszlást követ (26. és 27. ábra). Ezzel szemben a tórium eloszlása közel szimmetrikusnak mutatkozik (26. ábra). Az exhalációs együttható exponenciális csökkenést mutat (28. ábra), ami azt jelenti, hogy a nagy exhalációval rendelkező mintákból sokkal kevesebb van, mint azokból, amelyek exhalációja kicsi.



26. ábra Az urán- és tórium-tartalom gyakoriságeloszlása az összes mintára



27. ábra A kálium-tartalom és radonexhaláció gyakoriságeloszlása az összes mintára



28. ábra Az exhalációs együttható gyakoriságeloszlása az összes mintára

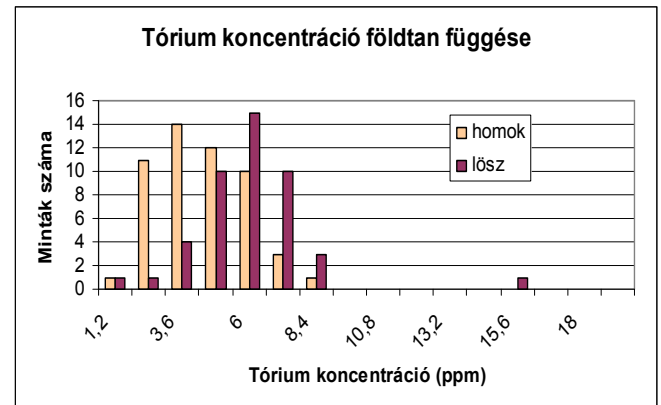
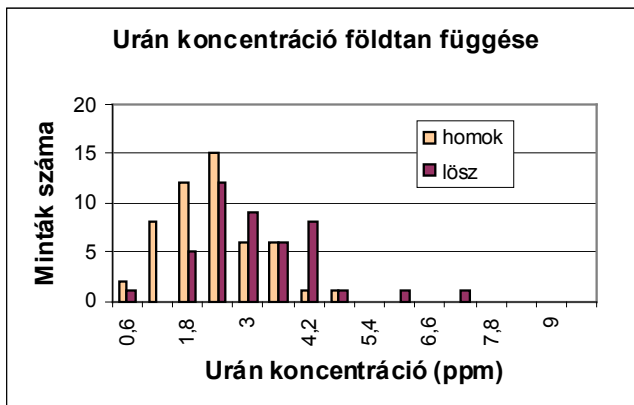
### 6.2.1. Összefüggés a geológiával

Az előzőkben meghatározott U-, Th- és K-koncentráció és exhaláció értékek geológiai összefüggésének vizsgálatát, két földtani kategória – a leggyakoribb homok és lösz – esetében vizsgáltam meg.

Az uránkoncentráció gyakoriságeloszlási görbéi a homok és lösz esetére egyértelműen különböznek az 29. ábra alapján. Mindkét eloszlás lognormál (aszimmetrikus) de a löszre vonatkozó átlagos érték kb. 1,5 ppm-mel nagyobb. Az eloszlásokban mutatkozó két kimagasló érték (6 ppm felett) a löszhöz tartozik. A löszben tehát az urán koncentráció (átlag: 2 ppm) nagyobb, mint a homokban (átlag: 3,5 ppm).

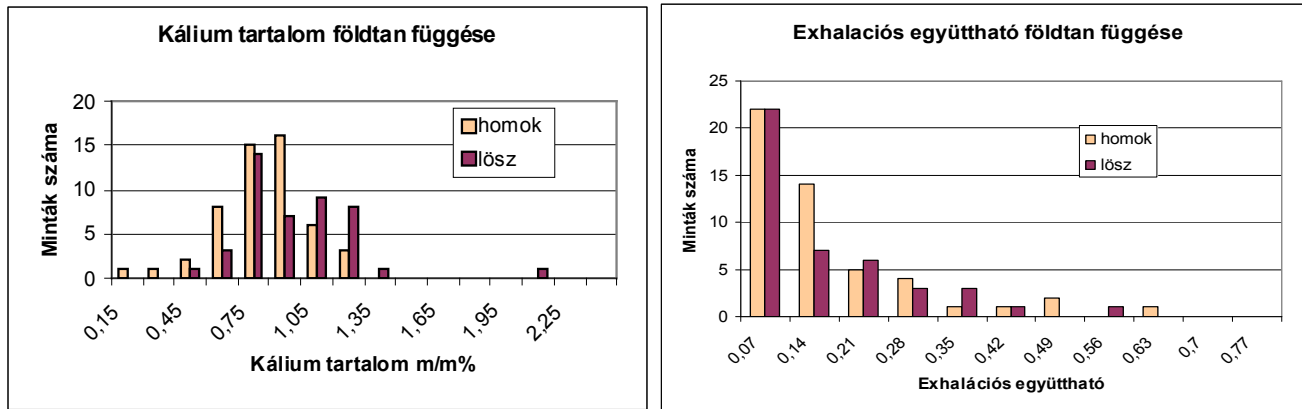
Ennek az oka lehet, hogy a lösz a kvarc (45-50%) mellett egyéb ásványokat is tartalmaz (15-20% földpát, 10% csillám, 10-15% kalcit, 10-15% agyagásvány, 1-2% amfibol) (Stefanovits, 1999), amelyekben nagyobb mennyiség lehet az uránból, mert beépülhet az azonos elektronszerkezetű és méretű elemek helyére, amiből több van a löszben, mint a homokban, aminek általában  $\frac{3}{4}$  része kvarc.

A tóriumkoncentráció gyakoriságeloszlás görbéi szintén különböznek a homok és a lösz esetében. A homok esetén lognormál (aszimmetrikus) (átlag: 4 ppm), a lösz esetén inkább szimmetrikus az eloszlás (átlag: 6,5 ppm). Az uránhoz hasonlóan a tórium is csak a löszben mutatott átlagosan nagyobb és kiugró értéket (29. ábra). Ennek oka ugyanaz lehet, mint az urán esetében, azaz a különbség az ásványos összetételben.



29. ábra Urán- és tórium-tartalom változása homok és lösz talajban Pest megyéből

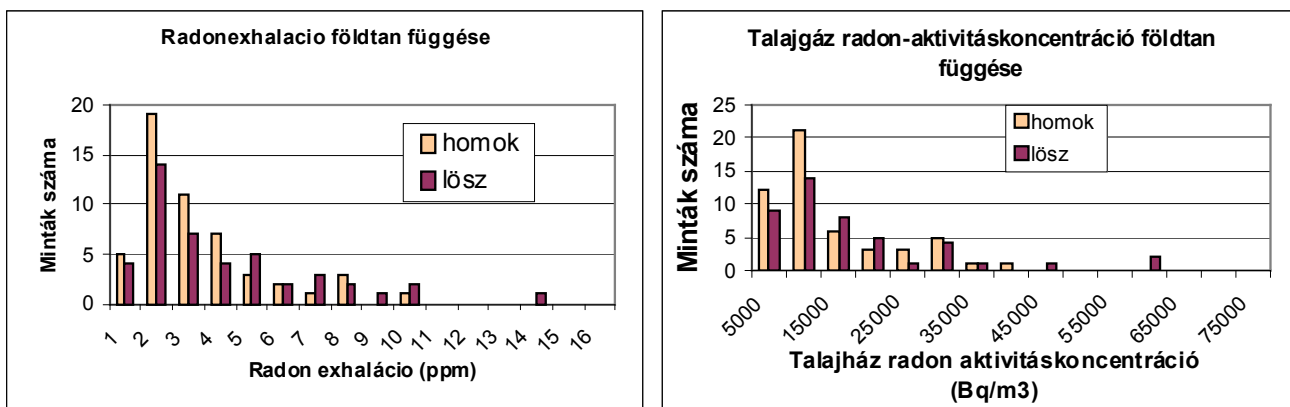
A kálium-koncentráció gyakoriságeloszlás görbéinek jellegére ugyanaz elmondható, mint az urán és a tórium esetében. A különbség itt az, hogy a két földtani formára vett átlag alig különbözik egymástól. A homok esetében az átlag: 0,9 m/m%. A lösz esetében az átlag: 1,05 m/m% (30. ábra).



30. ábra A kálium-tartalom és az exhalációs együttható földtan függése

A gyakorisági eloszlásokból az látszik, hogy mind az urán mind a tórium és a kálium is nagyobb koncentrációban van jelen a löszben mint a homokban.

Az exhalációs együttható értékeit is összehasonlítottam lösz és homok esetére. A két földtani típusra megvizsgált gyakoriságeloszlások bizonytalanságon belül megegyeznek egymással és ugyanolyan exponenciális viselkedést mutatnak, mint az összes mintára vett gyakoriságeloszlás. A lösz szemcséinek mérete kisebb, mint a homoké, ezért azt várnánk, hogy gyorsabban kidiffundál a radon a löszből és így nagyobb lesz az exhalációs együtthatója. Azonban nem ez tapasztalható, tehát nem (vagy nemcsak) a szemcseméret határozza meg a radonexhalációt. A minták sokszor nagyobb összeragadt aggregátumokból álltak, ami az exhalációs együtthatót jobban befolyásolta, mint a szemcseméret. Ehhez hasonló “makroszerkezeti” különbségek miatt lehet, hogy az exhalációs együttható ilyen nagymértékben változik.



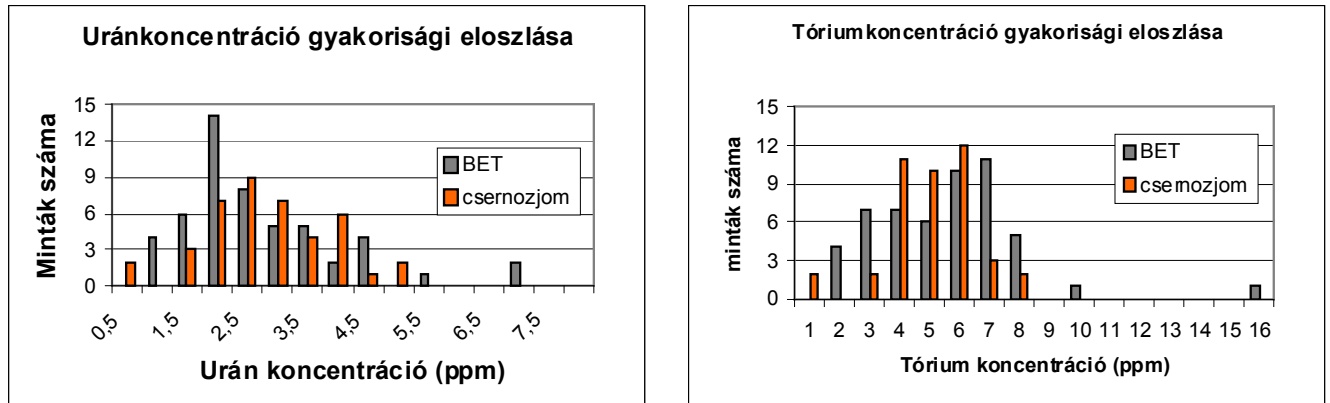
31. ábra A radon exhaláció és a talajgáz radon-aktivitáskonzentráció földtan függése

A radonexhaláció is aszimmetrikus, lognormál eloszlást közelít a homok és a lösz talajban. A két eloszlás bizonytalanságon belül megegyezik (31. ábra). Ez meglepő eredmény miután az urán koncentrációról láttuk, hogy a löszben nagyobb (29. ábra). Ennek oka lehet, az eltérő exhalációs együttható, ami a homok esetében csak kicsit nagyobb. A kérdés azonban bonyolult, mert az egyes mélységekben mért urán-koncentráció és az exhalációs együttható mélységfüggése különböző lehet. Illetve a mélyben az urán-koncentrációban lévő különbség az exhalációban nem jelenik meg a kis exhalációs együttható miatt.

A talajgáz radon-aktivitáskonzentrációját a radonexhalációból becsültem, ezért a két eloszlás egymásnak következménye. Nem meglepő a homokon és löszön mért hasonlóság. A becsült talajgáz radontartalmának átlaga  $13 \text{ kBq/m}^3$ . Kemski et al. (2001) cikkében az  $10 \text{ kBq/m}^3$ -nél kisebb talajgáz radontartalommal rendelkező terület kis radonpotenciálú területet jelent, míg megemelkedett kockázatot  $100 \text{ kBq/m}^3$  talajgáz radontartalom felett állapít meg. Ennek megfelelően Pest megye területén csak kis és közepes kockázatú terület található.

## 6.2.2. Összefüggés a talajtípusokkal

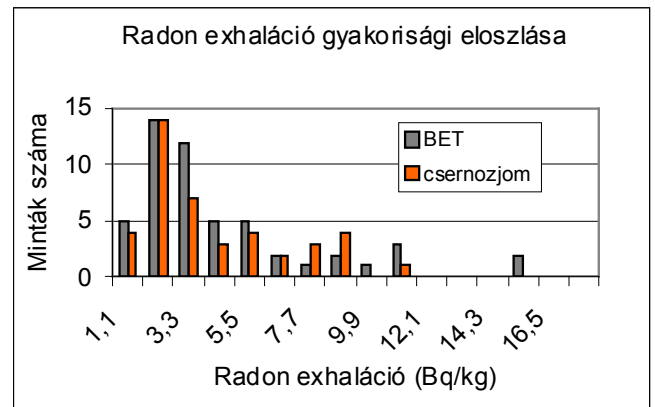
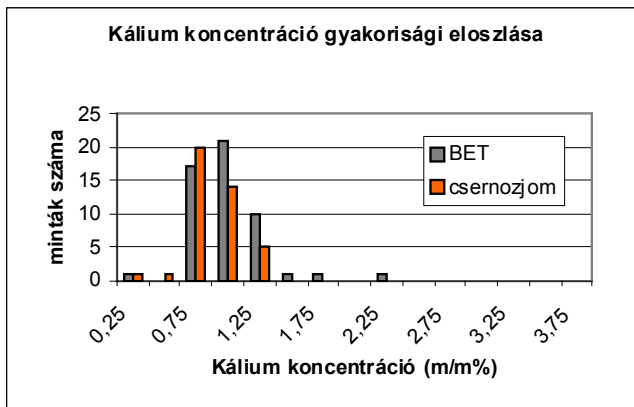
A vizsgált területen a 43 TIM pontból 22 barna erdőtalajon, 14 csernozjom talajon található, ami elegendően nagy számú minta ahhoz, hogy a gyakorisági eloszlások vizsgálhatók legyenek. A többi talajtípusból nagyon kis számú minta volt.



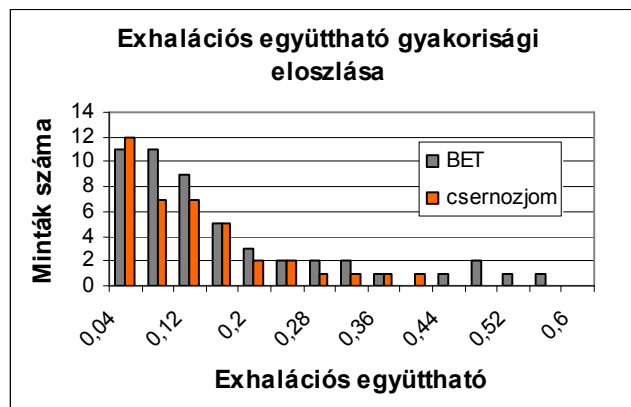
32. ábra Az urán- és tórium-tartalom talajtípus függése

Az urán- és tórium-koncentráció gyakoriságeloszlása mindkét esetben inkább szimmetrikus görbe alakú. Az 1-1 kiugró érték barna erdőtalajhoz tartozik. Az urán-tartalom eloszlása a csernozjom talajok esetén kicsit nagyobb értékek felé tolódott el. A tórium-koncentráció esetén az átlagok kb. ugyanott vannak de az erdőtalajnál a normális eloszlás szélessége nagyobb. A földtani kategóriákra kapott különbség a talajtani kategóriáknál nem mutatkozik meg (32. ábra).

A kálium-koncentráció esetén alig különbözik egymástól a két talajtípus esetén kapott eloszlás. A barna erdőtalaj esetében az átlag 1,05 m/m% csernozjom esetében pedig 0,95 m/m%.



33. ábra A kálium-tartalom és a radonexhaláció talajtípus függése

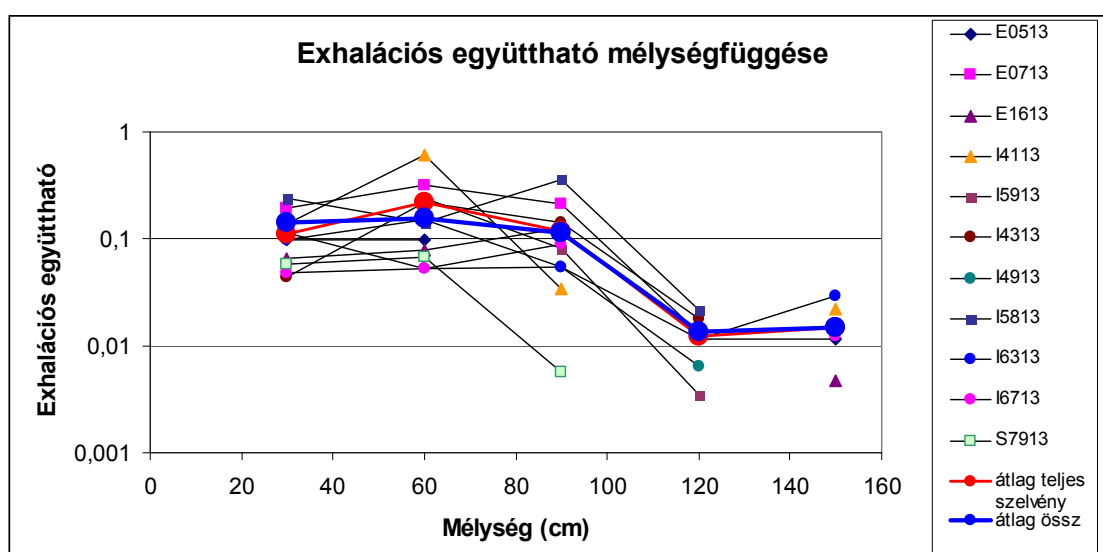


34. ábra Az radonexhalációs együttható talajtípus függése

A radonexhaláció lognormál eloszlást közelít. Feltűnő, hogy 8 Bq/kg-nál nagyobb exhaláció értékek is előfordulnak, több mint 25% gyakorisággal. Ezt a lognormál eloszlás nem valószínűsíti. Elképzelhető, hogy összetett eloszlásról van szó. A területi eloszláson látható (34. ábra) anomális exhalációjú terület értékei okozzák ezt az effektust.

### 6.3. Mélységfüggés vizsgálata

11 TIM szelvény esetében, amelyekben az összes talajmintát sikerült megvizsgálni, tanulmányoztam az exhalációs együtthatónak a mélységfüggését. Ez a mélységfüggés átlagos mélységfüggés, mert az eredeti mintavétel során a genetikai szinteknek megfelelően vették a mintákat, amelyek a megjelölt 30 cm-es rétegek valamelyik részéről származnak.



35. ábra Az exhalációs együttható mélységfüggése

Az 35. ábráról leolvashatjuk, hogy a 0-30 cm, 30-60 cm és 60-90 cm-es szintekben az exhaláció együttható közel azonos (átlag: 0,28), míg a 90-120 cm és 120-150 cm-es szintek esetében sokkal kisebb (átlag 0,01). Erre az adhat magyarázatot, hogy barna erdőtalajok és csernozjom talajok esetén általában 90 cm-ig a talaj A és B szintjeit találjuk, míg kb. 1 méter alatt már a talajképző kőzetet (Stefanovits, 1999), amely sokkal tömörebb, tehát kisebb az exhalációja.

### 6.4. Urán-tartalom összehasonlítása a légi radiometriai felméréssel

Az általam mért és a légi-radiometriai felmérés során kapott urán-koncentráció értékek összehasonlítását a 16 TIM ponton végeztem el, mivel a légi gamma térképezés sokkal részletesebb képet ad. Korreláció egyik általam vizsgált szint értékeivel sem

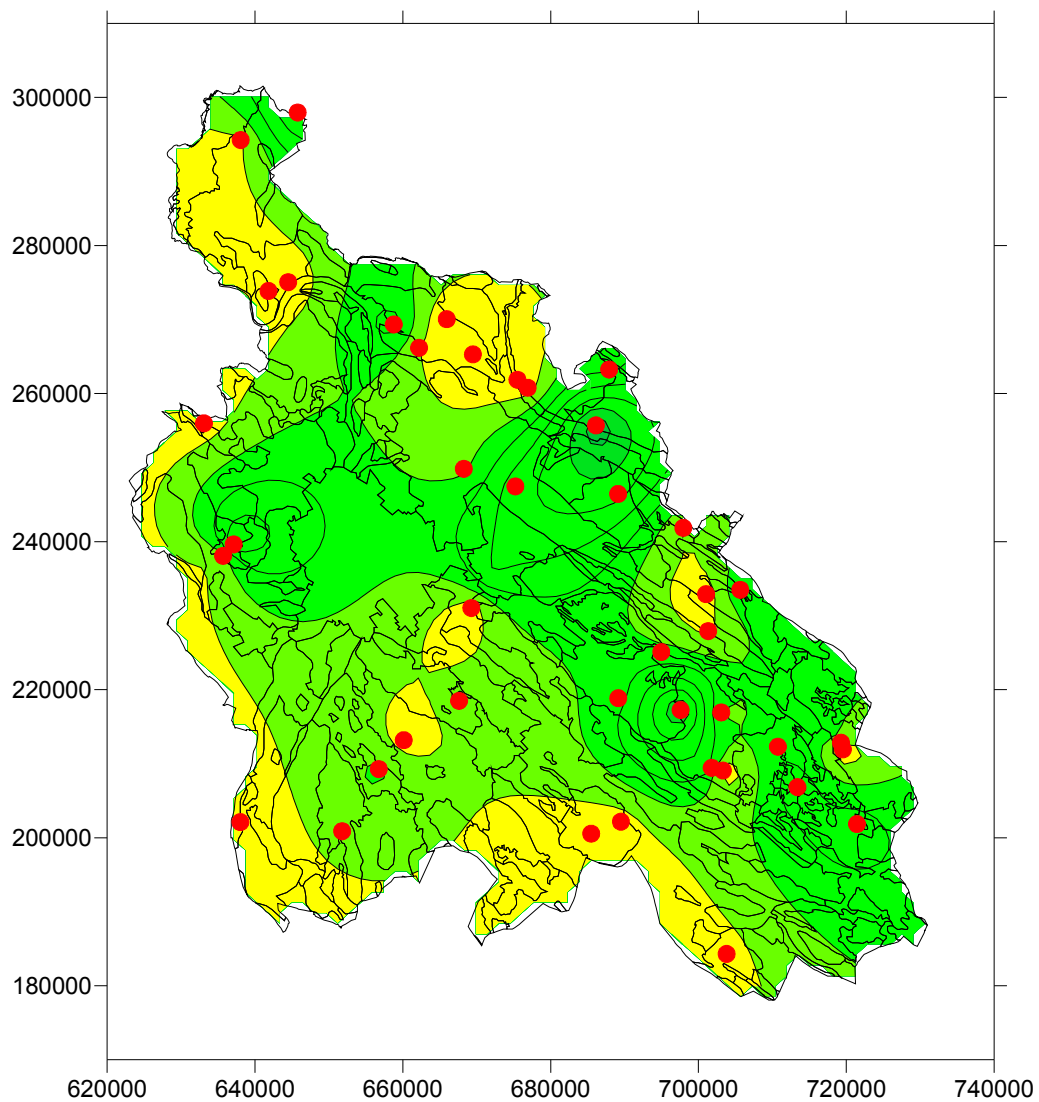
mutatható ki. Néhány TIM pont esetében azonban látszik hasonlóság. Az I0813 és E0713 TIM pontok esetében az előbbinél nagyobb, míg az utobbinál kisebb értéket kaptam. Ez a légi gamma térképen is ugyanígy megjelenik. Továbbá a cézium is ebben a pontban mutatott anomáliát egész Pest megyében (Szabó és Udvardi, 2009a, Szabó és Udvardi, 2009b). Ezért ezen a helyen egy lokális szennyezést feltételezhetünk.

### ***6.5. Radonpotenciál meghatározása***

A radonpotenciál meghatározásához közvetlenül nem vettem figyelembe a geológiai adottságokat. A vizsgált 43 TIM pont túlnyomó többsége (37 TIM) negyedidőszaki üledékeken fekszik, amelyek esetében nem volt nagy különbség az átlag urán-tartalomban és csak 6 TIM szelvény származik idősebb területekről, amiben nagyobb értékeket várnánk. Ez a 6 TIM pont azonban nem mutatott különösebben kiugró értéket, viszont nagyon kicsi statisztikát jelent.

A radonpotenciál meghatározásakor Kemski et al. (2001) osztályozását követtem. Eszerint kis, közepes, megemelkedett és nagy radonpotenciálú területeket határozunk meg. A kis radonpotenciál definíciója, hogy a talajgáz radontartalma  $10 \text{ kBq/m}^3$  alatt marad. Közepes potenciálú területeken ez az érték  $10\text{-}100 \text{ kBq/m}^3$  között változhat, e fölött megemelkedett ( $500 \text{ kBq/m}^3$ -ig) és nagy ( $>500 \text{ kBq/m}^3$ ) potenciált különböztetünk meg. Kemski et al. (2001) a permeabilitás értékeket is figyelembe vette, oly módon, hogy a nagy permeabilitású talajok esetén a terület besorolása eggyel nagyobb kategóriába esik. A lösz és homok talajok kb. ugyanolyan permeabilitásúak, konkrét mérés híján a radonpotenciál meghatározásánál ezt nem vettem figyelembe.

A térkép szerkesztéséhez a  $0\text{-}30 \text{ cm}$  és  $30\text{-}60 \text{ cm}$ -es szintekben meghatározott talajgáz radon-aktivitáskoncentráció értékek átlagát használtam fel. Ezek maximuma az általam vizsgált pontokra  $44 \text{ kBq/m}^3$ , tehát kis és közepes kockázatú területek különíthetők el Pest megyében (36. ábra). Ez nem jelenti azt, hogy a beltéri radonaktivitás-koncentráció nem lehet ennél nagyobb vagy kisebb, hiszen azt számos tényező (építési és valódi permeabilitás) még befolyásolja, de iránymutatónak mindenképpen megfelel.



36. ábra Pest megye radonpotenciál térképe.

A sárgával jelzett területek a kis radonpotenciállal ( $<10 \text{ kBq/m}^3$ ) rendelkező, a zöld színnel jelzettek a közepes radonpotenciállal ( $10-75 \text{ kBq/m}^3$ ) rendelkező területeket mutatják

Az ábráról leolvashatjuk, hogy Pest megye nagy része közepes kockázatú. Ennek oka nem a nagy urántartalomban keresendő (32. ábra), hanem a talajok exhalációja a nagy exhalációs együttható miatt (34. ábra) éri el a közepes kategória szintjét.

## 7. Összefoglalás

Pest megyében 43 Talajvédelmi Információs és Monitoring Rendszer pontja különböző mélységeiben (0-150 cm között) gammaspektroszkópia módszerével meghatároztam 118 talajminta **urán-, tórium- és kálium-tartalmát**. Az átlagos urán-tartalom 2,5 ppm, a tórium-tartalom 4,9 ppm, kálium-tartalom 0,8 m/m%. Az értékek megfelelnek a talajokra jellemző U-, Th- és K-koncentrációknak

Ugyanezen talajmintáknak radonkamrás módszerrel meghatároztam **a fajlagos radon-exhalációját**, amelynek átlagos értéke 3,7 Bq/kg. Ez az érték megfelel a magyarországi talajok átlagos radon-exhalációjának.

U, Th és K **izovonalas eloszlástérképeket** szerkesztettem két különböző mélységközre: 0-30 és 30-60 cm.. A mélységközök átlag urán-, tórium- és kálium-tartalma között nem találtam eltérést. Azonban mindkét szint esetében megjelentek anomáliák. A 0-30 cm-es szintben két anomálisan viselkedő terület esetében az urán, a tórium és a kálium-tartalom is nagyobb volt az átlagosnál, sőt az egyik olyan területen van ahol korábbi tanulmány a cézium koncentrációjában is anomális értéket mutatott.

Az U, Th és K eloszlásának a **földtani és talajtani viszonyokkal való összefüggését** vizsgálva megállapítható, hogy eloszlásukban a földtani kategóriáknak (az alapkőzetnek) nagyobb hatása van, mint a talajtani tulajdonságoknak (talajtípusoknak). A földtani kategóriák esetében kapott különbség a talajtani kategóriák átlagértékeiben nem, csak a kiugró esetekben mutatkozik meg.

Az urán eloszlástérképet összevettem az 1956-66-ban végzett **légi radiometriai felmérés** eredményével. A mérési eredmények nem mutattak korrelációt a légi-gamma értékekkel, csak egyes esetekben van átfedés a két módszerrel meghatározott uránkoncentrációk között

A talajminták urántartalmából és fajlagos radon-exhalációjából kapott **exhalációs együtthatók mélységfüggését** 11 TIM pont esetében vizsgáltam, és egy éles csökkenés volt tapasztalható 90-100 cm mélységben, ami az alapkőzet megjelenésével függhet össze.

A radon-exhaláció értékekből és a térfogattömeg adatokból a porozitás számításával meghatároztam a becsült **talajgáz radon-aktivitáskoncentráció** értékeit, két különböző mélységben. Ennek átlagos értéke mindkét szintben 14,5 kBq/m<sup>3</sup>, ami kicsi értéknek tekinthető.

A talajgáz radonaktivitás-koncentráció értékeket kockázati kategóriákba soroltam és elkészítettem **Pest megye radonpotenciál térképét**. Eszerint Pest megye területén kis és közepes kockázatú területek találhatóak. Ez azonban nem jelenti azt, hogy nem lehet megemelkedett vagy nagy beltéri radonkoncentrációjú épület a vizsgált területen, mivel a beltéri radonkoncentráció kialakulásában az általam vizsgált tulajdonságokon kívül nagy szerepet játszik a talaj permeabilitása és a ház építési-szerkezeti sajátossága.

## **KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS**

Ezúton szeretném kifejezni hálámat elsősorban témavezetőimnek Horváth Ákosnak és Szabó Csabának, diplomamunkám elkészítéséhez nyújtott nélkülözhetetlen segítségükért és hosszan hosszan kitartó türelmükért.

Köszönettel tartozom Csorba Ottónak a HPGe mérésekben nyújtott segítségéért, Bakacsi Zsófiának, Pásztor Lászlónak és Szabó Józsefnek, hogy lehetővé tették a talajminták vizsgálatát, amelyre a dolgozat épül.

Köszönöm Ferinek a sok sok segítséget és tanácsot, az LRG valamennyi tagjának az összetartást és fáradhatatlan jókedvet, amellyel hozzájárultak a dolgozat elkészüléséhez.

Végül, de nem utolsó sorban a legnagyobb köszönetet szeretném mondani Családomnak, Anyának, Annának, Zsuzsinak és Rolandnak a segítségükért és kitartásukért, amiért mindig tárt karokkal és megértően vártak. Nélkülük nem készülhetett volna el a diplomamunkám!

## ENGLISH SUMMARY

### **Study the radioactivity of soil samples from Pest County**

$^{222}\text{Rn}$  and the topic of its effect on the human organism got into the centre of attention nowadays. This radioactive gas, which can be found in the uranium-238 decay chain, in the home accounts for about 9% of deaths from lung cancer and about 2% of all deaths from cancer in Europe. It comes into the houses and other buildings from the natural decay of uranium in soils, rocks and building materials. Therefore, it is important to know the content of uranium and radium in soils.

Samples of a countywide soil survey (Soil Information and Monitoring System) of Pest County (Central Hungary) were examined to have empirical information of the potential radon risk. The main aim is to determine the radon potential based on activity concentrations, radon exhalation rates and estimated soil gas radon concentration for the sites of the areal survey.

The samples were collected at 43 localities from the surface level down to 60-150 cm in depth depending on the soil profiles. Generally, four soil samples were collected at each site point. The samples were selected to be representative for that soil found in the profile. I measured the specific activity of uranium, radium, thorium and potassium using HPGe gamma-spectroscopy technique. Radon exhalation of the samples was also examined by use of closed radon accumulation chamber coupled with RAD7 radon monitor detector. The exhalation coefficients were calculated and examined with the depth.

I created isoline maps from activity and exhalation properties and found anomalies and correlation between the different types of maps. The outcomes were compared to isogamma and geology maps available from the studied area.

## IRODALOMJEGYZÉK

AGROTOPO Agrotopográfiai Adatbázis

ARVELA, H. (1995): Seasonal variation in radon concentration of 3000 dwellings with comparisons. – Radiation Protection Dosimetry, 59, 1, 33 -42

BARNET, I., PACHEROV, P., FOJTÍKOV, I., (2006): Radon profile across the main granitoid bodies of the Bohemian Massif (Czech Republic). In: Barnet, I., Neznal, M., Pacherov\_a, P. (Eds.), Radon Investigations in the Czech Republic XI and the 8th International workshop on the Geological Aspects of Radon Risk Mapping. Proc. conf. 25e30 September 2006, Prague. Czech Geological Survey, RADON v.o.s. and JRC/IES/REM, Prague. <<http://www.geology.cz/extranet/vav/geochemie-zp/radon/sympozia/2006>> (last accessed 9 August 2007).

BOROS, Á., (2009): Radon kockázati térkép szerkesztése térinformatikai módszerek segítségével a Közép-Magyarországi Régió területén, Diplomadolgozat, Budapest, pp. 87

BOSSEW, P., DUBOIS, G., TOLLEFSEN, T., (2008): Investigations on indoor Radon in Austria, part 2: Geological classes as categorical external drift for spatial modelling of the Radon potential, Journal of Environmental Radioactivity 99 (2008) p. 81-97

BÓDIZS, D., (1997): Laboratóriumi gyakorlat félvezető-detektoros gamma-spektroszkópia, BME Nukleáris Technikai Intézet, kézirat

BURJÁN ZS. (2002): A Radon környezeti hatása és forrásanyagának geokéimiai vizsgálata, Tudományos Diákköri Dolgozat, Budapest, pp. 47.

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., RUANO-RAVINA, 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 330(7485), pp. 223-226.

- DENMAN, A. R., CROCKETT, R. G. M., GROVES-KIRBY, C. J., PHILLIPS, P. S., GILLMORE, G. K., WOOLRIDGE, A. C. (2007): The value of seasonal correction factors in assessing the health risk from domestic radon-A case study in Northamptonshire, UK, *Environmental International*, 33, pp. 34-44
- DUBOIS, G., BOSSEW, P., FRIEDMANN, H., (2007): A geostatistical Autopsy of the Austrian indoor radon survey (1992–2002), *Science of the Total Environment* 377 (2007) p. 378–395
- DURRIDGE COMPANY INC. (2000): RAD7 RADON DETECTOR Owner's Manual, p. 77
- ELGI, Légigeofizikai adatbázis, 2007
- GYALOG, L., BAUDAI, T., CHIKÁN G., IVANCSICS J., KAISER M., KOROKNAI B., KOVÁCS S., MAIGUT V., PELIKÁN P., SÍKHEGYI F., TURCZI, G., (2005): Magyarázó Magyarország 1:100000 méretarányú fedett földtani térképéhez
- GULYÁS Á. (2007): Orosz légi radiometriai mérések - kézirat, ELGI
- 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
- HENRY M.E., KAEDING, M.E., MONTEVERDE, D. (1991): Radon in soil gas and gamma-ray activity of rocks and soils at the Mulligan Quarry, Clinton, New Jersey, in Gundersen, L.C.S.,
- JOBBÁGY, V. (2007): NORM anyagok radionuklid koncentrációját és emanációját befolyásoló paraméterek vizsgálata építőipari felhasználhatóság szempontjából, Doktori értekezés, Pannon Egyetem, Radiokémiai Intézeti Tanszék, p. 130.
- KEMSKI, J., SIEHL A., STETGEMANN, R., VALDIVIA-MANCHEGO., M. (2001): Mapping the geogenic radon potential in Germany, *The Science of the Total Environment* 272, p. 217-230.
- KISS, Á., Z., (Szerk.) (2003): *Fejezetek a környezetfizikából*, Egyetemi jegyzet, DE-ATOMKI Környezetfizikai Tanszék, Debrecen
- KÖTELES, Gy. (1994): Radon a környezetünkben, *Fizikai szemle* 1994/6

- LEHMANN, R., KEMSKI, J., SIEL, A., R. STEGEMANN (2001): Approach to identification of radon areas in Germany, *The Science of the Total Environment* 272(2001) p. 213-215
- MARX, GY. (1996): *Atommagközelben*, Mozaik Oktatási Stúdió, Szeged
- NUCLIDES 2000 An Electronic Chart of the Nuclides on CD
- PAPP, Z., (2002): *Bevezetés a környezetfizikába (kézirat)*
- PÉCSI-SÁRFALVI (1960): *Magyarország földrajza*. Akadémia Könyvkiadó
- SCHEIB, C., APPLETON, D., JONES, D., HODKINSON E., (2006): Airborne uranium data in support of radon potential mapping in Derbyshire, Central England. In: Barnett, I., Neznal, M., Pacherov\_a, P. (Eds.), *Radon Investigations in the Czech Republic XI and the 8th International Workshop on the Geological Aspects of Radon Risk Mapping*. Proc. conf. 25e30 September 2006, Prague. Czech Geological Survey, RADON v.o.s. and JRC/IES/REM, Prague. <http://www.geology.cz/extranet/vav/geochemie-zp/radon/sympozia/2006> (last accessed 9 August 2007).
- SCHUMANN, R. R., OWEN, D. E., ASHER -BOLINDER, S. (1989): Weather factors affecting soil -gas radon concentrations at a single site in the semiarid western U. S., in Osborne, M. C., Harrison, J., eds., *Proceedings of the 1988 EPA Symposium on Radon and Radon Reduction Technology*, Volume 2, Poster presentations. – U. S. Environmental Protection Agency Report EPA/600/9 -89/006B, p. 3 -1 -3 -13.
- SOMLAI, J., JOBBÁGY, V., NÉMETH, C., GORJÁNÁ CZ, Z., KÁVÁSI, N., KOVÁCS, T. (2006): Radiation Dose from Coal Slag used as Building Material in the Transdanubian region of Hungary. *Radiation Protection Dosimetry*, 118., 1., p. 82-87.
- STEFANOVITS, P. (1999): *Talajtan – Mezőgazda Kiadó*, Budapest, pp. 427- 428.
- SUNDAL, A.V., HENRIKSEN, H., SOLDAL, O., STRAND, T., (2004): The influence of geological factors on indoor radon concentrations in Norway, *Science of the Total Environment* 328 (2004) p. 41–53
- SZABO, K., ZS., UDVARDI, B., (2009a): A <sup>137</sup>Cs kimutathatósága Pest megyei talajmintákban, *Tudományos Diákköri Dolgozat*, Budapest, pp. 47

- SZABO, K., ZS., UDVARDI, B., (2009b):  $^{137}\text{Cs}$  eloszlása Pest megyében talajminták vizsgálata alapján, V. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia, Kolozsvr, 2009. március. 26-29, Absztrakt kötet, p. 427-731
- TANNER, A. B. (1980): Radon migration in the ground: supplementary review. In: Nazaroff, W.W. and Nero, A.V .Jr. (1988): Radon and its decay products in indoor air, John Wiley&Sons, New York, p. 518.
- THOMAS, J., HULKA, J., TOMASEK, L., FOJTIKOVA, I., BARNET, I., (2002): Determination of radon prone areas by probabilistic analysis of indoor survey results and geological prognostic maps in the Czech Republic, International Congress Series 1225 (2002) p. 49– 54
- TIM MÓDSZERTAN (1995): Talajvédelmi Információs és Monitoring Rendszer 1. Kötet, Földművelésügyi Minisztérium, Növényvédelmi és agrár-környezetgazdálkodási Főosztály
- TÓTH, E., (1999): Radon a magyar falvakban, Fizikai Szemle 1999/2
- TYHOMIROV (1965): Légi-radiometriai térképcsomag, Pilis-Budai hegység, ELGI
- UNSCEAR Report (2000): Sources and Effects of Ionising Radiation, UN, New York
- VAUPOTIC, J., BARISIC, B., KOBAL, I., LULIC, S., (2007): Radioactivity and Radon potential of the *terra rossa* soil, Radiation Measurements 42 (2007) p. 290 – 297
- ZHU, H., C., CHARLET, J., M., POFFIJN, A., (2001): Radon risk mapping in southern Belgium: an application of geostatistical and GIS techniques The Science of the Total Environment 272 (2001) p. 203-210
- 90/143/Euratom

### **Internetes hivatkozások**

- <http://ludens.elte.hu/~akos/sflab>
- [http://geopanorama.mcan.gc.ca/whitehorse/radon\\_e.php](http://geopanorama.mcan.gc.ca/whitehorse/radon_e.php)
- <http://earthref.org/cgi-bin/er.cgi?s=germ-s0-main.cgi>
- <http://geopanorama.mcan.gc.ca>
- <http://earthref.org/GERM/>