

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Természettudományi Kar

Talaj radontartalmának vizsgálata

Szakdolgozat

Készítette: BÉRES LÁSZLÓ

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR
MATEMATIKA-FIZIKA SZAK

Témavezető: HORVÁTH ÁKOS

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR
ATOMFIZIKAI TANSZÉK

Budapest, 1995.

Tartalomjegyzék

I. Elméleti háttér

I.1. Radioaktív sugárzások tulajdonságai

A XIX. század utolsó éveiben jutott el a fizika arra a szintre, hogy -akár egy tévedés és egy véletlen útján- új fejezetet nyisson az atommagkutatás terén. *Becquerel* volt az, aki fluoreszcens anyagok vizsgálatával foglalkozott, s azt akarta bizonyítani, hogy a fluoreszcens fény és a röntgensugár kibocsátásának azonos oka van. Ezért fekete papírba burkolt fényképezőlemezre uránsó kristályt helyezett, s eredményül a lemezen feketedést észlelt az uránkrisály alakjának megfelelően. Ezzel bizonyítva látta feltevését. Amikor azonban több módon folytatta a kutatásokat, kiderült, hogy a jelenségnek semmi köze nincs a fluoreszcencia jelenséghez és csak az uránium jelenlétével van kapcsolatban. A kísérleteket azután asszisztensnője *Marie Curie* folytatta, és ő használta először a radioaktivitás szót. A kutatások azután egyre szélesebb mederben folytak, majd *Rutherford* volt az aki felálította az intenzitás erősségének az időtől való függését. És itt találkozhatunk először a radioaktív bomlás exponenciális törvényszerűségével. Kiderült, hogy vannak atommagok amelyek nagy energiájú sugárzást bocsátanak ki miközben más atommagokká alakulnak át. Az atommagok által kibocsájtott sugárzást -elektromos és mágneses térben való eltérése alapján- három nagy csoportba oszthatjuk:

α -sugarak, ezeket hélium-4 atommagok alkotják, vagyis ezek két egységnyi pozitív elektromos töltésű részecskék

β -sugarak, ezek nagy energiájú elektronok, vagy pozitronok.

γ -sugarak, amik nagy energiájú elektromágneses fotonok.

Ennek értelmében α -bomláskor az atommag rendszáma 2-vel, tömegszáma 4-gyel csökken. β -bomláskor a rendszám 1-gyel változik, a tömegszám pedig állandó. γ -bomláskor pedig sem a rendszám, sem a tömegszám nem változik.

Radioaktív sugárzás kibocsátásakor -a γ -sugárzás kivételével- új atommag keletkezik. Ha a keletkezett atommag ismét radioaktív, a bomlás tovább folytatódik. Több egymásra következő bomlás sorozatát radioaktív bomlási

sornak nevezzük, amelyben általában α -, β -, γ -bomlások követik egymást. 4 természetes radioaktív családot különböztetünk meg attól függően, hogy a bomlási sorban levő elemek tömegszáma 4-gyel osztva milyen maradékot ad:

Nem tudjuk megadni, hogy egy aktív mag melyik időpillanatban alakul át, csak statisztikus törvény állapíthatunk meg a radioaktív bomlás valószínűségére vonatkozóan.

Radioaktív anyag aktivitása:

Egyszerű módon ki tudjuk számolni az időegység alatt bekövetkező bomlások számát:

$$A = -\frac{dN}{dt} \quad N - \text{a bomlásra képes atomok száma [1Bq = 1 bomlás/s]}$$

$$t - \text{idő [s].}$$

Az egyszerű differenciálegyenlet mutatja, hogy a radioaktív anyagok mennyisége időben fokozatosan csökken. Ugyanakkor azt is állíthatjk, hogy a radioaktív forrás aktivitása egyenesen arányos a forrásban levő bomlása képes atommagok számával:

$$A = \lambda \cdot N \quad \lambda - \text{bomlásállandó [1/s]}$$

A felezési idő az adott mennyiségű radioaktív anyag csökkenését jelző paraméter. Az az idő amely alatt az adott mennyiségű radioaktív anyag a felére csökken:

$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

Az aktivitás az alábbi bomlástörvénynek megfelelően csökken:

$$a(t) = a(0) \cdot e^{-\lambda t}$$

A bomlástörvény egy radioaktív preparátumban lévő bomlásra képes atommagok számának, illetve a preparátum aktivitásának időbeli változását leíró összefüggés.

A sugárterhelésben a radonnak és bomlástermékeinek van leglényegesebb szerepük. Kiderült az is, hogy ezen anyagok összefüggésbe hozhatók a tüdőrákkal, miután ezek belélegzés útján bekerülhetnek a tüdőbe és ott lerakódhatnak. A '80 – as években felismerték, hogy a földkéregből származó radon zárt terekben bedúsulhat és nagyon magas radonkoncentráció is kialakulhat.

A radonnak 17 izotópja ismert a 203–223 tömegszámok között. Ezek közül a ^{222}Rn felezési ideje a leg nagyobb: 3,82 nap. A természetben előforduló izotópjai: ^{218}Rn , ^{219}Rn , ^{220}Rn , ^{221}Rn , ^{222}Rn . A földkéregben ezen izotópok részaránya $6,2 \cdot 10^{-16} \%$ ami az elemek között a 88. helyet jelenti. A földkérgi eredetű radioaktív atommagok három bomlási sorának mindegyikében keletkezik radon. Ezen természetes bomlási sorok:

Mivel ezeknek a bomlási láncoknak az atomjai megtalálhatók minden természetes anyagban, így könnyen a levegőbe jutnak. Ezek közül a legnagyobb jelentőségű a ^{222}Rn levegőbe jutása, mivel a felezési ideje akkora, hogy a keletkezési helyétől nagy távolságra is eljut diffúzióval, vagy gáz, levegő, és vízmozgások közvetítése révén. A toron felezési ideje 55 s, így atomjai már a forrás közelében elbomlanak, és ezáltal zárt terekben csak egész kivételes körülmények között fordulhatnak elő nagy koncentrációban. Az aktion felezési ideje 3,9 s, tehát ennek a hozzájárulása az expozícióhoz is jelentéktelen.

A ^{222}Rn is elbomlik más elemekké, nagyenergiájú α -részecskéket kibocsátva. Bomlástermékei között is találhatunk α -sugárzó izotópokat -például a polonium- amely végül ólomá válik. Ezek mellett hosszú hatótávolságú γ -sugarakat is kibocsájtó leányelemek is vannak.

I.2. A radioaktív egyensúly

A természetben megtalálható három bomlási család anya és leányelemei között egyes esetekben radioaktív egyensúly alakulhat ki. Ennek elméleti alapjai a következők:

Legyen: $A_a(t)$: az anyaelem aktivitása a t időpontban

$A_{l1}(t)$: az első leányelem aktivitása a t időpontban

$A_{l2}(t)$: a második leányelem aktivitása a t időpontban

·
·
·

Ha bármely $t > t_0 - \tau_a$: $R - \varepsilon < \frac{A_{li}(t)}{A_a(t)} < R + \varepsilon$,

akkor azt mondjuk, hogy az anya és leányelemei között radioaktív egyensúly állt be. Három esetet különböztetünk meg:

1. Egyensúly nem alakulhat ki:

ha $T_a < T_l$ (T_a az anyaelem felezési ideje; T_l : a leányelem felezési ideje), mivel ilyenkor az anya gyorsan elbomlik.

2. Tranziens (mozgó) egyensúly:

ha $T_a > T_l$. Ilyenkor a leányelem keletkezési sebessége és bomlási sebessége nem egyenlő, de arányuk egy idő után állandó. Továbbá az anyaelem és leányelem aktivitásának aránya is állandó.

A példában szereplő adatok:

anyaelem: ^{211}Pb , $T_{1/2} = 36,1$ perc;

leányelem: ^{211}Bi , $T_{1/2} = 2,15$ perc;

5. grafikon

Az aktivitás változása tranziens egyensúly esetén.

1. A teljes aktivitás, ha kezdetben csak az anyaelem volt jelen.
2. Az anyaelem aktivitása.
3. A leányelem aktivitása, ha $t = 0$ időpontban csak leányelem volt jelen a vizsgált rendszerben.
4. Az anyaelemből keletkezett leányelem

aktivitása.

5. A $t = 0$ időpontban jelenlevő és az anyaelemből keletkező leányelem együttes aktivitása.

A grafikon jelzi, hogy az anya és leányelem aktivitásai nem válnak egyenlővé, a leányelem aktivitása mindig nagyobb, mint az anyaelemé. (A kettő logaritmusá közötti különbség azonban állandó.)

3. Szekuláris egyensúly:

akkor teljesül, ha $T_a \gg T_l$. Ekkor $R = 1$. Ebben az esetben a bomlási sor tagjainak aktivitása egyenlő. Ez az eset fordul elő a radioaktív családokban.

6. grafikon

Az aktivitás változása szekuláris egyensúly esetén.

A példában szereplő adatok:

anyaelem: ^{212}Rn , $T_{1/2} = 3,82$ nap;

leányelem: ^{218}Po , $T_{1/2} = 3,05$ perc

1, 2, 3, 4 jelentése megegyezik az 5. grafikonnál említettekkel.

A természetes radioaktív bomlási családokban, a sorozat első tagjának felezési ideje több nagyságrenddel nagyobb, mint valamennyi leszármazottjáé. Ez azt jelenti, hogy a földben az őselem valamennyi ivadékaival radioaktív egyensúlyban van. Ha tehát az urán, vagy a tóriumásványban, vagy a nagyon régi vegyületekben valamennyi bomlástermék keletkezésük

óta együtt maradt, akkor azok aktivitása egymással egyenlő. Ugyanakkor az is előfordulhat, hogy valamelyik leányelm más fizikai folyamatok során távozik, vagyis nem elbomlás útján. Ilyenkor a gáz halmazállapotú radon -amelyik ezáltal diffundálhat- eláramolhat vagy éppen beleolvadhat folyadékba. Ilyenkor az új közegben új, a radonnal kezdődő sor alakulhat ki.

A ^{222}Rn bomlási sora a ^{210}Pb – nél szinte megakad (felezési ideje 22,26 év), ezért ha csak a radont és az őt követő négy elem aktivitását tekintjük kiderül, hogy pár óra alatt beáll köztük az egyensúly. Ez azt is jelenti, hogy zárt helységben a radon egyensúlyban van leányelemeivel, amellyek radioaktív fématomok. Ha azonban szellőzik a szoba, a radon egy része eltávozik, ilyenkor a leányelemek aktivitása kisebb, mint ami a jelenlévő koncentrációnak egyensúlyban megfelelne. Ennek köszönhető, hogy szellőztetéssel a radonkoncentráció csökkenthető.

I.3. Radon diffúzió

I.3.1. Diffúzió

A diffúzió mozgásegyenletének leírása:

Kijelölünk a térben egy kockát, ($V = 1$) és nézzük a sűrűség időbeli változását. A sűrűségváltozás oka, hogy a be illetve kilépő részecskék száma különböző. Tegyük fel, hogy a sűrűség csak a z tengely mentén változik:

$$I_{be} = -D \frac{\partial n(z)}{\partial z}$$

$$I_{ki} = -D \frac{\partial n(z+1)}{\partial z} = -D \left(\frac{\partial n(z)}{\partial z} + \frac{\partial^2 n(z)}{\partial z^2} \right)$$

D - diffúziós tényező [m^2/s]

A sűrűség változását a következő módon fejezhetjük ki:

$$\frac{\partial n(z,t)}{\partial t} = I_{be} - I_{ki} = D \frac{\partial^2 n(z,t)}{\partial z^2}$$

általánosan: $\frac{\partial n}{\partial t} = D \Delta n$ – a diffúzió mozg. egyenlete

Ennek az egyenletnek a megoldása, ha a sűrűség csak a z tengely mentén változik $n(z,t) = Z(z)T(t)$ alakú:

$$\frac{1}{T} \frac{dT}{dt} = \frac{D}{Z} \frac{d^2 Z}{dz^2} = \alpha \quad \alpha\text{-szeparációs állandó}$$

A szeparációs állandó értékét a kezdeti feltételek határozzák meg:

$$T(t) = A_1 e^{\alpha t}; \quad Z(z) = A_2 e^{\pm \sqrt{\frac{\alpha}{D}} z}$$

I.3.2. Diffúzió földben

Annak érdekében, hogy az elméleti leírás szorosabban kapcsolódjék a dolgozat témájához a ^{222}Rn földben való diffúziójáról beszélek. Tegyük fel, hogy egy radon-kamrában, melynek magassága - z tengely menti kiterjedése- L , porózus, homogén föld található. A z tengely mentén akarjuk leírni a radon diffúzióját. Ennek mérésére egy *Lucas*-cellát csatlakoztatunk a kamrához, melyel meghatározhatjuk a kellő magasságokban a radon-tartalmat. A diffúziós mozgást elméletileg számítjuk, és a határ-feltételeket a mért eredmények szolgáltatják.

Az általános egyenlet amely megadja ezt a mozgást, a következő:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D' \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - \lambda C + \varphi \quad (1)$$

t – idő

C – a ^{222}Rn koncentráció egységnyi térfogaton [Bq/m^3]

D' – effektív diffúziós együttható [m^2/h]; $D' = D/\varepsilon$ ahol D a diffúziós együttható

ε – a talj porozitása

λ – a ^{222}Rn bomlási állandója, $\lambda = 0,00755 \text{ h}^{-1} = 2,1 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$

φ – ^{222}Rn keletkezés egységnyi térfogatban [$\text{Bq}/\text{m}^3\text{h}$]

Az általános mozgás -egyenlet ki van egészítve korrekciós tagokkal:

- λt a bomlás miatt csökkenő radonkoncentrációt veszi figyelembe,

φ a radon keletkezésével, nő a bomló részecskék száma.

Az egyenletnek a homogén , vagyis időtől független megoldását keressük. Ezt a következő feltétel biztosítja:

$$\frac{dC}{dt} = 0$$

Használjuk a következő határfeltételeket:

$$z = 0; \quad C = C_0 \quad - \text{a radon koncentráció a kamra alján}$$

$$z = L; \quad C = C_L \quad - \text{a radon koncentráció a kamra tetején}$$

A megadott feltételeknek eleget tevő megoldása az (1) egyenletnek:

$$C = \frac{\varphi}{\lambda} + \frac{(\varphi/\lambda - C_0)\sinh[\sqrt{\lambda/D'}(z-L)] - (\varphi/\lambda - C_L)\sinh(\sqrt{\lambda/D'}z)}{\sinh(\sqrt{\lambda/D'}L)}$$

Az (1) egyenlet időtől függő megoldása új határértékfeltételeket feltételez:

$$t = 0; \quad L \geq z \geq 0: \quad C(z, 0) = C_0 \quad (\text{konst.})$$

$$t > 0; \quad z = L; \quad C(L, t) = 0$$

$$t > 0; \quad z = 0; \quad dC/dz = 0$$

Az eredményül kapott megoldás:

$$C(z, t) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{4C_0(-1)^n}{\pi(2n+1)} \cos \frac{(2n+1)\pi z}{2L} \cdot \exp \left[- \left(\lambda + \frac{(2n+1)^2 \pi^2 D'}{4L^2} \right) t \right] + \\ + \sum_{n=0}^{\infty} \frac{4\varphi(-1)^n}{\pi(2n+1)} \cdot \frac{1}{\lambda + (2n+1)^2 \pi^2 D' / 4L^2} \cos \frac{(2n+1)\pi z}{2L} \cdot \left(1 - \exp \left\{ \left[- \lambda + \frac{(2n+1)^2 \pi^2 D'}{4L^2} \right] t \right\} \right)$$

Ezt az általános megoldást egyszerűsítő feltevésekkel tetszetősebb alakra hozhatjuk. Ha nagyon rövid időtartamot szeretnénk leírni, akkor elég az elsőrendű taggal közelíteni a mozgást ($n=0$). Mivel egy zárt kamráról van szó, ezért a φ keletkezési koefficiens értékét 0-nak vehetjük, -de ez nem elengethetetlenül szükséges- és legyen $\lambda=0$. Ellenőrzött, laboratóriumi körülmények között alkalmazhatjuk ezeket a közelítéseket a ^{222}Rn talajban való diffúziójának leírására. Ennek a megoldásnak vége a logaritmusát mindkét oldalon lineáris összefüggést kapunk ($z=l$):

$$\ln[C(l, t)] = - \frac{\pi^2 D'}{4L^2} t + k$$

ahol: $k = \ln[(4C_0/\pi) \cdot \cos(\pi l/2L)]$ konstans

A képlet is bizonyítja azt a jelenséget, hogy forrás hiányában időben csökken a radon-tartalom.

Ezt az összefüggést felhasználva meghatározhatjuk a ^{222}Rn diffúziós tényezőjét, oly módon, hogy a ^{222}Rn -koncentrációt mérjük a különböző talajmintákban.

II. Sugárzás és ember

II.1. Dozimetriai alapfogalmak

Anyaggal kölcsönhatásban a sugárzás részecskéi energiájukat a közeg atomjainak, molekuláinak ionizálására fordítják.

Fajlagos ionizációnak nevezzük azoknak az ionoknak a számát, amelyeket a sugárzás részecskéi valamely közegen áthatolva egységnyi úthosszon keltenek. [1/cm] Az ionizáció miatt a sugárzás részecskéi veszítenek energiájukból és sebességükből, s így a sugárzás intenzitása és fluxusa a vákumbeli $1/r^2$ -es törvénynél gyorsabban csökken. Kisebb energiák és nagyobb rétegvastagság esetén az azonos energiájú részecskék az elnyelő anyagdarab többé-kevésbé jól meghatározott mélységű rétegéig jutnak el, s ott fogva maradnak. Ezt behatolási mélységnek nevezzük:

$$D = \frac{C}{\rho_e} \cdot \frac{E^{1,73}}{A \cdot Z^2}$$

C – a közegre jellemző állandó

ρ_e – elektronok sűrűsége a közegben

E – bejövő részecskék energiája

A – bejövő részecskék tömegszáma

Z – bejövő részecskék rendszáma

Behatolási mélység ismeretében, meg tudjuk határozni, hogy milyen anyagokkal lehet leárnyékolni bizonyos sugárzásokat, illetve a sugárzások mennyire hatolnak be a szervezetbe. Például már egy papírlap, vagy egy pulóver is felfogja az alfa-sugarakat, egy alumíniumlemez a béta-sugarakat, de egy betonfal sem képes teljes mértékben felfogni és elnyelni a gamma-sugarakat. A gyakorlatban a gamma-sugarak árnyékolására ólmot szoktak használni.

Az ionizáló sugárzások nemcsak az élő, biológiai anyagot károsítják, hanem a közeg részecskéinek ionizálásával minden anyagban fizikai változásokat, károsodásokat okozhatnak. A károsodást az anyagban elnyelt energia okozza. A tömegegységenként elnyelt energia -az elnyelt dózis [1 Gy = 1 J/kg]- függ az a sugárzás fajtájától és az elnyelő szövet milyenségétől.

Azonos fokú biológiai károsodást okozó, de különböző eredetű dózisokat biológiai szempontból egymással egyenértékűnek tekintünk. A dózisegyenérték:

$$H = D \cdot Q \cdot q$$

D – elnyelt dózis

Q – sugárzás minőségi faktora

q–besugárzott objektum minőségi tényezője [Sv]

Az effektív dózisegyenérték a különböző szövetek eltérő kockázatonövelő hatását figyelembe vevő biológiai fogalom:

$$H_E = \sum \omega_T \cdot H_T$$

H_T – átlagos dózisegyenérték a T szövetben

ω_T – súlyozó tényező, amely figyelembe veszi a T szövetből származó sztochasztikus hatás kockázatának hányadát az egyetlen egésztest besugárzásból eredő kockázathoz viszonyítva

A sugárzások késői sztochasztikus hatásainak leírására szolgál az effektív dózisegyenérték fogalom. Késői károsodás szempontjából az egyént ért effektív dózisegyenérték határozza meg a kockázatot.

II.2. Ionizáló sugárzások biológiai hatása

A természetes eredetű ionizáló sugárzás -a természetes háttérsugárzás- a világ egész lakosságára már ősidők óta hat. Az átlagos természetes háttérsugárzású geológiai területeken élő felnőtt emberekre ható átlagos éves effektív dózisegyenérték jelenlegi ismereteink szerint: 1,8 mSv és ennek 36%-át képezi a radonizotópok és rövid életű bomlástermékeik belélegzése okozta effektív dózisegyenérték[3]. A természetes sugárterhelésből eredő kollektív dózisegyenérték igen jelentékeny, viszont a világ lakosságára ható egyéb (pl. orvosi eredetű) ionizáló sugárzás kollektív dózisegyenértéke mellett eltörpül. (Meg kell viszont jegyezni, hogy egyre inkább teret nyer az atomenergia termelés, és a mesterséges izotópok felhasználása is fokozatosan növekszik.)

A természetes eredetű sugárforrásokat két csoportba oszthatjuk:

- Külső sugárforrások: ide tartoznak a kozmikus sugárzások, a földkéreg, az építőanyagok és a levegő természetes aktivitása.
- Belső sugárforrások: az emberi szervezetbe jutott természetes radioizotópok alkotják. Ezek közül lényegében csak a kozmogén¹ eredetű ¹⁴C és a ⁴⁰K koncentrációja állandó a szervezetben, mivel ezek gyakorlatilag állandó fajlagos radioaktivitású elemeknek az izotópjai, melyek az emberi szervezetben a belső állapot állandóságát biztosító szabályozás hatása alatt állnak. A természetes radioizotópok többségére azonban nem teljesül ez a két feltétel, és ezért ezek koncentrációja az emberi szervezetben változik, a környezetben jelentkező koncentrációnak megfelelően.

¹ Ősi eredetű az elem, ha a bomlási sor elején áll; kozmogén, ha tagja egy sornak.

Az ember egészsége szempontjából közvetlen szerepe a belső sugárzásoknak van de amint azt megjegyeztem ezek döntő mértékben a külső sugárforrásoktól függenek. És mivel ezek jelentős részét a radon és bomlástermékei teszik ki, hasznos megismerkednünk ezek emberi szervezetben való viselkedésével, és porózus közegben való diffúziójával.

II.2.1. A ^{222}Rn és a ^{220}Rn nemesgázok fizikai és kémiai sajátosságai és viselkedése emberben

A ^{222}Rn nemesgáz molekulája egyatomos, vegyértéke zéró, több mint hétszer nagyobb a sűrűsége a levegő sűrűségénél. A *Henry*-törvény szerint oldódik vízben és más oldószerekben. A radonnak a vízben való α' oldhatósági tényezője függ a t [°C] hőmérséklettől.

$$\alpha' = 0,1057 + 0,405e^{-0,502t} \quad (\text{pl. } t=20^\circ\text{C}; \alpha'=0,254)$$

α' - radon oldhatósági tényező (radontartalom az oldatban/radontartalom a környező levegőben, nincs feltétlen egyensúly)

Szerves oldószerekben sokkal jobban oldódik a radon, mint a vízben. Extrahált emberi zsírra és tengeri malac hasi zsírára $\alpha' = 6,0 - 6,33$. Friss emberi vérré az $\alpha' = 0,43$.

A belélegezett levegőben lévő radon a tüdőben igen gyorsan a véráramba diffundál. A vér a radont elszállítja az összes többi szervbe. A radon kiürülése fordított irányban következik be. Adott szövetben a radontartalom végül telítési értéket ér el, melyet a szövet radonoldhatósága határoz meg. Az oldódási egyensúly beállításához a szövetek zöme esetén 30 – 60 perc szükséges , míg a zsírszövet, illetve a zsírszövet és más szövetek együttese esetében több óra kell ehhez. (1. táblázat)

Anatómiai régió	A 99% -os ^{222}Rn - egyensúly beállításához szükséges időtartam [min]	Effektív ^{222}Rn -eloszlási tényező α'
Légcső-hörgő	420	0,81
Gyomor	510	1,30

3. táblázat. Az emberi szervezet belélegzéssel történő ^{222}Rn -felvételére vonatkozó adatok.

Radon belélegzése esetén a levegő és a szövetek közötti oldódási egyensúly beállása után a szervezet radontartalma állandó marad, ettől kezdve az időegység alatt ugyanannyi radon távozik el, mint amennyi a tesbe jut. A radon tartalmú víznek üres gyomorba való lenyelése után, három óra elteltével a szervezetben a ^{222}Rn -retenció néhány százalékra csökken le. A lenyelt vízzel testbe került ^{222}Rn -atomok nagy része elhagyja a szervezetet, mielőtt elbomlana. A lenyelést követő első órában a gyomor–bél rendszerben helyezkedik el a szervezet egész radontartalmának legalább 90%-a. Tele gyomor esetében 1,7-szer több radon bomlik el mint az üres gyomorban.

A ^{220}Rn kis felezési ideje miatt (55,3 s), ^{220}Rn -belélegzés esetében nem áll be az oldódási egyensúly a szövetekben, mert közben elbomlik. Ezért a ^{220}Rn -bevitel még folyamatos belélegzés esetében is mindig nagyobb mint a kiürülés.

II.2.2. A talaj ^{222}Rn -exhalációja

Alápincézetlen földszinti fekvésű lakások levegőjének radontartalma az épület alatt elhelyezkedő talaj természetes radonexhalációjának sebességétől is függ, nemcsak a szobát határoló épületszerkezeti elemek radonkibocsátásától. Ezért célszerű a talaj természetes radonexhalációjáról részletesebben tájékozódni. Előbb azonban a radonizotópoknak a porózus közegben történő diffúziójáról, illetve konvekciós terjedéséről is kell beszélnünk.

Radonizotópok diffúziója porózus közegben:

A D diffúziós tényező azzal az anyagmennyiséggel egyenlő, amellyel egységnyi koncentrációgradiens hatására a felületegységen időegység alatt áthalad. [cm^2s^{-1}] A radonizotópok koncentrációjának jellemzésére mind a pórusrésben levő, mind a térfogati koncentráció fogalmakat használják. A D valódi diffúziós tényező az egységnyi pórusrés koncentrációgradiensnek, a D^* effektív vagy látszólagos diffúziós tényező az egységnyi térfogati koncentrációgradiensnek felel meg

Az effektív diffúziós tényező:

$$D^* = \frac{D}{p} \quad p - \text{porozitás (pórusok összes térfogata/az anyag egész térfogata)}$$

A diffúziós folyamat másik jellemzője a diffúziós távolság vagy relaxációs távolság, mely a diffúziós áramnak a távolsággal való csökkenését jellemzi:

$$l = \sqrt{\frac{D}{\lambda p}} = \sqrt{\frac{D^*}{\lambda}} = \frac{1}{b}$$

l - radon diffúziós távolsága talajban

λ - bomlási állandó(bomlás/idő)

b - a diffúziós távolság reciprok értéke

l szemléletes jelentése: az a távolság, ameddig a radon eljut a keletkezési helyétől mielőtt elbomlana

Közetekben a radonizotópok effektív diffúziós tényezője $0,0003 - 0,07 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$ között változik. Így a megfelelő diffúziós távolságok ^{222}Rn -ra 12cm és 182cm között változik. ^{220}Rn -ra kb. 80-szor kisebb.

Az $1,4 \text{ g/cm}^3$ térfogatsúlyú, $p = 39\%$ -os porozitású, 4% nedvességtartalmú építkezési homokra $l = 80\text{cm}$ diffúziós távolságot mértek. Eszerint az effektív diffúziós tényező $D^* = 1,34 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$, és a valódi diffúziós tényező:

$$D = D^*p = 5,4 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$$

Nem követünk el akkor hibát, ha a radondiffúziót leíró egyenletekben a λ bomlási állandó helyett a λp szorzatot írjuk be. Korábban ugyanis sok félreértés származott abból, hogy a talajban mért radontartalom a pórusok térfogategységére vonatkozik, míg a talaj radonexhaláció sebességét a talaj egész felületén és nem csupán a nyílások felületén mérik.

Általában kicsi a diffúziós tényezője a kis porozitású közegeknek. A diffúziós tényező viszont függ a közeg permeabilitásától, ez utóbbi pedig függ a pórusátmérőtől. Csökken a diffúziós tényező, ha csökken a pórusátmérő. Ez magyarázza azt a jelenséget, hogy nagy, kb. 50% porozitású agyagokban kisebb a radonizotópok diffúziója, mint az agyagnál kisebb porozitású homokban.

Radonkoncentráció végtelen vastag, gázkibocsátó közegben (talajban):

Végtelen kiterjedésű közegnek tekintjük a talaj felszínétől nagy mélységben elhelyezkedő teret, ahol a radon állandó koncentrációja a pórusokban a következő, már mérhető mennyiségekkel kifejezve:

$$c_{\infty} = \frac{C_{Ra} K_{Rn} \rho}{p} = \frac{\text{a radon térfogati koncentrációja}}{\text{közeg porozitása}}$$

c_{∞} - radonkoncentráció végtelen kiterjedésű közegben

C_{Ra} - ^{226}Ra -aktivitás koncentrációja talajban [Bq/kg]

K_{Rn} - emanációs tényező a ^{222}Rn -ra és a talajra (az α -t tartalmazza)

ρ - sűrűség (tömeg/térfogat)

Ha például a talaj ^{226}Ra -tartalma: $C_{Ra} = 26 \text{ Bq/kg}$, a talaj emanációs tényezője: $K_{Rn} = 0,4$, a talaj sűrűsége: $\rho = 1400 \text{ kgm}^{-3}$, porozitása $p = 0,4$, akkor a talajpórusokban a ^{222}Rn -tartalom:

$$c_{\infty} = 36400 \text{ Bq m}^{-3} \quad \text{a teljes térre vonatkozóan}$$

A ^{222}Rn térfogati koncentrációja pedig:

$$(c_{\infty})^* = C_{Ra} K_{Rn} \rho = 14560 \text{ Bq m}^{-3}$$

Ha ennek egy kis hányada is bejut a lakás levegőjébe, jelentősen növekedhet ott a ^{222}Rn -tartalom.

A talajból történő gázkiáramlás más módja a konvekció, amikor a levegő és a talajban levő nyomáskülönbség okozza a kiáramlást, nem a véletlen bolyongás. Laza üledékben a konvekciós áramlás sebessége általában $10 - 25 \text{ cmd}^{-1}$, de elérheti a 60 cmd^{-1} értéket is. Ilyenkor a talajból sokkal nagyobb intenzitással szabadul ki a radon, mintha csak pusztán diffúziós áramlásról lenne szó.

Radon exhalációjának sebessége a légkörbe egyenmű, végtelen vastagságú közeg felületén:

Az egyenmű, végtelen vastagságú közeg (pl. talaj) felületén a radonizotópok, jelen esetben a ^{222}Rn -ra az exhaláció sebessége így írható fel:

$$J_{\infty} = l \cdot (c_{\infty})^* \cdot \lambda$$

J - a talaj radonexhalációjának a sebessége (fluxusa) [$\text{Bq m}^2/\text{h}$]

l - radon diffúziós távolsága

λ - bomlási állandó

Hogyha az $l = 80 \text{ cm}$, $(c_{\infty})^* = 14560 \text{ Bq m}^{-3}$, mivel $\lambda = 2,1 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, akkor a

$$J_{\infty} = 24,5 \text{ mBq m}^{-2} \text{ s}^{-1}$$

Ha a radon át nem eresztő felületen helyezkedik el véges H_1 vastagságú emanáló réteg, akkor ennek a légkörbe történő exhalációjának sebessége:

$$J_{H_1} = \frac{(c_{\infty})^*}{p} \sqrt{\lambda p D} \text{ thb} H_1 = (c_{\infty})^* \sqrt{\lambda D} \text{ thb}^* H_1$$

ahol: $b = \sqrt{\frac{\lambda p}{D}} = \frac{1}{l}$ és $b^* = \sqrt{\frac{\lambda}{D^*}} = \frac{1}{l}$

tehát:

$$J_{H_1} = \frac{(c_\infty)^*}{p} \sqrt{\lambda p D} th \frac{H_1}{l} = (c_\infty)^* \sqrt{\lambda D^*} th \frac{H_1}{l}$$

De mivel a $D^* = \lambda l^2$ ezért a véges H_1 vastagságú réteg radonexhalációjának a sebessége:

$$J_{H_1} = l(c_\infty)^* \lambda th \frac{H_1}{l} = J_\infty th \frac{H_1}{l}$$

Ha a $H_1 = \infty$ lenne, akkor, mivel a $th \infty = 1$, így a $J_{H_1=\infty} = J_\infty$
 $H_1 = 3l$ vastagságú réteg emanálás szempontjából már, végtelen vastagságnak tekinthető.

Konvekció (légnnyomáscsökkenés) hatása szobalevegő ^{222}Rn -tartalmára:

6. ábra

Nem szellőztetett alagsori szobában a levegő mért ^{222}Rn - tartalom függése a légnnyomástól.

Ha a falazat hőmérséklete állandó (ami a gyakorlatban, a lakóházak esetén nem mindig teljesülhet) és a vizsgált szoba igen rosszul szellőzik, azaz, ha a szellőzési sebesség $v=0,01 \text{ h}^{-1}$ körüli, mint például alagsorban várható, csak akkor mutatható ki összefüggés a légnnyomáscsökkenés, valamint a szobalevegő ^{222}Rn -tartalmának megnövekedése között.

II.2.3. Talaj emanációs tényezője

A Finn Sugárzási És Nukleáris Biztonsági Központ a talaj radon emanációs koefficiensének (^{222}Rn) és rádium tartalmának (^{226}Ra) meghatározása érdekében kutatásokat végzett új épületek környezetében.[4] Közel 800 talajmintát vizsgáltak meg, gamma - spektrométer, illetve radon -kamra és szcintillációs cella segítségével. Annak érdekében, hogy a kapott eredmények pontosabban írják le a valóságot, megvizsgálták a talaj víztartalmát, hőmérsékletét, és szemcseméretét is a kérdéses helyeken.

A minták begyűjtése során figyelmet fordítottak arra, hogy a minták az új építkezési területekről származzanak. Radontartalmuk az átlagnál magasabb volt, ezért nem is törekedtek, valamilyen széles, nagy területre vonatkozó átlagot megadni. Minden helyszínről, minden talajtípusból gyűjtöttek mintákat, ezért az eredmények jól mutatják a gáz viselkedését a különböző minőségű talajokban.

A zárt kamra módszernél úgy jártak el, hogy a mintákat először 2 - 7 napig szárították szobalevegőn, majd elhelyezték őket a kamrában. Lezárás előtt, -a rutin eljárás során- 5% vizet adtak a mintához. A gamma -spektrométerrel végzett mérések esetén, a mintákat szintén 2 - 7 napig szárították szobalevegőn, de vizet nem adtak hozzá. Azoknál a mintáknál, amelyeknél a víztartalom lényeges volt úgy jártak el, hogy a megszokott rutin szárítás után a szobalevegőn, még pár órással szárítást alkalmaztak $105\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os kemencében. A különböző víztartalmak érdekében, a megfelelő mennyiségű vizet adták a mintákhoz.

A rádium koncentráció és radon emanációs koefficiens -mint említettem-, gamma -spektrométerrel lett meghatározva, a különböző talajmintákban.

A radonemanációs-faktor mérése céljából meghatározták a rádium koncentrációt nagy tisztaságú germánium detektor (HPGe) segítségével. Emellett a talajjal egyensúlyban levő légtér radontartalmát szcintillációs kamrával mérték. A HPGe detektort egy alacsony háttérű kamrába helyezték, aminek a levegője folyamatosan cserélve volt nagyon kis radon tartalmú levegővel. A mintákat jól lezárt alumínium dobozba helyezték, tehát azt állíthatjuk, hogy a radont és leányelemeit egyensúlyban mérték. Az emanációs koefficienst a radon leányelemeinek gamma-vonalának arányaiból számolták.(A leragasztott és nyitott minták arányából)

A radon emanációt radon-kamra segítségével mérték. Az általában 0,5 kg tömegű minta egy 2,34 l térfogatú dobozba helyezték. Miután a radon kidiffundált a kamra radonmentes levegőjébe, a levegőmintát egy Lucas-cellába vezették. A radonemanációs tényezőt a radon és rádium tartalom alapján számolták. A diffúziós idő kb. két nap volt a mérések során.

Eredmények és értékelés:

Az eredményként kapott rádium koncentrációkat, emanációs koefficienseket és emanációs arányokat a különböző talajtípusokban, a 4. táblázat tartalmazza. A gamma-spektrométerrel megmért minták olyan helyekről lettek begyűjtve, ahol különlegesen magas a rádium-koncentráció (dél-Finnország).

A víztartalomtól való függését a radon-emanációnak körülbelül 70 mintában mérték szintén radonkamrás módszerrel. A méréseket 5 - 13 különböző víztartalommal végezték: 0% -tól 20-25% -os víztartalomig. Az eredményeket a 7. ábra tartalmazza. Az 5% -os víztartalom szerepelt referencia pontként. Az agyag minta kb. 10 - 15% -os víztartalommal, a homok 2 - 10% -os, és a kavicsos 1 - 5% -os víztartalommal rendelkezett.

A radon emanációs koefficiens szemcse-mérettől való függését úgy mérték meg, hogy hét vagy nyolc méretűre szitálták a mintákat. A legkisebb méret kisebb mint 74 μm , a legnagyobb pedig 4 - 8 mm volt. Midegyik mintát 5% -os víztartalom mellett vizsgálták. A 0,5 mm -nél nagyobb szemcseméret esetén, egy csökkenő összefüggést állapítottak meg az emanáció és a szemcseméret között.(8. ábra) Az ábra jelzi a nagyfokú különbségeket amiket kis szemcseméret eseteiben mértek. A 9. ábra mutatja az összefüggést amit a víztartalom és emanációs koefficiens között állapítottak meg, különböző szemcseméret esetén. Kis méretek esetén az emanációs koefficiens maximum 10 - 15% -os víztartalom esetén jelentkezett, és a víztartalom csökkenő tendenciát mutatott -maximum emanáció tekintetében- a növekvő szemcseméret esetén. Ezek az eredmények jó egyezést mutatnak a különböző talajtípusokban mértékekkel.

Az emanációs koefficiens hőmérséklet-függés vizsgálata esetén az átlagos emanációs koefficiens a 100 °C -tól a 20 °C -ig terjedő méréseknél (száraz minta) 1,4 és 2,2 között változott.(5.táblázat) Az eredmények meglehetősen szórta, ezért a talajtípustól való függést nem jelzik. Az emanációs-koefficiens arány (100°/20°C) a szemcseméret növekedésével csökken. Az 5% -os víztartalomnál, 20°C -tól 1°C -ig terjedő intervallumon az emanációs koefficiens átlagok nagyon közeli értékekkel szerepelnek. A 20°/1°C

-nak megfelelő emanációs-koefficiens arány függ a víztartalomtól: 0% tartalom esetén az arány jelentősen magasabb volt mint víz jelenléte esetén.

A radon-emanáció szempontjából a víztartalomnak és szemcseméretnek együttes hatása jelentkezett. Kis szemcseméret esetén -például agyag- 10 - 15% -os víztartalomnál mutatták az emanáció maximumot. Az 1 - 2% -os víztartalomnál a nagyobb szemcsemérettel rendelkező minták -kavics- mutattak emanációs maximumot. Száraz minták esetén a maximális emanációs arány csökkent, ahogy a szemcseméret nőtt.

A hőmérsékletnek nagy hatása van a radon-emanációra, ha víz nincs jelen.

4. táblázat

Rádium koncentrációk, emanációs koefficiensek és arányuk a talajban:

Talaj típus	N(minták száma)	Átlag	Medián	50% -a a méréseknek
²²⁶ Ra koncentráció (Bq/kg)				
agyag	58	78	75	61-92
iszap	76	52	49	38-63
homok	223	54	43	31-61
kavics	203	81	77	53-100
szántóföld	246	126	77	56-95
²²² Rn emanációs koefficiens (%)				
agyag	56	24	23	17-31
iszap	67	18	18	11-24
homok	170	17	17	11-22
kavics	175	19	19	15-23
szántóföld	231	20	17	12-25
²²² Rn emanációs arány (mBq/h kg) ($G = \lambda \pi C_{Ra}$)				
agyag	56	141	127	91-201
iszap	67	79	65	28-104
homok	170	94	53	27-98
kavics	175	133	115	99-178
szántóföld	231	259	95	50-151

20/1°C arány, homok és agyag minták, radonkamra módszer:

Víztartalom(%)	N	Átlag	Többség
0	4	1,4	1,2-1,7
2	3	1,0	0,9-1,1
5	4	1,1	1,0-1,2
15	4	1,1	1,0-1,2
20	4	1,1	1,0-1,2

7. ábra

A víztartalom hatása a radon-emanációra.

Az emanáció értékeket $w\%$ illetve 5% víztartalom mellett mérék.

n - mérések száma; w - víztartalom

8. ábra

Szemcseméret hatása a radonemanációra.

9. ábra

A víztartalom hatása a radonemanációra, különböző szemcseméret esetén.

II.2.4. Radon mérések Mátraderescskén

Mátraderecske. Ez a név kitörölhetetlenül beírta magát a hazai atomfizika-kutatási területek jegyzékébe.

A 90-es évek elején nagyon fokozódott a Mátraderecske iránti érdeklődés. Az érdeklődés jogos, hiszen a mért értékek nagyon érdekesek. Több lelkes kutatócsoport, például a Tóth Eszter vezette Lauder Jahve iskola diákjai 1992 márciusa óta mérik Mátraderecske házainak radon-koncentrációját. A méréseket CR-39 -es nyomdetektorokkal végzik és számos fontos és meglepő eredményeket szolgáltatottak a tudomány és a közvélemény számára.

Itt említem meg, hogy a 90-es években egyes országok 200 Bq/m^3 -ben állapította meg a házakban megengedhető radonszintet. Nemzetközi ajánlások szerint 400 Bq/m^3 aktivitáskoncentráció felett kell a radon radioaktív sugárzása következtében fellépő magasabb egészségi kockázat miatt mentesítést végrehajtani. Pont a mátraderecskei nagyobb radonszint miatt a magyar hatóságok 800 Bq/m^3 intézkedési szintet írtak elő. A mátraderecskei házak közül csupán négyet találtak, amelyek ez utóbbi koncentráció szintet felülmúlták.

Érdekes eredményekre jutottak, azokkal a vizsgálatokkal, amelyek azt vizsgálták, hogy hogyan viselkedik a radon az egyes szobákon belül. Az évszakok szerinti változást is ki tudták mutatni. Az őszi-téli adatoknál felfigyeltek olyan jelenségekre, hogy egyes házaknál ősszel több a radon, míg más házaknál télen. Voltak olyan egymás mellett álló házak, amelyeknél mintha átlíbbent volna a radon az egyik házból a másikba.

A kutatók Mátraderescskén hangsúlyt fektettek a radonkoncentráció időbeli változására is, ugyanis ezeknek ismerete fontos lehet egészségi szempontból. Ha tudnánk azt, hogy a radon jelenléte régi vagy újkeletű dolog a vizsgált térségben összevethetnénk a rák lappangási idejével és következtetéseket vonhatnánk le a kapott adatok alapján. Ezt ott sokféleképpen vizsgálták. Például a fogakbabeépült radionukleidok segítségével, (A fogak korának ismeretében az α -bomló Pb-210 mérhető fogbéli gyakoriságából lehetne következtetni a radon múltjára.) A nehézséget ebben az eljárásban az jelentette, hogy rövid időn belül kevés minta jutott a vizsgálatot végzők birtokába.

Egyszerűbb módja a radon időbeli viselkedésének kutatására az, hogy a korábban megmért helyeken ismét megmérjük a radonkoncentrációt. Ezt meg is tették. Az általuk leszűrt következtetések közül megemlítem azt, hogy 1993-94-es évekre csökkenő tendenciát fedeztek fel a radonszintjében. Számszerűen a radon éves átlaga a fent megjelölt időpontokban 330 Bq/m^3 -ről 260 Bq/m^3 -re csökkent. Ez éves átlagban

mintegy 18%-os csökkenést jelent. Ennek a csökkenésnek azonban sokféle oka lehet, mint például: az emberek megtanultak jobban szellőztetni, ami azt jelenti, hogy az esti órákban és rendszeresen végzik ezt a műveletet. Egyéb ok, aminek szintén hatást tulajdoníthatunk az , hogy az 1993-94-es évek lényegesen csapadékosabbak voltak, mint az 1992-93-as évek. A szárazabb talajban ugyanis olyan repedésláncok jöhetnek létre, amelyeken át a radon könnyebben tud fölfelé mozogni. A nedvesség következtében ezek a hajszálrepedések megszűnnek, a radonból kevesebb juthat fel a lékörbe, a házakba.

Váratlan fordulatról, számoltak be a kutatók 1994 tavaszán. A radonkoncentráció értékek növekedtek az esőzések ellenére. Ez a növekedés azonban nem volt általános. Az általuk állandó mérési helyként használt 56 ház közül 19-ben tavasszal csökkenést, 26 esetben növekedést, 19-ben a tavaly tavaszi értékekkel megegyező értékeket kaptak. Ezt összefüggésbe hozták az 1994 május 27-ei 2.9-es erősségű földrengéssel. Pár nappal aföldrengés előtt maximum értékeket mértek a pincékben és a falu kútjaiban levő vízben.

Másfajta mérési módszerrel vizsgálták a kutatók a házakban lévő radon időbeli változását. Egy szobában levő üvegfelületbe beágyazódó radonutódok felületi sűrűsége (F) arányos a szobában eltöltött idővel (t) és a szobában levegőjének aktivitáskoncentrációjával (A). $A \cdot t / F = \text{áll.}$ Az arányossági tényező 0.4-0.8 ezer év/m (Lively-Steck). A felületi aktivitást meg lehet mérni nyomdetektorral is és radiokémiai úton is, a leoldott rendkívül vékony felületi rétegben levő ^{210}Bi β aktivitásának mérésével. Az üvegnek a szobában eltöltött idejére a választ az ottlakók jó esetben ismerik. Sajnos nekik sem sikerült megnyugtató adatokat szolgáltatni arra, hogy mióta és milyen koncentrációval van jelen a radon Mátraderecske házaiban.

Az nyilvánvalóvá vált, hogy a koncentráció idő és hely szerint jelentősen változik. *László Sajó-Bohus* (Universidad Simon Bolivar, Caracas-Venezuela) szerint, ennek oka lehet a talajban levő nyomáskülönbség, szellőztetési szokások, hőmérsékletkülönbség, talajnedvesség, szeizmikus aktivitás.

A radon-aktivitás és a Mátraderecske környékén előforduló geológiai törésvonalak közötti kapcsolatot szintén vizsgálták már. A gáz a feltevések szerint e törésvonalak mentén áramlik a felszín felé, magával sodorva a felszín alatti repedezett kőzetekben jelenlevő és onnan elmozdulni képes radon atomokat is. A felszínre érkezett radon a gáz egyéb összetevőivel együtt különböző, főleg a meteorológiai viszonyoktól függő transzport folyamatok révén terjed tovább, s jut be a talajjal érintkező házakba.

Ebben a tekintetben a nyomdetektoros mérési technika nagyszerű lehetőséget adott arra, hogy a radont mint természetes radioaktív nyomjelzőt használva detektálják az intenzívebb gázáramlással jellemezhető törésvonalak elhelyezkedését.

Az eljárásuk amivel a törésvonalakat detektálták a következő volt:

Sekély mélységű gödörbe vagy talajba fűrt lyukakba egyszerre elhelyezett nyomdetektoros radonmérő eszközökkel nagy relatív pontosságú radon térképet vettek fel a mérési pontokkal behálózott területen. A falu középső részén a geológusok által kijelölt fúrásokban két mérési sorozatot végeztek 7 napos és 2 napos expozíciós időkkel.

Az eredményeik az előzetes feltevéseket látszik igazolni. A talajgáz mérésekből pontosan kirajzolódott a radon potenciál térkép, amely a lefedett fő törésvonalak helyzetét is sugallja.

Lévéen, hogy ezeket a méréseket kiegészítették a lakóházakban lefolytatott mérésekkel, összefüggéseket tudtak találni a talaj és a lakóházak légterében mért értékekkel. A közösség lakóházaiban mért radon koncentráció eloszlás jó egyezésben voltak a talajban mért radon potenciál térképpel. Az egyes lakásokban nagyon erősen mutatkozott a szoba alatti pince, vagy az emelet radon koncentrációt csökkentő hatása, amely összhangban van a nemzetközi irodalomban közölt megfigyelésekkel.

A gáz lakásokba való bejutásának időbeli változásait a meteorológiai viszonyoktól - hőmérséklet, légnyomás és szél- értékeitől függő transzport folyamatok irányítják. Ennek hatására a szobák levegője hol atmoszférikus, kis radon koncentrációjú levegővel cserélődik ki, hol a nagy radon-tartalmú talajgázból nyer utánpótlást. Ennek az utóbbi folyamatnak a jellemző ideje rendkívül kicsi is lehet, a folyamatos mérések alapján 3 - 4 óra. A lakók életstílusa és szellőztetési szokásai is nagyban hozzájárulnak a koncentráció mértékéhez.

III. Mérési módszer és műszer

III.1. A sugárzások mérése

A radioaktivitást érzékszerveink nem érzékelik, ugyanakkor ismert, hogy komoly élettani hatásuk van. Ezért számos, különböző működési elven alapuló mérőezközt fejlesztettek ki. A közös ezekben az, hogy mindegyik segítségével a sugárzást közvetetten érzékeljük, pontosabban azt a hatást észleljük, illetve erősítjük makroszkópikus méretűre, amit a sugárzás, energia formájában átad a környezetének.

Az érzékelőberendezéseket csoportosíthatjuk:

A részecskék nyomát láthatóvá tevő detektorok:

- ködkamra
- fotoemulzió
- buborékkamra
- szilárdtest-nyomdetektorok

Részecskeszámlálók:

- félvezető-detektor
- ionizációs kamra
- szcintillációs számláló
- termolumineszcens dózismérő
- Geiger-Müller számláló.

III.2. A radon mérése

Mintahogyan a korábbiakból kitűnik, a radon mérésének napjainkban egyre hangsúlyozottabb szerepe van. Ez problémaként jelent meg politikai és társadalmi téren, ami napjainkig egy jeletős gazdasági potenciállal ruházta fel a területet. Ennek jótékony hatása eredményeként sokat fejlődött ez a terület az utóbbi időben, olyannyira, hogy már kitapintható közelségbe kerültek olyan célok, mint a környezetünk radon-térképeinek elkészítése.

A mérési eljárásokat meghatározza a közeg, ahol a mérést végezzük. Ezért megkülönböztetjük a levegőben, vízben és földben való mérést.

III.2.1. A levegő radontartalmának mérése

Amikor a levegő radontartalmát akarjuk megmérni, akkor is a fentebb említett sugármérési módszerek valamelyikét alkalmazhatjuk. Ezeket a módszereket aszerint is lehet csoportosítani, hogy közvetlenül a radon, vagy leányelemei aktivitását mérjük. Eszerint lehet az eljárás direkt, vagy közvetett. Jelenleg általában a következő eljárások vannak használatban:

- Aktív szenen megkötött radon mérése GeLi félvezető detektorral. Ez a detektor a szén alá helyezve méri a radon leányelemeinek γ -sugárzását.

- Aktív szenen néhány napos gyűjtéssel megkötik a radont, majd mérik a kiocsátott α -sugárzást folyadékszcintillációs technikával. A küvettában a szén egy kúp alakú műanyag tartóban van, s ezt veszi körül a szcintillációs koktél.

- Radontartalom meghatározható ionizációs kamra segítségével is. Ezen alapul az ATMOS-10, és ATMOS-12 készülékek működése. Az eljárás a következő: egy szűrőn és egy víztelenítőn keresztül a gép levegőt szivattyúz a mérőkamrába. A szűrő megakadályozza a Rn leányelemek bejutását, a víztelenítő megszabadítja a levegőt a zavaró nedvességtartalomtól. A berendezés mérőegysége egy impulzusszámláló ionizációs kamra. A Rn, illetve a kamrában keletkezett leányelemek bomlásából keletkezett α -részecskék energiájukat, a levegő molekuláinak ionizálása révén adják le. Az ionok az elektródok felé mozogva elektromos impulzusokat keltenek, ezek amplitúdója arányos az α -részecskék energiájával. Az impulzusok amplitúdóját mérve meg lehet határozni az α -energiát. Az ionizációs kamra impulzusait erősítés után egy analóg-digital konverter dolgozza fel.

- Egy áteresztő kis tartályba szilárdtest nyomdetekort helyeznek. A filmet néhány hónapi exponálás után kimeratva a részecskék nyomainak összeszámlálásával a koncentráció meghatározható.

- Léteznek félvezető detektorokkal mérő berendezések is. Ezeknél egy kamrát megtöltünk levegővel, és a kamra egyik falához rögzített felületi záróréteges félvezető detektor közvetlenül méri a levegő radontartalmát.

– Használják szcintillációs elv alapján működő számlálókat is (pl. LUCAS-cella). A levegőt egy belülről ZnS szcintilláló festéssel bevont kamrába pumpálják. A szcintillációs detektor az α -sugárzás hatására fotonokat kelt, és így elektromos sugárzásokat szolgáltat. Az impulzusok nagysága arányos az azt keltő α -sugárzás energiájával. A berendezés előnye, hogy nagy a számlálási hatások.

– Elektrét felhasználásával is lehet sugárzást mérni. A radon és leányelemei által kibocsátott ionizáló sugárzás egy kondenzátort feltölt, és a töltés mérésével lehet a radonkoncentrációt megállapítani. Az eljárás hátránya, hogy elektromos eszközök torzítják az eredményeket.

Az ionizációs kamrával és félvezető detektorral történő méréseknél a ^{222}Rn α -részecskéit energiájuk alapján meg tudjuk különböztetni a leányelemektől. Szcintillációs berendezés esetén ezt nem tehetjük meg ilyen pontossággal, mert a felbontóképesség csak kb. 10 %-os.

III.2.2. A vizek radontartalmának mérése

- A szcintillációs módszer előnyös a víz radontartalmának meghatározására mert a kis hatótávolságú sugárzás is nagy hatásokkal okoz felvillanásokat. Hátrány ugyanakkor az úgynevezett kioltás, amikor olyan komponensek is az oldatba kerülnek amelyek fotonokat nyelnek el és nincs szcintillációs hatásuk. Az ehhez hasonló zavaró hatásokat, a mérések során figyelembe kell venni.

– A kibuborékolatásos eljárás az egyik legelterjedtebb technika. A mérés során a vízben gázt (levegő vagy nitrogén) pumpálnak át. Ezzel a radont kihajtják a vízből. Ez a módszer kis aktivitások mérésére is alkalmas, s lehetőség van már nagyobb mennyiségű vízminták mérésére, nem úgy mint a folyadékszcintillációs módszerrel.

– Más módszer amikor a buborkoltatást nem zárt rendszerben, hanem kevezető csövön mindaddig folytatjuk, amíg a víz radontartalma nullává nem válik.

III.2.3. A radon mérése földben

A földben való mérésre is a felsorolt detektorok valamelyikét használjuk. Részletesen az általam használt eszközzel illetve mérési eljárással szeretnék foglalkozni.

A talaj radontartalmának meghatározásához a MARKUS 10 nevű készüléket használtam.

10. ábra

A MARKUS 10 nevű készülék előlnézetben.

a - Elem-állapot kijelző

b - Töltő csatlakozó

c - Eredmény kijelző

d - Indító gomb

11. ábra

A MARKUS 10 hátulról

e - A szelep illetve a rúd csatlakozási helye

A műszer felépítése és tartozékai:

Az eszköz kiszerelese praktikus és ergonomikus, megfelel annak a célnak, hogy a mérést végzőt segítse a munkájában. Maga a műszer szinte minden tartozékával, egy fém kofferben van elhelyezve ami biztosítja a sérülésmentes szállítást.

12. ábra

A MARKUS 10 működési rajza

<i>a</i> - szondarúd	<i>A</i> - fémhegy
<i>b</i> - víz-szelep	<i>B</i> - fogantyú
<i>c</i> - szelep csatlakozó helye	<i>C</i> - beütőfej
<i>d</i> - szűrő	<i>D</i> - kulcs
<i>e</i> - nyomás érzékelő	<i>I.</i> - beszívott levegő iránya
<i>f</i> - szivattyú	<i>II.</i> - kiáramló levegő iránya
<i>g</i> - nyomásérzékelő szelep	<i>III.</i> - a detektor által kibocsátott imp.
<i>h</i> - mérőkamra a detektorral	
<i>i</i> - kiürítő nyílás	
<i>j</i> - jel erősítő	

k - energia szűrő(5,5-6,5MeV)

l - számláló

m - kijelző

A műszer használata:

1. Elsőnek a szonda földbeveréséhez szolgáló fejet kell csatlakoztatnunk.
2. Kalapács segítségével a rudat beleütjük a földbe 70 cm mélyre. (a megfelelő mélységet egy jel mutatja)
3. Az ütőfej eltávolítása után csatlakoztatni lehet a szelepet amely meggátolja a talajvíz gépbe kerülését.
4. A szelepre lehet rögzíteni magát a gépet, amit a START gombbal lehet beindítani.
5. Ellenőrizni kell, hogy víz nem került a készülékbe, illetve az akkumulátor kellően fel van töltve. (A mutatónak a zöld mezőben kell állnia, a gép működése közben.) Abban az esetben, ha víz kerül a szelepbe, le kell venni a műszert, kihúzni a rudat a földből, vízteleníteni, majd új helyen lehet folytatni a mérést.
6. A mérés időtartama a levegő beszívattyúzásából (kb. 30 s), és a mérési időből (kb 10 min) áll. A kijelző villog a mérés ideje alatt, a villogás megszűnte jelzi a mérés végét. A mérés végeztével az eredmény kBq/m³ – ben olvasható le a kijelzőről.
7. A pumpálás időtartama függ a talaj sűrűségétől, áteresztőképességétől. Ha a szivattyúzás nem áll le 2 – 3 percen belül, ez azt jelenti, hogy a talaj nagyon kompakt vagy vizes, s a mérés nem kivitelezhető azon a helyen. A START billentű újrainyomásával a mérés leáll. A rúd kivételének megkönnyítésére szolgál egy fogantyú amivel húzni, és egy kulcs amivel lazítani lehet a beszorult rudat. Új mérést kb. 18 perc után lehet kezdeni. Ha a műszer által mért érték meghaladja a 40 – 50 kBq/m³ értéket ajánlatos levegőt áteresztetni a gépen, hogy kitisztítsuk a maradék sugárzástól a mérőkamrát.

A MARKUS 10 működése:

A gép elindításakor a szivattyú levegőt szív a mérőkamrába a talajból. A szivattyúzási idő (30 sec) biztosítja, hogy a kamrából az eredeti levegő kiürüljön. A beépített nyomásérzékelő leállítja a szivattyúzást, amint a nyomás a csôben bizonyos adott érték alá (0,95 atm) süllyed, amikor a nyomás ismét növekszik a pumpálás ismét beindul. A szivattyúzási idő kitolásával biztosítható, hogy a kamrában a méréshez elegendő levegő legyen. Az effektív szivattyúzási idő –a szüneteket leszámítva– az a bizonyos 30 másodperc.

A pumpálás végeztével beindul a mérés. A mérőkamra a feszültség hatására bekapcsolódik a detektorral együtt. A detektor regisztrálja az α -részeket amiket a leányelemek kibocsátanak. A detektor által küldött impulzusokat felerősítve, egy energia-szűrő segítségével szelektálja a gép. Ily módon kiküszöbölhető a ^{218}Po lassú bomlásából származó jel, s a rövid életű radon leányelemek hatása érvényesül. A felerősített és megszürt impulzusok egy számlálón keresztül, a digitális kijelzőn jelennek meg. Új mérés körülbelül 18 perc után indítható, mert ennyi idő szükséges ahhoz, hogy az előző mérésből visszamaradó bomló részecskek aktivitása elegendően lecsengjen.

A műszer technikai adatai:

Szivattyú teljesítménye:	1,8 l/perc
Effektív szivattyúzási idő:	30 s
Legalacsonyabb nyomás szint:	0,95 atm
Detektor típusa:	szilikondióda
Detektor mérete:	100 mm ²
Detektor energiaszűrô:	< 16 eV (α)
Elem üzemideje:	kb. 70 mérés
Újratöltési idő:	8 óra
Mérési hiba:	kb. 20%
Mérési idő:	kb. 10 perc
Méret:	220 x 122 x 80 mm
Súly:	3 kg

A műszer gyártója: *Gammadata Mättechnik AB*

III.3. Az általam betartott mérési eljárás

A hely kiválasztása:

A méréssorozat célja a radontartalom meghatározása a talajban, különös tekintettel az inhomogenitásokra. Ezalatt azt értem, hogy olyan terepet igyekeztem mérőhelyként használni, ahol -a radontranszport szempontjából- valamilyen zavaró tényező van jelen: egy kút, egy forrás, stb. A mérések egy része ilyen értelemben arra irányult, hogy kimutassuk a zavaró tényezők hatását a radontartalomra.

Amint az már említettem, a mérési eljárás során 70 cm mélyen mértem. Talajban és kőzetekben az l diffúziós távolság 12-182 cm között változik (lásd II. 2. 2. fejezet), amely érték erdei talajban 60-80 cm között lehet általában.[3] Tehát ha mi megtartottuk a 70 cm mélységet ez azt jelenti, hogy a c_{∞} (radonkoncentráció végtelen közegben) értékét jól közelítettük.

Az egyik mérőhely a Velencei hegységben található Sukoró melletti források: Angelika forrás és Sukoró I.-forrás környezete. Minden alkalommal vízmintát is vettünk a forrásokból, ami a tanszéki laborban elemzésre került.

Másik mérőhely Mátraderecske volt, harmadik, pedig a Trefort-kert (Rákóczi út 5. ELTE)

Az általában betartott mérési eljárás:

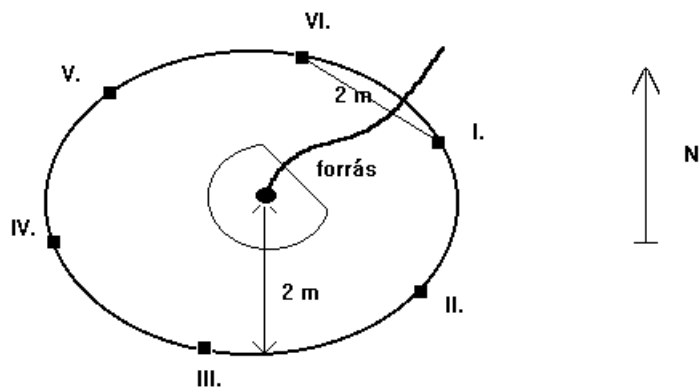
A forrástól 2 m-es sugarú körben mérőpontokat jelöltünk ki oly módon, hogy a kör területén a mérőpontok egymástól szintén 2 m-re legyenek. Így minden esetben 6 mérést végeztünk. A következő lépésben ugyanezt tettük, csak 4 m-es sugarú körrel.

Az a dolog jellege miatt mindig bekövetkezett, hogy egy-két mérőponton a magas talajvízszint miatt, nem tudtunk mérni. A mérés technikája amit követtem a mérések során igazodik a használati leírásban említettekhez. Vagyis a megfelelő mélység megtartása, illetve a megfelelő szünet betartása a két mérés között.

IV. Eredmények

Sukoró I. -es forrás

Helyszínrajz:



Első mérés:

Mérés időpontja: 1995. március 1.

Hőmérséklet: 10 °C

Külső légnyomás: 75,6 (1008 m bar)

Mérési eredmények:	I.	nincs adat (víz)
(k Bq/m ³)	II.	25
	III.	26
	IV.	31
	V.	nincs adat (víz)
	VI.	nincs adat (víz)

A forrásban levő víz radon-tartalma: 162,4 Bq/l

Második mérés:

Mérés időpontja: 1995. április 1.

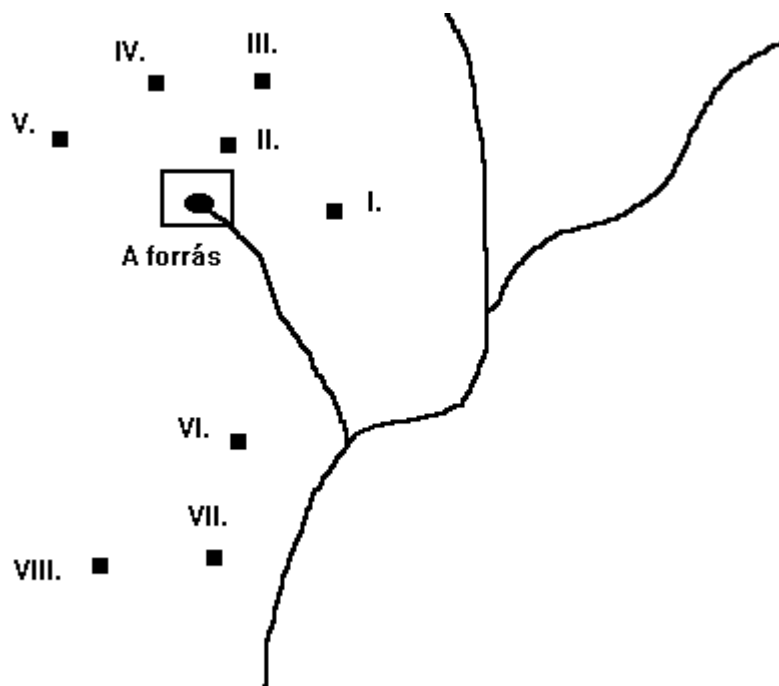
Hőmérséklet: 9 °C

Külső légnyomás: 77,2 (1013 m bar)

Mérési eredmények:	I.	nincs adat (víz)
(k Bq/m ³)	II.	26
	III.	29
	IV.	14
	V.	27
	VI.	nincs adat (víz)

A forrásban levő víz radon-tartalma: 160,5 Bq/l

Angelika-forrás:



Mérés időpontja: 1995. május 4.

Hőmérséklet: 19 °C

Külső légnyomás: 75,6 (1008 m bar)

Mérési eredmények:	I.	nincs adat (víz) (15 cm mélységben)
(k Bq/m ³)	II.	47 (20 cm mélységben) 45 cm -nél már víz volt
	III.	61 (70 cm mélységben)
	IV.	104 (60 cm mélységben)
	V.	83 (60 cm mélységben)
	VI.	62 (60 cm mélységben)
	VII.	78 (60 cm mélységben)
	VIII.	95 (70 cm mélységben)

A forrásban levő víz radon-tartalma: 165,7 Bq/l

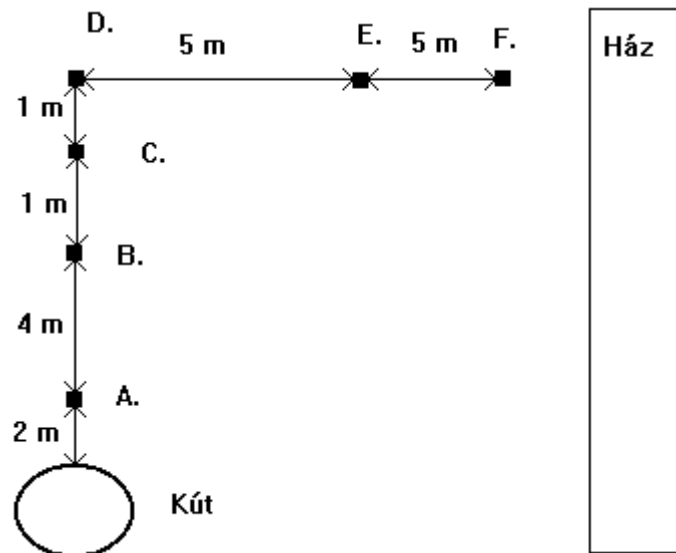
A forrás egy fedett éregben tört a felszínre.

Az üregben levő levegő radon-tartalma: 3 ± 1 kBq/m³

Mérés Métraderescskén:

Mérés időpontja: 1995. május 12.

Mérés helye: Deák u. 2.

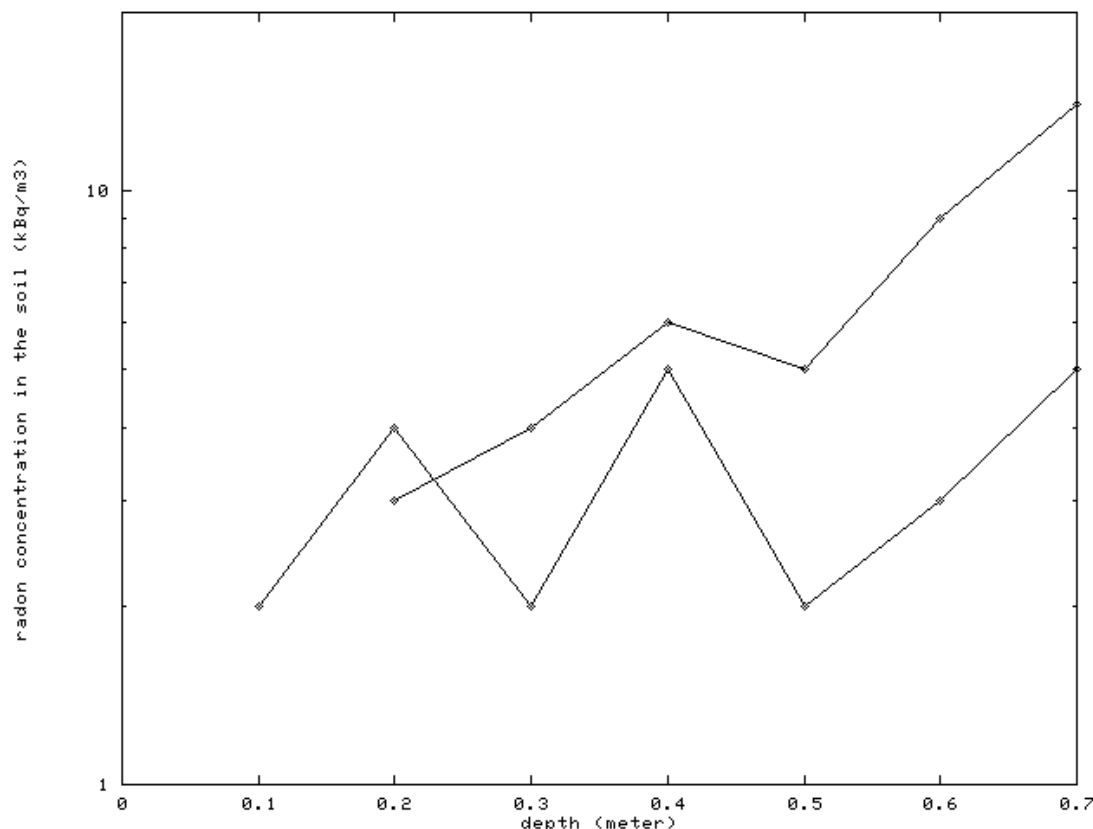


Mérési eredmények:

- A. 13 (40 cm mélyen)
- 40 (70 cm mélyen)
- B. 46 (60 cm mélyen)
- C. 47 (60 cm mélyen)
- D. 97 (60 cm mélyen)
- E. 0 (60 cm mélyen) a talaj túl kompakt volt
- F. 46 (40 cm mélyen)

A kútban levő víz radontartalma:

IV.4. Mérés a Trefort-kertben:

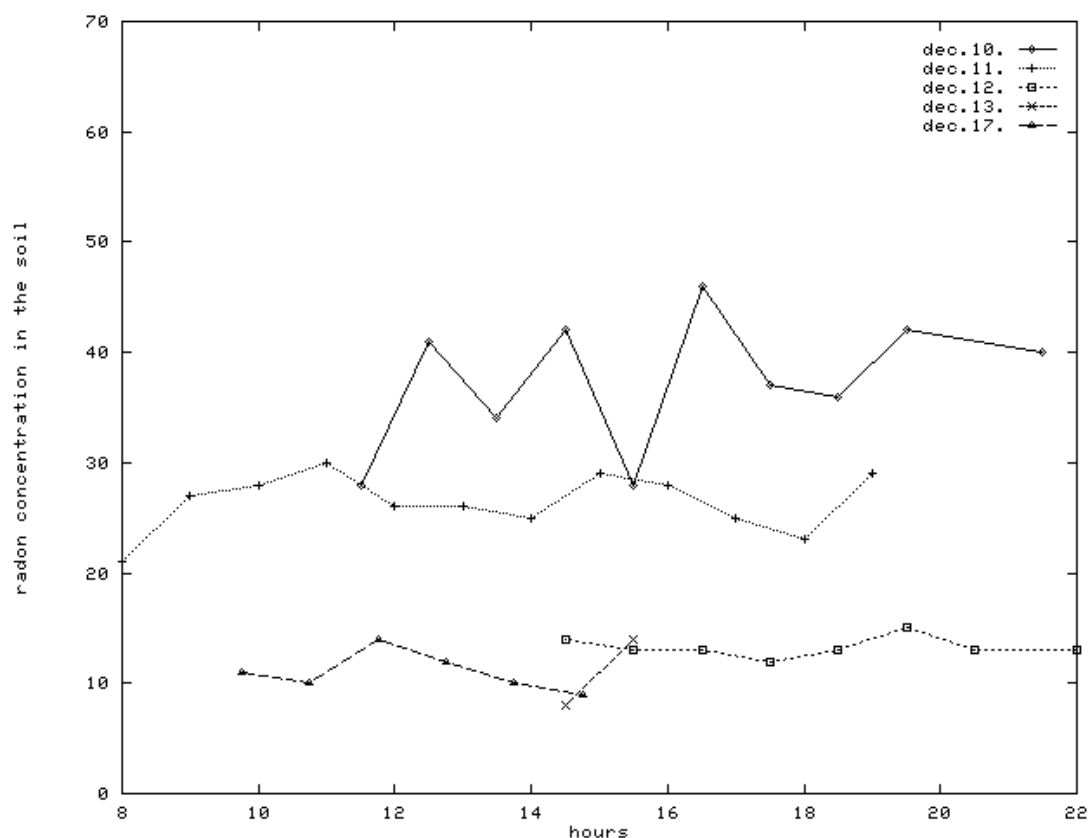


3. grafikon

A radon koncentráció mélység függése a talajban, félig logaritmus skálán.

Mindkét mérést a Trefort-kertben végeztük ugyanazon helyen, 1994 október 6 - án és november 7 -én különböző meteorológiai viszonyok között. A két időpontban a 70 cm -nél mért értékek merőben különböznek, aminek oka az eltérő hőmérsékleti viszonyok, az eltérő talaj-nedvesség. A különbséghez még az is hozzájárult, hogy az alacsonyabb értékeket adó mérés során az ütőfejet nem csavartuk vissza a szondára ezáltal a konvekció hatására megváltozhatott a pillanatnyi radon-tartalom. Ez az eljárási hiba tanulságként szolgált az elkövetkező mérések során. A grafikon szemléletes választ ad arra a kérdésre, hogy míg a levegőben mért radon-koncentráció érték 50 - 100 Bq/m³ addig 70 cm mélyen már néhányszor 10 kBq/m³. A második mérés során félig logaritmus skálán az eredmények közel egy egyenesre esnek. Ez a radon-koncentráció mélységfüggésére exponenciális függvényt határoz meg, ami jó egyezést mutat a már közölt képlettel.(xx fejezet) Az ábráról az is kiolvasható, hogy 70 cm mélyen a radon-koncentráció még nem érte el a c_{∞} értéket

IV.5. Mérések Nagytétényben:



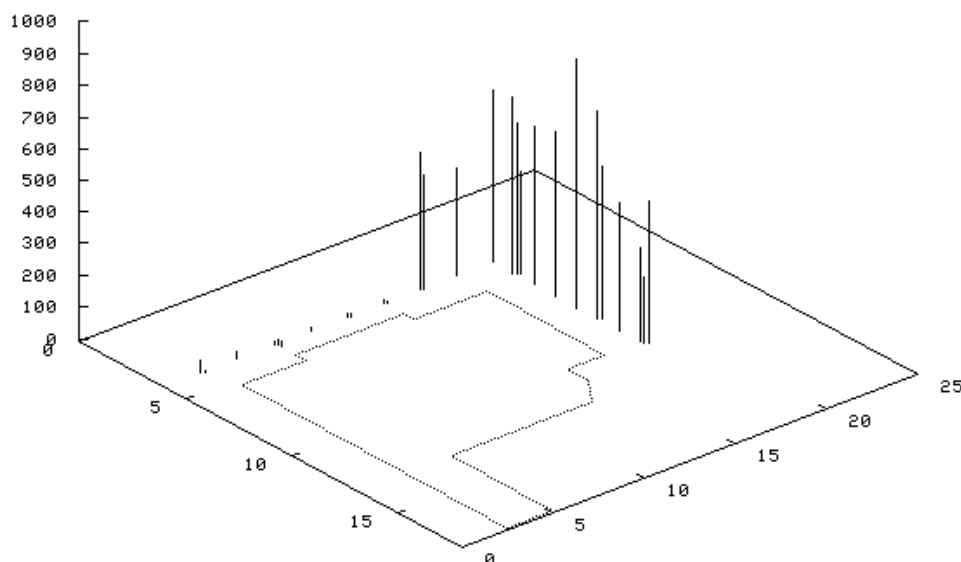
4. grafikon

A talaj-radontartalmának napi ingadozása. A mérés helye Budapest Nagytétény kerülete volt, 1994. december 10., 11., 12., 13., és 17. -én. A napi átlagok a száraz, nedves és szeles időjárásnak felelnek meg, a napi ingadozások a mérés statisztikai hibájából erednek.

A föld radontartalmának mérésekor felmerül az a kérdés, hogy egy adott időpillanatban mért érték milyen időintervallumon belül érvényes. Az is felmerülhet, hogy mire egy adott terület másik részén végeztünk méréseket (a radontartalom időfüggése miatt) az előzőekkel nem összehasonlítható értékeket mérünk.

A bemutatott mérésorozatot -amelyben magam is részt vettem- László Sajó-Bohus egy. prof. (Universidad Simon Bolivar, Caracas, Venezuela) végezte. Ez a mérésorozat mutatja, hogy a talaj radontartalmának napi ingadozása a mérés hibáján belül marad, ezért van értelme például az egésznapos mérésorozat elvégzésének. A konstans értéke azonban függ az időjárástól. A napi ingadozás különböző meteorológiai viszonyok mellett is kicsinek bizonyult. Nagyobb változás az időjárásban -pl. egy frontátvonulás- azonban már jelentős mértékben befolyásolhatja az eredményeket.

IV.6. Mérések Mátraderescskén:



5. grafikon

A radon-koncentráció térbeli eloszlása 70 cm mélyen egy mátraderecskei ház körül. A két abszcissa dimenziója méter, az ordináta $\frac{\text{kBq}}{\text{m}^3}$ dimenziójú.

Az utóbbi időben a radon szempontjából leginkább vizsgált terület Mátraderecske. A méréseket egy olyan ház kertjében végeztük, ahol a lakás belsejében nagy aktivitást mértek. Ennek megfelelően a kertben több száz $\frac{\text{kBq}}{\text{m}^3}$ érték adódott 70 cm mélységben. A mért adatok a ház körül nagyjából egyenletes eloszlást mutattak, kivéve a ház egyik oldalát, ahol drasztikusan lecsökkent a talaj radontartalma. Ennek oka az volt, hogy a lakás légtere radonkoncentrációjának csökkentésére azon az oldalon alagsöveket helyeztek el, amelyek mintegy „kiszippantják” a radont a talajból, így az nem jut be a lakásba. Ennek hatását észleltük a talaj radonkoncentrációjának csökkenésében. Ebből arra következtethetünk, hogy a talajban a radon többé-kevésbé homogén módon oszlik el, de a földben lévő üregek (pl. kutak) módosítani képesek ezt az egyenletes eloszlást.

IRODALOMJEGYZÉK:

- [1] **Green B.M.R., Hughes J.S., Lomas P.R.:** Radiation Atlas.
Envir Nuklear Safety E.C. 1993, Chilton, Oxon, U.K.
- [2] **J. Holkko, S. Linkkonen:** Radon diffusion in model tests on finish esker and till soils.
Radiation protection dosimetry, vol. 45, No 1/4 (311-317 p) *Nuclear Technology Publishing*, 1992, Groningen, Netherland.
- [3] **Tóth Árpád:** A lakosság természetes sugárterhelése.
Akadémiai kiadó, 1983, Budapest.
- [4] **M. Markanen, H. Arvela:** Radon emanation from soils.
Radiation protection dosimetry, vol. 45, No 1/4 (269-272 p) *Nuclear Technology Publishing*, 1992, Groningen, Netherland.
- [5] **Tóth Eszter:** Régóta jön-e a radon mátraderecskén.
Fizikat szemle 1994/12, Budapest. (477-480 old)
- [6] **Simonyi Károly:** A fizika kultúrtörténete.
Gondolat kiadó, 1986, Budapest.
- [7] **Budó Ágoston:** Kísérleti fizika I.
Tankönyvkiadó 1981, Budapest.
- [8] **E.R. van der Graaf, S. Heys, R.J. de Meyer:** A facility to study transport of radon in soil under controlled conditions.
Radiation protection dosimetry, vol. 45, No 1/4 (223-226 p) *Nuclear Technology Publishing*, 1992, Groningen, Netherland.
- [9] **L. Sajó -Bohus, Marx Gy., Horváth Á., Kasztovszky Zs., Tóth E.**
On the environmental radon concentration mapping.
(konferencia kiadvány)
- [10] A **MARKUS 10** prospektusa
- [11] **Hunyadi I.-Hakl J.:** Radon mérések Mátraderecske térségében.
MTA ATOMKI. 1992. április 15. Debrecen.
- [12] **K.N. Muhin:** Kísérleti magfizika.
Tankönyvkiadó 1985, Budapest.
- [13] **Sükösd Csaba:** Magfizikai laboratóriumi gyakorlatok tanárszakos hallgatóknak. *ELTE egyetemi jegyzet*, 1992, Budapest.