

Légkör radon-koncentrációjának kapcsolata a határrétegbeli folyamatokkal.

**Dobos László III. fizikus hallgató
ELTE Természettudományi Kar**

témavezetők:

**Weidinger Tamás, ELTE Meteorológiai Tanszék,
Horváth Ákos, ELTE Atomfizikai Tanszék**

**Országos Tudományos Diákkonferencia
2005**

1. Bevezető

Iparosodott világunk velejárója a különböző gáznemű anyagok kibocsátása a légkörbe, különösen a felszínközeli légrétegekbe. Ezen anyagok a légköri folyamatokkal ezután az emberek közelébe kerülhetnek és belégzésük gyakran az egészségre káros következményekkel járhat. A légkör szennyezőinek mozgását ezért fontos ismerni és folyamatosan ellenőrizni a környezeti károk elkerülése végett. Dolgozatunkban a radon radioaktív nemesgáz légköri előfordulását vizsgáljuk, ami koncentrációját tekintve itt nem okoz egészségkárosodást, de 3,8 napos felezési ideje miatt sokáig (a felszín közelében keletkező) szennyezőkkel együtt mozog. Másrészt, a radon a talajban keletkezik, ezért a talaj és a légkör kölcsönhatásáról is szerezhetünk ismereteket a radon-nyomjelző segítségével.

A felszínközeli légréteg radon koncentrációját két alapvető tényező határozza meg: a talajból kiáramló radon-fluxus, valamint a planetáris határréteg szerkezete és turbulens keveredési folyamatai. Ugyanezen légköri hatások kormányozzák a légköri szennyező anyagok terjedését is. A talaj által kibocsátott (vagy kísérleti célból kihelyezett radioaktív mintából származó) radon könnyű detektálhatósága folytán kiválóan alkalmazható nyomjelzőként, áramlási tulajdonságaiból közvetlenül következtethetünk a többi légköri szennyező turbulens diffúzió által hajtott áramlására, például az üvegházhatást okozó gázokra. A radon más szempontból is jó meteorológiai nyomjelző gáz, hiszen fluxusa korrelációt mutat a talajból kiáramló egyéb gázok fluxusával.

Méréseink célja az volt, hogy megvizsgáljuk a felszín közvetlen közelében mért radon-koncentráció napi menetét és ennek kapcsolatát a talajközeli légköri határréteg meteorológiai tulajdonságaival. Ezeket rádiószondás mérési adatokból származtattuk. Az éjszakai vékony stabil határrétegben a turbulens keveredés kisebb térfogatra terjed ki, ez okozhatja a radon-koncentráció mérhető megnövekedését. A radon-koncentráció mérését három mérési összeállítással (épület tetején, közvetlen talajszinten, illetve talajszint alá süllyesztett üregben), egyórás felbontással végeztük el. A rádiószondás adatokból átfogó képet kaphatunk a légkör vertikális szerkezetéről, beleértve a hőmérsékleti, nedvességi és szélesebbégi

profilokat, melyekből a határrétegek vastagságának megállapításához szükséges potenciális hőmérsékletet számíthatjuk.

Eredményeink szerint a talaj közeli radon koncentráció változása korrelációt mutat az éjszaka során felépülő légköri hőmérséklet-inverziós réteg magasságával. A radon-koncentráció megnövekedése leginkább a nagyon alacsony, határréteg magasság esetén szembevetőd. Erős inverzió esetén a rádiószonda által a határréteg vastagság már nehezen érzékelhető, a radon monitorozás adatai jó kiegészítő információként szolgálhatnak.

1.1. A talaj radon-kibocsátása

A légköri szennyező gázok mérése általában bonyolult műszerezettséget igényel, míg a talajból természetes úton kiáramló radon koncentráció mérése – a radon radioaktivitása miatt – viszonylag egyszerű feladat, légköri koncentráció mérésére alkalmas műszer kereskedelmi forgalomban beszerezhető. A talaj által kibocsátott vagy radioaktív mintából származó radon kiválóan alkalmazható tehát nyomjelző gázként, áramlási tulajdonságaiból közvetlenül következtethetünk a többi légköri szennyező turbulens diffúzió által hajtott áramlására, mivel a légköri szennyezőanyagok (például aeroszolok, NO_x , SO_2) koncentrációja korrelációt mutat a levegő radon-koncentrációjával (Toshio Kataoka et al., 2001).

Méréseinkben a rádium bomlásából származó Rn-222 izotóp koncentrációját vizsgáltuk, mely 3,8 napos felezési idővel rendelkezik. Ez a felezési idő megakadályozza, hogy a légköri radon-koncentráció természetes úton jelentősen feldúsuljon, több napos átlagot vizsgálva egy adott földrajzi környezetben, adott makrocirkulációs helyzetben a koncentráció állandónak mutatkozik, ám, mint az méréseinkből is kiderül napi menete lényegesen függ a meteorológiai körülményektől.

A talaj radon-kibocsátását több tényező is befolyásolja. A radon forrásai a főként magmás és vulkáni eredetű kőzetekben fellelhető urán tartalmú ásványok (allanit, biotit, cirkon stb.), melyek radon kibocsátása közel állandónak tekinthető, tehát a felsőbb talajrétegek szabják meg a felszíni radon fluxust. Mivel a radon kémiai reakcióban nem vesz részt, a fluxus megváltozása elsősorban a talajlevegő relatív páratartalmának megváltozásával hozható

összefüggésbe, hiszen a nagy nedvességtartalom hatására eltömődnek a szmektikus agyagásványok pórusai (Moses et al, 1963).

A talaj radon-kibocsátását legnagyobb mértékben a csapadék gátolja. 15 mm lehullott csapadékmennyiség után az eredeti radon-fluxus visszaállásához általában 2 napra van szükség (Megumi és Mamuro, 1973). A talajszinten mért szélesség, a felszín hőmérséklete és a légnyomás nincsen kimutatható hatással a radon-fluxusra (Schery et al., 1984)

1.2. Légköri szennyezőanyagok és a radon áramlásának kapcsolata

Ismereteink szerint a talaj radon kibocsátása korrelál a talajból származó szén-dioxid kibocsátással, így a radon-koncentráció méréséből információkat szerezhethetünk az elő környezet és a talaj szén-dioxid kibocsátásának megoszlásával kapcsolatban. A teljes szén-dioxid kibocsátást összevetve a radon kibocsátással megbecsülhetjük a talajból jövő szén-dioxid és az élővilág által kibocsátott szén-dioxid megoszlását, ezáltal felmérhetjük az élővilág közvetlen hatását az üvegházhatás kialakulására. Ez fontos kérdés a mai éghajlatviszonyok tanulmányozásakor.

1.3. A radon-koncentráció kapcsolata az éjszakai stabil határréteggel

Vizsgálatunk közvetlen célja, hogy megismerjük a talaj közeli radon koncentráció változásának és az éjszakai légköri határréteg kialakulásának összefüggését. Korábbi japán mérési eredmények szerint (Toshio Kataoka et al., 1998) az alacsony inverziós réteg kialakulása megnöveli a talaj közelében mérhető radon-koncentrációt, mivel ilyenek kialakulása után a radon kisebb légköri térfogatban gyülemlik fel, és radioaktív bomlása itt megy végbe. A Japánban folytatott mérésorozatban a radon-koncentráció napi menetét a talaj fölött 1,5 m-es magasságban mérték. Kataoka és munkatársai a radon-koncentráció időbeli felfutását mérték, megvizsgálták a felfutás meredekségét és a koncentráció maximumának változását különböző időjárási körülmények között. Az elvégzett mérés tengerhez közeli területen történt, ahol a tenger felőli szél az éjszaka folyamán jelentősen befolyásolta a radon-koncentrációt. Ez az effektus a magyarországi helyszínen nem jelentkezik és a talaj közeli radon-koncentrációban hosszabb ideig tartó növekedés mutatható ki.

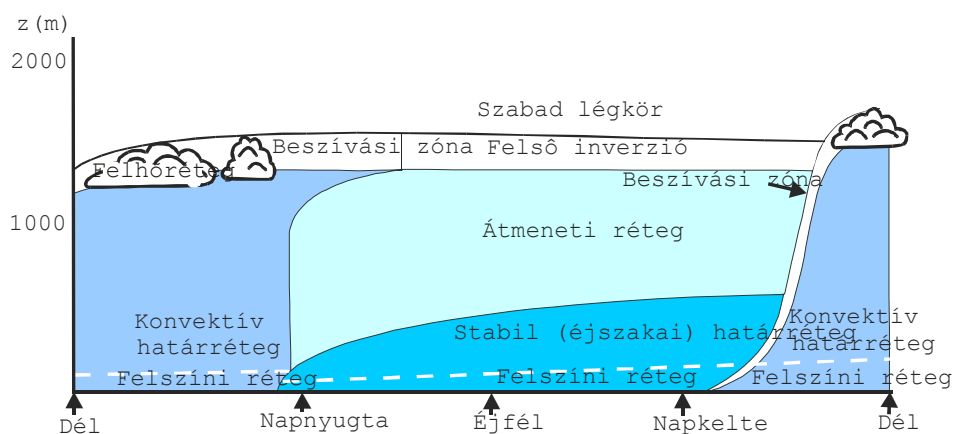
1.4. Méréseink célja

Méréseinkkel azt kívántuk megvizsgálni, hogy a vizsgálatra kiválasztott helyszíneken kimutatható-e mennyiségi összefüggés a légköri határréteg vastagsága és a radon-koncentráció között. Ebből a célból a radon-koncentráció napi menetét különböző helyszíneken, más és más magasságban (közvetlenül talajszinten, 25 magasságban, illetve néhány centiméter mély, földbe süllyesztett üregben) megmértük. Új effektusok feltűnését kerestük. Megvizsgáltuk, hogy a talaj közeli nagyobb radon-koncentráció nyújt-e lehetőséget mennyiségi összefüggések kimutatására.

2. A planetáris határréteg felépülése és szerkezete

A vizsgálataink tárgyát képező radon-, illetve szennyezőanyag transzport a légkör legszó, a felszín által közvetlenül befolyásolt légköri rétegében megy végbe. A planetáris határrétegben hőmérsékleti és mechanikai hatásokból eredő turbulens örvények alakítják ki az áramlási folyamatokat. A planetáris határréteg a felszíni folyamatokra körülbelül egy órás időskálán reagál, így a határréteg vastagsága jellegzetes napi ciklikusságot mutat, nappali és éjszakai felépítése lényegesen eltérő, mely a földfelszín és a légkör termikus viszonyának napnyugta utáni megváltozásából adódik.

Az alábbi ábra a planetáris határréteg napi menetét mutatja:

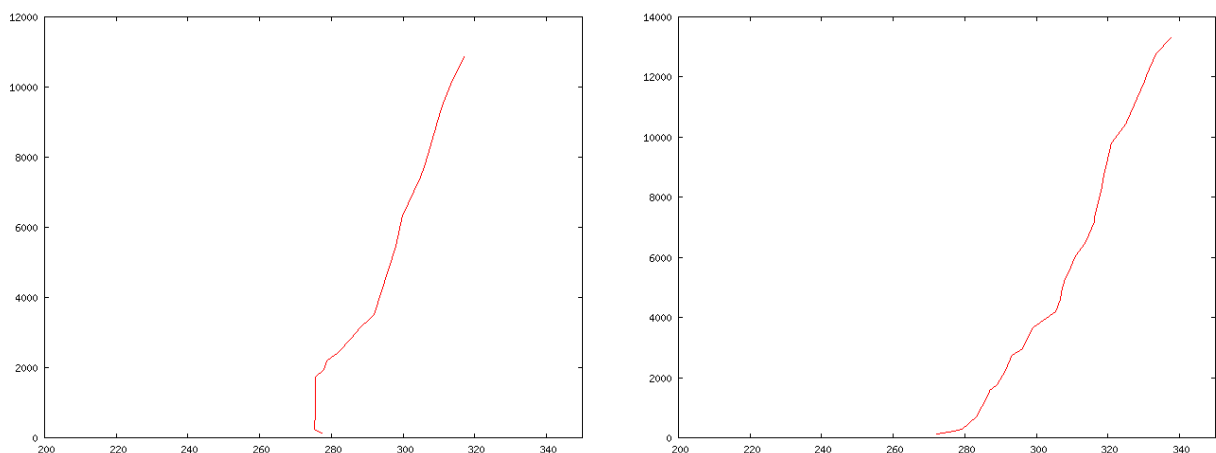


1. ábra: a planetáris határréteg napi menete. (Stull, 1988 alapján).

2.1. A nappali határréteg

A nappali, ún. konvektív határréteg vastagsága 1500 és 2000 méter között változhat és elsősorban a termikus viszonyoktól függ. A Nap közvetlenül a felszínt melegíti fel, mely felmelegíti a levegő felszínnel érintkező rétegeit. A felmelegített levegő kisebb sűrűségéből adódóan turbulens áramlással felfelé áramlik. A nappali határréteg kialakulása napkelte után indul meg és délutánra éri el maximális magasságát.

A konvektív határréteg magassága közvetlenül megállapítható, ha a rádiószondás adatokból számolt virtuális potenciális hőmérsékletet ábrázoljuk a magasság függvényében. Az így kapott görbéknek jellegzetes inflexiója van, mely a határréteg és a szabad légkör találkozásánál található. Ez gyakran egy felső hőmérséklet inverziós réteg jelenlétét jelzi, amely megakadályozza a határréteg és a szabad légkör közötti turbulens áramlási folyamatokat.



2. ábra: A felszín közeli légkör tipikus vertikális profilja nappal és éjszaka.

A vízszintes tengelyen a potenciális hőmérsékletet [K], a függőlegesen a magasságot [m] tüntettük fel.

Az ábra a budapesti rádiószondás mérések alapján készült.

2.2. Stabil éjszakai határréteg

Az éjszakai határréteg kialakulása napnyugta előtt kezdődik meg. A felszálló konvektív örvények energia utánpótlás hiányában megszűnnek és egy stabil, hőmérsékleti inverzióval rendelkező légköri réteg alakul ki. Ezt nevezzük stabil planetáris határréteggel, magassága legfeljebb néhány száz méterig terjed. Mivel jelentő áramlás az átmeneti határrétegben

nincsen, a nappal során ide került radon és szennyező anyagok itt maradnak, a radon koncentráció a talajból történő további kiáramlás hatására megnő.

A stabil határreteg vastagsága a rádiószondás mérésekből csak kis pontossággal határozható meg, mivel az első pár száz méteren a mérések hibája nagy, leginkább csak felső becslésre van mód.

2.3. A planetáris határreteg szerkezetének mérése rádiószonda segítségével

A rádiószondás mérés segítségével meghatározhatjuk az alsó légkör vertikális profilját, mely a következő mért adatokra terjed ki: légnyomás, hőmérséklet, páratartalom, szélesség és irány. A légnyomásból politrop légkört feltételezve magasságot számolhatunk, illetve kiszámíthatjuk a virtuális potenciális hőmérsékletet, melyet a határreteg magasságának meghatározásakor tudunk felhasználni. A rádiószondás méréseknek esetünkben két nagy hátránya van. Az egyik, hogy a mérési adatok csak napi két alkalommal állnak rendelkezésre (00 és 12 UTC), a másik, hogy az eredményekből a felszín-közeli inverzió csak kis pontossággal határozható meg.

2.4. A nappali határreteg magasságának meghatározása, a Richardson-féle szám

A rendelkezésünkre álló rádiószondás adatokból a nappali konvektív határreteg magasságát a Richardson-féle szám segítségével határoztuk meg. A Richardson-féle szám két légréteg közötti turbulens energia különbségét jellemzi. A Richardson-szám számítására a következő formulát használjuk:

$$Ri = \frac{g}{\Theta} \frac{\Delta\Theta/\Delta z}{(\Delta u/\Delta z)^2}$$

A formulában g a nehézségi gyorsulást, Θ a virtuális potenciális hőmérsékletet, z a magasságot, u a szélességet jelenti. Elméleti megfontolások és kísérleti tapasztalatok alapján Ri kritikus értéke 0,25. Ennél nagyobb értékek esetén a két légréteg között nem alakulnak ki instabil, turbulens hullámok, melyek nagy sebességű anyagtranszportot tennének lehetővé. 0,25-nél kisebb érték esetén jelen van a turbulens áramlás. Amennyiben a

Richardson-számot a magasság függvényében számítjuk a 0,25-os érték átlépése megadja a planetáris határreteg vastagságát.

A Richardson-számot kiszámíthatjuk két egymást követő mérési adatból, illetve a felszín és a vizsgált magasság között. A nappali határreteg vastagságának meghatározásánál ez utóbbi módszert alkalmaztuk. Először meghatároztuk azt a magasságot, amire a Richardson-szám átlépi a 0,25-ös értéket, majd az egyel alatta mért magasság között lineárisan interpoláltunk.

2.5. Az éjszakai stabil határreteg magasságának meghatározása

A nappali határreteg egzakt módszer szerinti meghatározásával szemben itt jobb híján empirikus módszert használtunk. A rendelkezésünkre álló rádiószondás adatok az alsó pár száz métert csak kis felbontással mutatták, ami általában nem elegendő a néha néhányszor tíz méteres inverziós réteg kimutatásához.

Az éjszakai stabil határreteg jellemzője, hogy a legalsó légrétegben a hőmérséklet a magassággal nő. A közelítő adatok meghatározásához elsősorban a rétegek közötti hőmérsékletkülönbség értékét használtuk fel, a $\Delta T = 0$ magasságot kerestük. Amennyiben a hőmérsékleti adatokból nem tudtuk ezt a magasságot megállapítani, a szélesebbesség értékek nagy ugrását kerestük.

3. Radon előfordulása, a radon-koncentráció mérési módszerei

A Rn-222 izotóp az urán bomlási sorában szerepel, a rádium bomlásának eredményeként jön létre, 3,82 napos felezési idővel rendelkezik. Nemesgáz, tehát nem vesz részt kémiai reakcióban, továbbá a kőzetek pórusain keresztül az urán tartalmú kőzetekből a felszínre tud diffundálni. A lassú diffúzió és a radioaktív bomlás eredményeként a talajlevegő radon-koncentrációja a talaj mélyebb rétegeiben egyre nagyobb. Míg a felszínen 5-15 Bq/m³ koncentráció mérhető, 70 centiméter mélyen ez az érték kBq/m³ nagyságot ér el. A felső, kb. fél méteres rétegben radon-koncentráció-gradiens alakul ki, ami a légkörbe kiáramló radon-fluxust meghatározza.

Ez a fluxus házakban (pincébe) felhalmozódhat átlagosan 50-200 Bq/m³ radon-koncentrációt kialakítva a beltéri levegőben. A szabad levegő radontartalma kisebb, de jól mérhető.

3.1. A radon mérésének módszerei

A radon koncentráció mérése a radon bomlásakor keletkező alfa részecske detektálása útján történik. A detektálás megtehető szcintillációs detektorral és fotóelektron-sokszorozóval épített műszerrel, illetve ionizációs kamrával, ám ez az eljárás esetünkben bonyolult, nem teszi lehetővé a folyamatos koncentráció-monitorozást, vízben oldott radon esetében azonban sokszor célravezető.

Kihasználhatjuk azt, hogy a radon bomlásakor ionizált polónium és alfa részecske keletkezik. Amennyiben a levegővel áramló polónium ionok elektromos téren haladnak át, azok eltéríthetők és elérhető, hogy a polónium ionok nagy valószínűséggel kiüljenek a detektor felületére, s bomlásuk itt menjen végbe. A felületre kiült polónium ion bomlásakor kilépő alfa részecske meghatározott energiát ad le a detektorban. A radioaktív bomlások pontos energiaspektrumában azonosíthatjuk a polónium egyes izotópjait, így a polónium-koncentrációból közvetlenül következtethetünk az átáramoltatott levegő radon-koncentrációjára.

3.2. RAD7 működése

A szabad levegő radon koncentrációjának méréséhez a DurrIDGE cég által gyártott RAD7-es hordozható radon-detektort használtuk. A műszer „szimatolás” üzemmódban lehetővé teszi a radon-koncentráció jó időbeli felbontással történő monitorozását. A levegő beszívásához a műszer beépített légszivattyúval rendelkezik.

A bomlások detektálása a félgömb alakú, 0,7 dm³ térfogatú detektortérben történik, ahol a geometriai kialakításból kifolyóan a végbement alfa-bomlások 50%-a detektálható. Szimatolási üzemmódban a RAD7-es kizárólag a polónium-218 ionok számából számítja ki a radon-222 koncentrációját.

4. Mérési eredmények

Méréseinket a korábban említett, Durridge Co. által gyártott RAD7 típusú radon-koncentrációmérő berendezéssel végeztük. A légköri határreteg vastagságot a budapesti rádiószondás adatokból származtattuk a korábban ismertetett módszerrel.

A mérést három különböző összeállításban végeztük, különböző helyszínen és időjárási körülmények között, melyeket az alábbiakban részletesen ismertetünk.

Vizsgálataink során mértük a levegő radon-koncentrációját, a hőmérsékletet a mérési pont közvetlen közelében. A detektor érzékeny térfogatának relatív páratartalmát monitoroztuk és szilikagél páramentesítővel folyamatosan 5% alatt tartottuk. Ez a radonmérés kellő pontosságának eléréséhez szükséges.

A légköri határreteg vastagságát a budapesti rádiószondás adatokból származtattuk a korábban (ld. 2.4., 2.5. pontokat) ismertetett módszerrel. Az UTC 00 és 12-kor meghatározott adatsorok a következő mért paramétereket tartalmazták: magasság, légnyomás, hőmérséklet, harmatpont, szélesség, szélirány, valamint az ebből meghatározott virtuális potenciális hőmérséklet.

Három egy hétnél hosszabb mérési sorozatot hajtottunk végre márciusi, októberi és februári időpontokban. A radon-koncentráció mérési pontok helyszíne és magassága is különböző volt. A három különböző magasság alapvetően más körülményeket jelentett. Egyszer épület tetején, majd a felszínen a beszívó nyílás kb. 20 cm magasan helyezkedett el. A harmadik mérési sorozat esetén a radon-koncentráció növelését célozva a talajba 20 cm mélt furatot mélyítettünk és abból mintáztuk meg a levegőt. Itt várhatóan a nagyobb radontartalom a mérés pontosságát növeli, de számolni kell azokkal a hatásokkal, amik a szabad légkörtől való elzártságból erednek.

A következőkben a három sorozat méréseit és eredményeit részletezzük.

4.1. I. számú mérés

Mérés adatai:

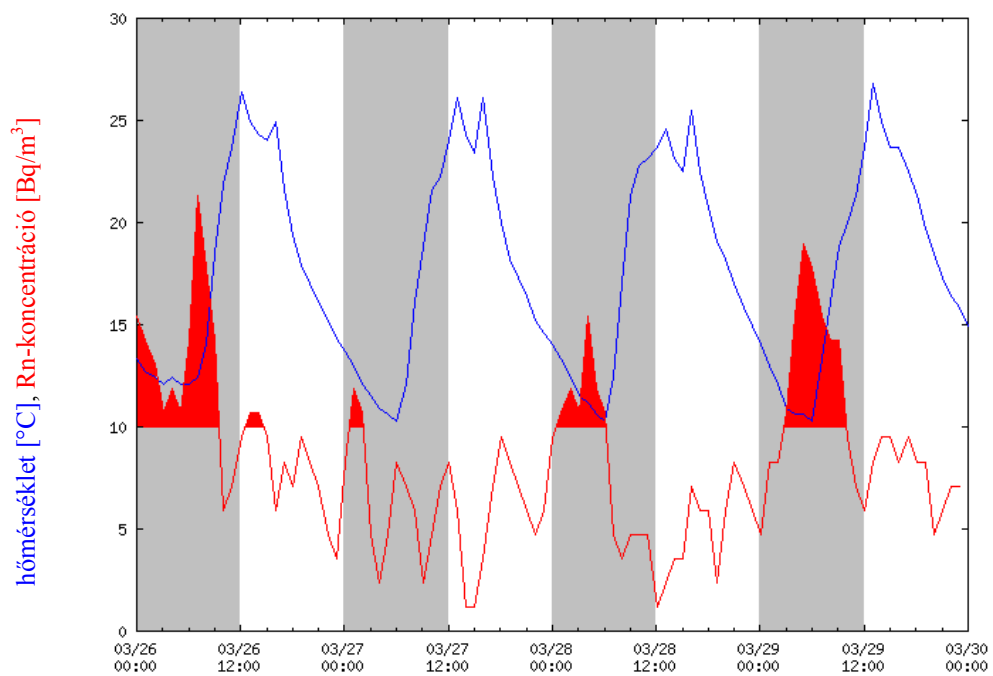
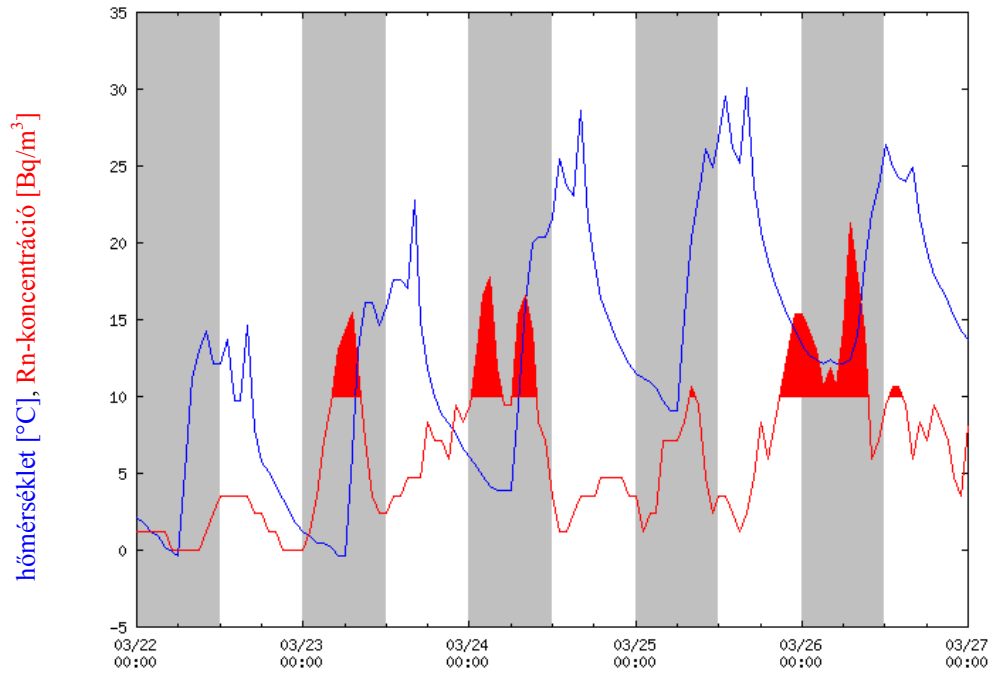
Helyszín: ELTE TTK északi tömb
Időpont: 2003. 03. 21. – 2003. 03. 29.
Mérési összeállítás: RAD7, szilikagéles páratlanító betét

Helyszín leírása:

A mérést az ELTE TTK északi tömbjének napteraszán, 35 méteres magasságban végeztük. A RAD7-es szabad csővégződését a napterasz állványzatához rögzítettük. A műszert „szimatolás” üzemmódban üzemeltettük, mely a levegő folyamatos beszívását jelenti.

Radon-koncentráció:

A mérés eredményét az alábbi két grafikon szemlélteti, melyen feltüntettük a hőmérséklet napi változását, valamint a radon-koncentráció alakulását. A mérést egy órás ciklusokban végeztük, a radon-koncentrációt a műszer ezen egyórás periódusokban történt radioaktív bomlások alapján számította. Az így nyert értékeket az előző és következő órára (azaz három órára) átlagoltuk. A hőmérséklet értékek nem a szabad levegő hőmérsékletét jelentik, hanem a detektor fémdobozának hőmérsékletét. A 10 Bq/m^3 feletti koncentráció-csúcsokat külön megjelöltük, ezek napi alakulása összefügg a légköri inverziós határréteg kialakulásával. A szürke területek a délelőtti, a fehér tartományok a délutáni jelölik. A feltüntetett időpontok közép-európai időt jelentenek, az összehasonlításhoz használt rádiószondás mérések helyi idő szerint 1:00, illetve 13:00-kor készültek.



4. ábra: hőmérséklet és radon-koncentráció időfüggése a 2003. március 22. és 30. közötti időszakban.

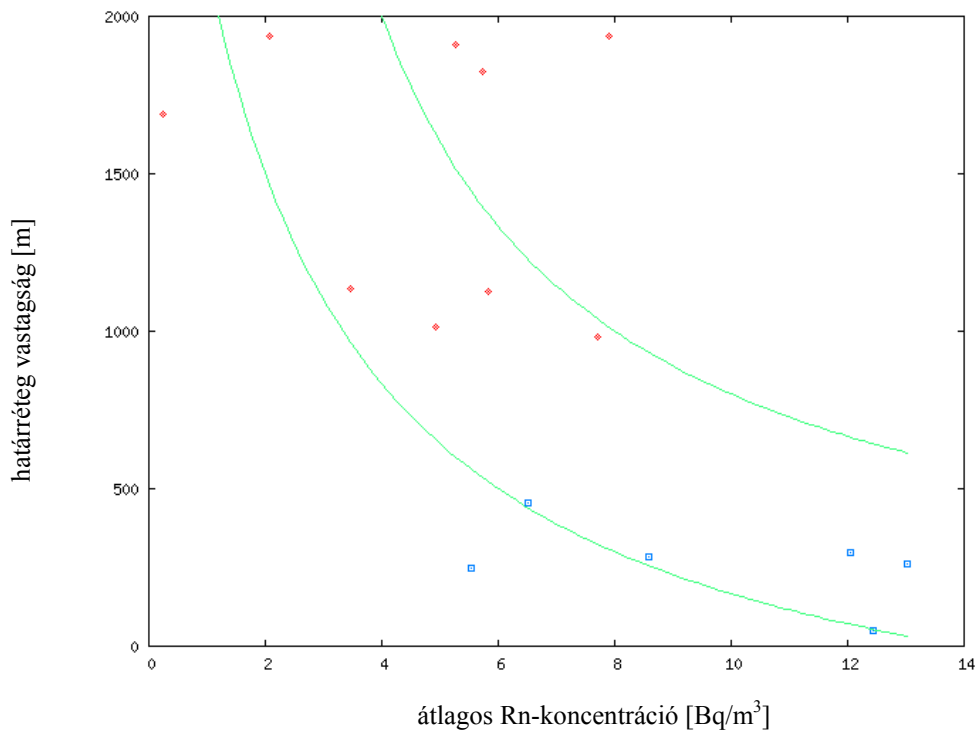
Határréteg vastagsága és a radon koncentráció összefüggése:

A radon-koncentrációt a 0-11h és 12-24h közötti időszakokra átlagoltuk. A határréteg vastagságát ezzel a paraméterrel vetettük össze a korreláció vizsgálata során.

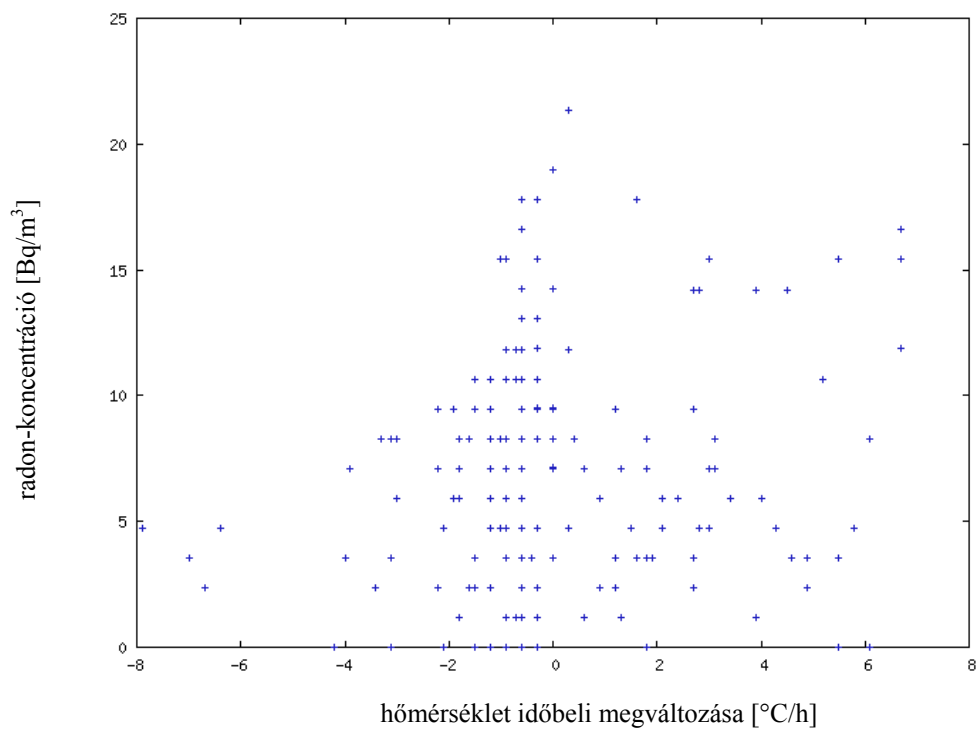
időszak kezdete	átlagos radon-koncentráció [Bq/m³]	Határréteg vastagság [m]
2003.03.21 12:00	0,24	1690,5
2003.03.22 00:00	0,79	
2003.03.22 12:00	2,07	1938,0
2003.03.23 00:00	7,42	
2003.03.23 12:00	5,83	1125,5
2003.03.24 00:00	12,45	48,5
2003.03.24 12:00	3,46	1136,0
2003.03.25 00:00	5,53	246,0
2003.03.25 12:00	5,27	1910,5
2003.03.26 00:00	13,03	263,0
2003.03.26 12:00	7,90	1935,0
2003.03.27 00:00	6,52	453,5
2003.03.27 12:00	5,73	1824,0
2003.03.28 00:00	8,59	286,0
2003.03.28 12:00	4,94	1012,0
2003.03.29 00:00	12,04	296,5
2003.03.29 12:00	7,70	982,0

Az 5. ábra az átlagos radon-koncentráció és határréteg vastagság párokat mutatja külön az éjszakai és külön a nappali mérésekre. A piros pontok éjszakai, a kék pontok nappali mérések eredményei. A felrajzolt tartománnyal az összefüggés fordított-arányossági jellegét kívánjuk érzékeltetni.

A 6. ábrán a radon-koncentráció értékét ábrázoltuk a hőmérséklet időbeli megváltozásának függvényében. A hőmérséklet gyors esése az esetek többségében alacsony radon-koncentrációt eredményezett, míg a gyors emelkedés esetén nem figyelhető meg alapvető tendencia.



5. ábra



6. ábra

4.2. II. számú mérés

Mérés adatai:

Helyszín: Gazdagréti út, hrsz. 1767/3.,
Időpont: 2003. 10. 01 – 2003. 10. 08.
Mérési összeállítás: RAD7, szilikagéles páratlanító betét,

Helyszín leírása:

A mérést a Budapest, XI.ker, Gazdagréti út, hrsz 1767/3. családi ház kertjében végeztük az épület közelében. A páratlanító tartály szabad csővégződését közvetlenül talajszint felett rögzítettük. A műszert szippantás üzemmódban üzemeltettük, mely a levegő folyamatos beszívását jelenti.

A helyszínről és a környékről pontos geológiai leírás, illetve kis mélységű talajszerkezeti elemzés áll rendelkezésünkre, melyet Szabó Gyula, talajmechanikai szakértő készített.

A budai hegyvidék Gellérthegy-Sashegy-Rupphegy néven ismert hegyvonulata déli, délkeleti lejtőjének egykor még összefüggő, de egyre lankásodó domboldalát a hegyekből lezúduló záporosók széjjeltagolták, földnyelvekre osztották, és Kelenföld ill. a Duna irányába haladó völgyeket alakítottak ki.

A lankás domboldalak és a völgyek alapközete középső oligocén kiscelli agyag, mely a hegyek felé az alsó oligocén budai márgára húzódik fel, míg a márgából a hegyek dolomitrögei emelkednek ki. A völgyeket több-kevesebb vegyes szemcseösszetételű patakfordalék, a hegyekből lemosott kötőrmelék, a dombhátaikat pedig többnyire lösz takarja.

A vizsgált területen a kiscelli agyag felett dolomitmurva, lejtőtörmelék és annak homokosabb agyagosabb változata található, melyet fölülről vékony lösztakaró borít be. A lösz mészeres, iszapos-agyagos apró kötőrmelékkal teleszórt réteg.

A felszín alatt helyenként vékony humuszos agyagtakaró található, majd 0,2-0,7 m mélységig kötörmelékes barna agyag következik. Ezután 0,4-1,0 méterig száraz sárga agyagot harántolt a fúró. E rétegek települését, szerkezetét tekintve mészeres lösznek tekinthetők.

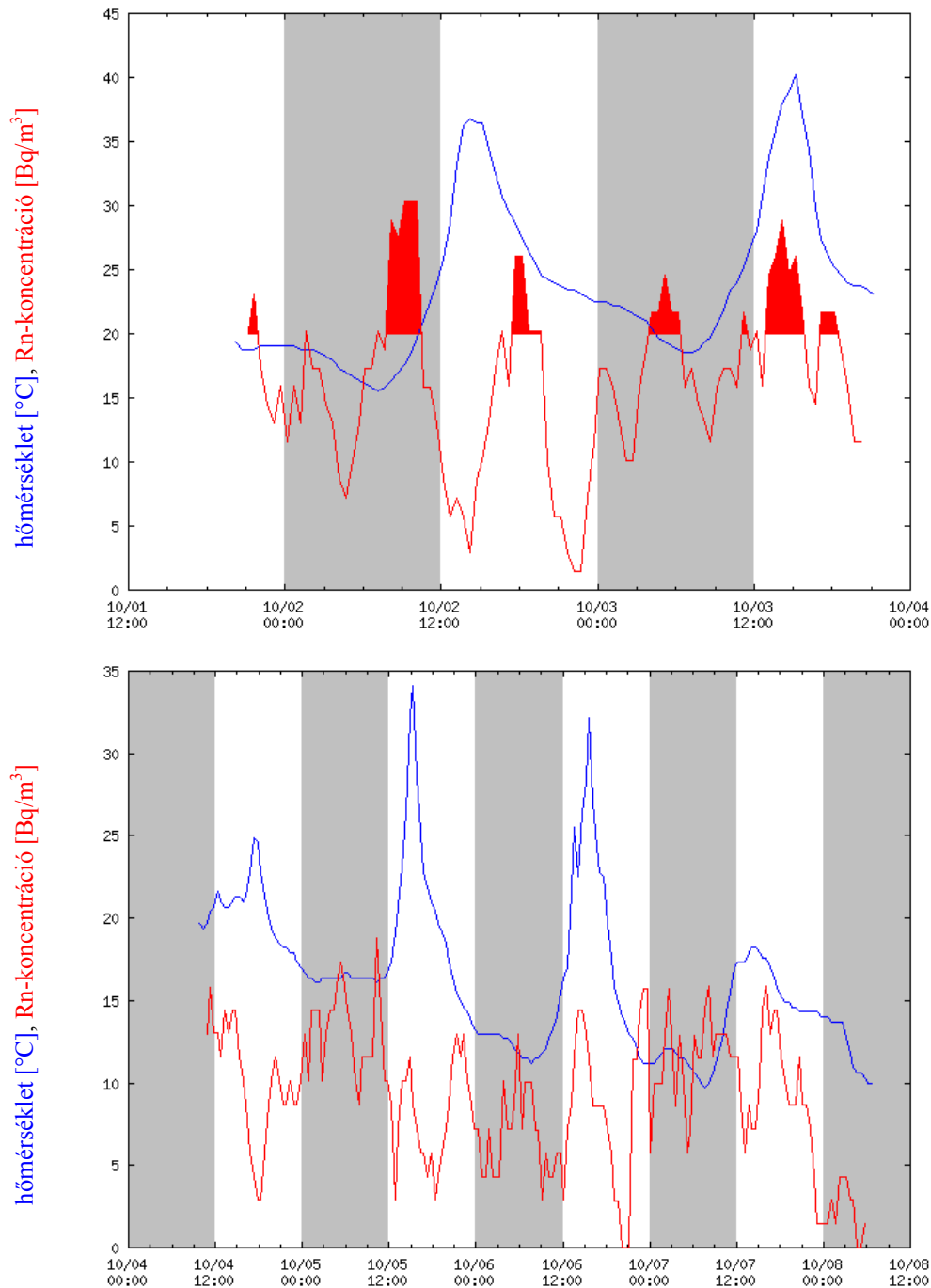
A lösz alatt a magasabb területekről lezúduló záporok által szállított lejtőtörmelék, homokos kötörmelék található. Az 1,8-2,0 m vastag kötörmelékes réteg alját 2,2-3,0 m mélységben mutatta ki a szonda. A homokos, helyenként agyagos rétegbe ágyazott kötörmelék elég tömör településű, vízáteresztő képessége jó, helyenként jelentős lehet.

Az előzőekben ismertetett rétegsort alulról a kiscelli agyag felső oxidált rétege zárja le. A sárga-szürke közepes vagy tömör agyag kemény állapotú, jó teherbírású, a benne lévő homokerek kivételével általában vízzáró, nehezen fejthető.

A fúrások, beleértve az archív fúrásanyagot is, összefüggő talajvizet nem észleltek. A vizsgált telek szomszédságában korábban több csökutat fúrtak. A kutak vízadó képessége általában szerény. Az időszakosan jelentkező vízbőség csak a felszínről beszivárgó csapadékvízből származik, mely a felszínközeli homokos kötörmeléken talál hamar utat magának.

Radon-koncentráció:

A mérés eredményét az alábbi két grafikon szemlélteti, melyen feltüntettük a hőmérséklet napi változását, valamint a radon-koncentráció alakulását. A mérést félórás ciklusokban végeztük. Az így nyert értékeket az előző és következő kétszer félóra (azaz 2,5 órára) átlagoltuk. A 20 Bq/m³ feletti koncentráció-csúcsokat külön megjelöltük, ezek napi alakulása összefügg a légköri inverziós határréteg kialakulásával. A feltüntetett időpontok közép-európai időt jelentenek, az összehasonlításhoz használt rádiószondás mérések helyi idő szerint 1:00, illetve 13:00-kor készültek.



**7. ábra: hőmérséklet és radon-koncentráció időfüggése
a 2003. október 01. és 08. közötti időszakban.**

Október 2-3-án kialakultak a radon feltöltődési csúcsok. A maximumuk az alapértékhez képest közel ötszöröse. Az I. számú méréssel ellentétben itt nappali csúcsok is megfigyelhetők. Ezek időtartama és magassága közel ugyanakkora, mint az éjszakai csúcsoknak. Október 4-8-ig nem figyelhetők meg szignifikáns csúcsok, a radon koncentráció egész idő alatt 19 Bq/m^3 alatt maradt. Ennek oka első közelítésben az, hogy a kérdéses idő alatt csapadékos időjárás volt.

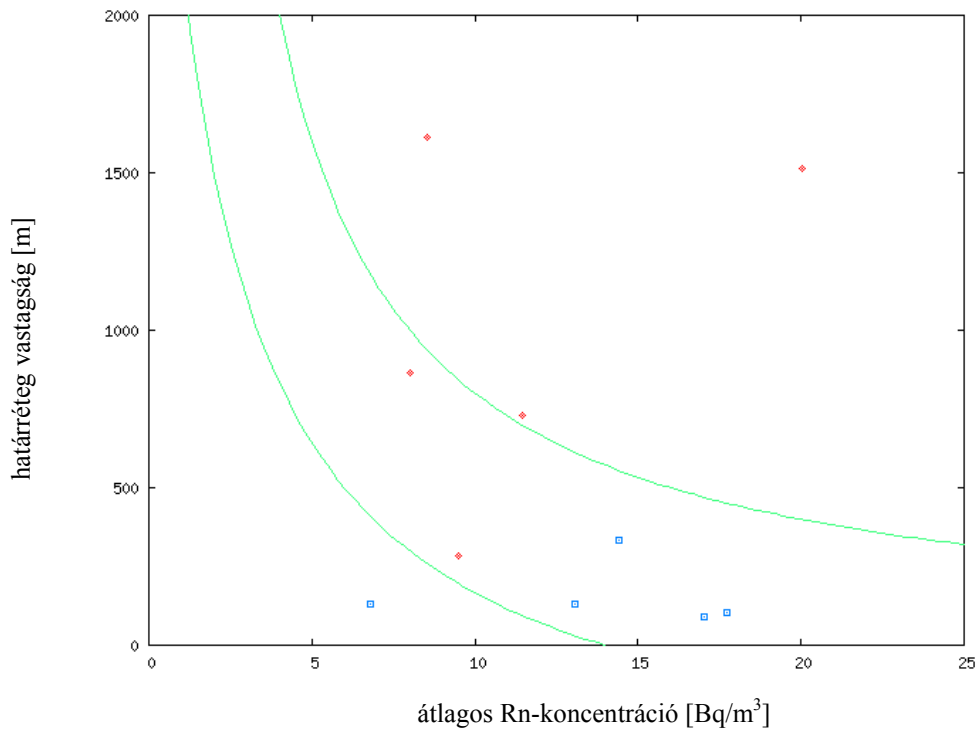
Határréteg vastagsága és a radon-koncentráció átlaga a vizsgált időszakban:

A radon-koncentrációt a 0-11h és 12-24h közötti időszakokra átlagoltuk. A határréteg vastagságát ezzel a paraméterrel vetettük össze a korreláció vizsgálata során.

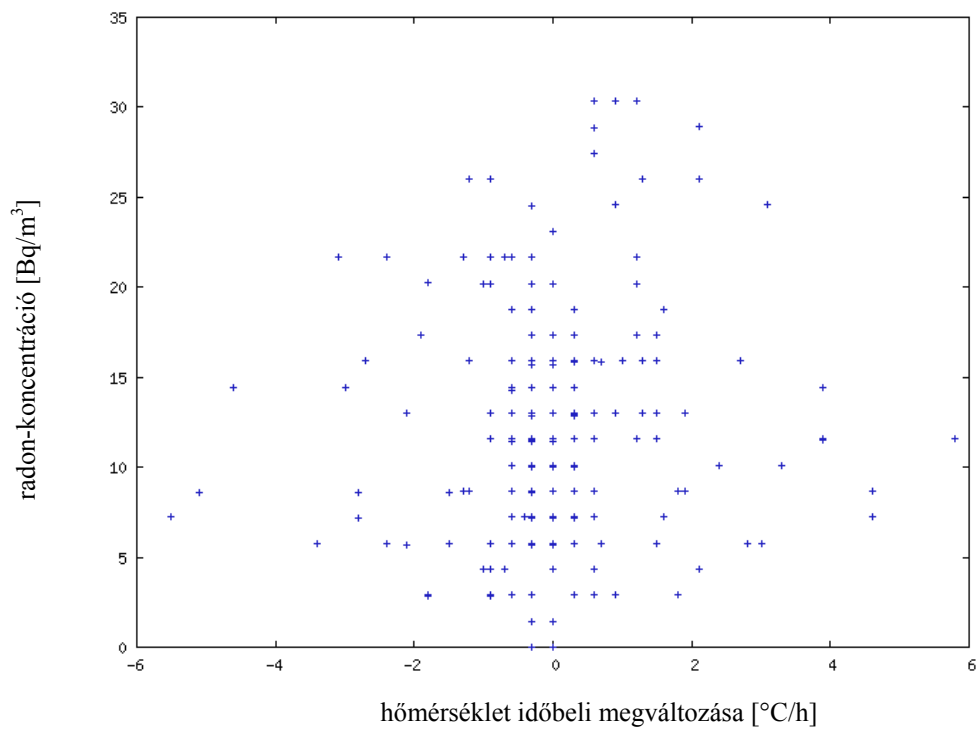
időszak kezdete	átlagos radon-koncentráció [Bq/m³]	Határréteg vastagság [m]
2003/10/01 12:00		1431,0
2003/10/02 00:00	17,72	103,5
2003/10/02 12:00	11,43	731,5
2003/10/03 00:00	17,03	91,5
2003/10/03 12:00	20,06	1513,5
2003/10/04 00:00	14,42	332,5
2003/10/04 12:00	9,51	282,0
2003/10/05 00:00	13,06	129,5
2003/10/05 12:00	8,00	863,5
2003/10/06 00:00	6,79	130,5
2003/10/06 12:00	8,55	1614,5
2003/10/07 00:00	11,37	
2003/10/07 12:00	9,27	2055,5
2003/10/08 00:00		155,0

Az 8. ábra az átlagos radon-koncentráció és határréteg vastagság párokat mutatja külön az éjszakai és külön a nappali mérésekre. A piros pontok éjszakai, a kék pontok nappali mérések eredményei. A felrajzolt tartománnyal az összefüggés fordított-arányossági jellegét kívánjuk érzékelteni.

A 9. ábrán a radon-koncentráció értékét ábrázoltuk a hőmérséklet időbeli megváltozásának függvényében. Itt a hőmérséklet gyors esése nem eredményezett olyan alacsony radon-koncentrációt, mint az I. mérés során, de megállapítható, hogy amilyen gyorsan csökken a hőmérséklet, olyan mértékben limitált fölülről a radon-koncentráció. Ez a hőmérséklet időbeli változása és a levegő keveredési viselkedése közötti összefüggések alapján érthető meg. Ezen az ábrán is megfigyelhető, hogy a radon-koncentráció maximuma a $\Delta T = 0$ körüli kis pozitív értékek tartományában van. Ezek az enyhe melegedő szakaszok valószínűleg egy lehűlés után (amikor az éjszakai csúcs kialakulása történt) következnek be.



8. ábra



9. ábra

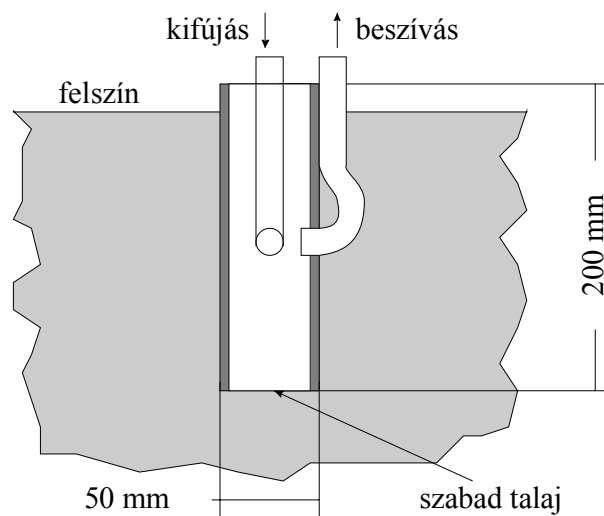
4.3. III. számú mérés

Mérés adatai:

Helyszín: Gazdagréti út, hrsz. 1767/3.,
Időpont: 2004. 02. 13 – 2004. 02. 20.
Mérési összeállítás: RAD7, szilikagéles párátlanító betét

Helyszín leírása:

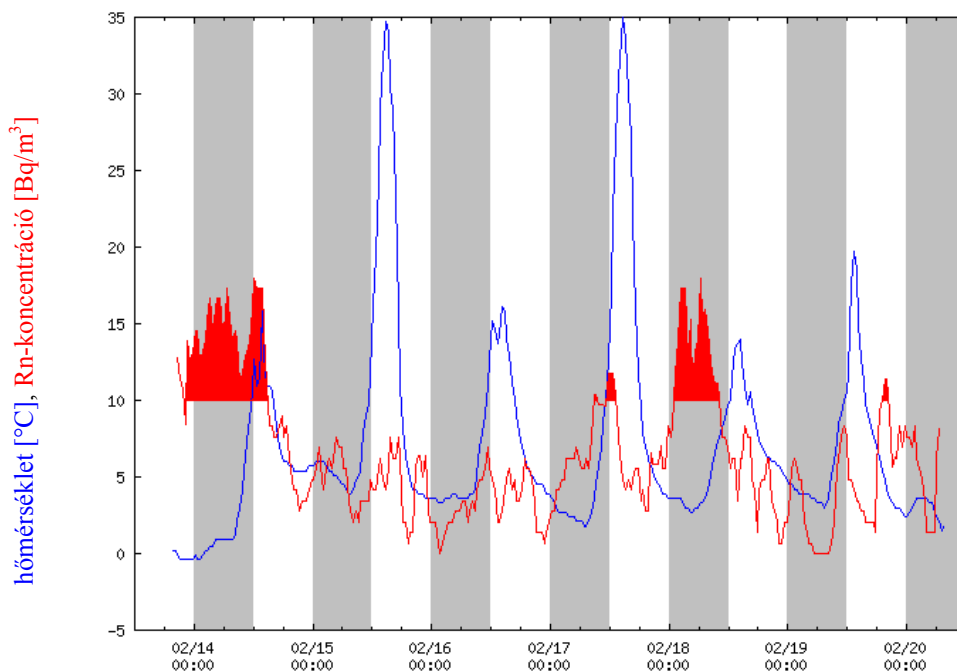
A mérést a Budapest, XI.ker, Gazdagréti út, hrsz 1767/3. családi ház kertjében végeztük az épület közelében. A párátlanító tartály beszívó csövét és a műszer kifúvó csövét a 10. ábra szerint egy mindkét végén nyitott PVC cső oldalfalában végződtettük, majd a PVC csövet a talajba ástuk.



10. ábra: csövek végződése a talajba süllyesztett PVC betétbe

Radon-koncentráció:

A mérés eredményét az alábbi két grafikon szemlélteti, melyen feltüntettük a hőmérséklet napi változását, valamint a radon-koncentráció alakulását. A mérést félórás ciklusokban végeztük. Az így nyert értékeket az előző és következő kétszer félóra (azaz 2,5 órára) átlagoltuk. A 10 Bq/m^3 feletti koncentráció-csúcsokat külön megjelöltük, ezek napi alakulása összefügg a légköri inverziós határreteg kialakulásával. A feltüntetett időpontok közép-európai időt jelentenek, az összehasonlításához használt rádiószondás mérések helyi idő szerint 1:00, illetve 13:00-kor készültek.



11. ábra: hőmérséklet és radon-koncentráció időfüggése a 2004. február 14. és 20. közötti időszakban.

Február 15, 16-án nem alakult ki radon felhalmozódás, de 14,18-án igen. 17-én enyhe csúcs tapasztalható. Ilyenkor a feldúsulási csúcs szélesebb, mint az I. és II. mérésorozat alkalmával. Az éjszakai csúcsok elmaradását a vizsgált időszak alatti változékony, csapadékos idő és fagyok okozhatták.

A mérési pont talajba helyezésével a radon-koncentrációk növelését nem sikerült elérni. Ez több ok miatt lehetséges: Elképzelhető, hogy a februári fagyok miatt a talajból kiáramló radonfluxus jelentősen lecsökkent, mert a pórusok befagytak.

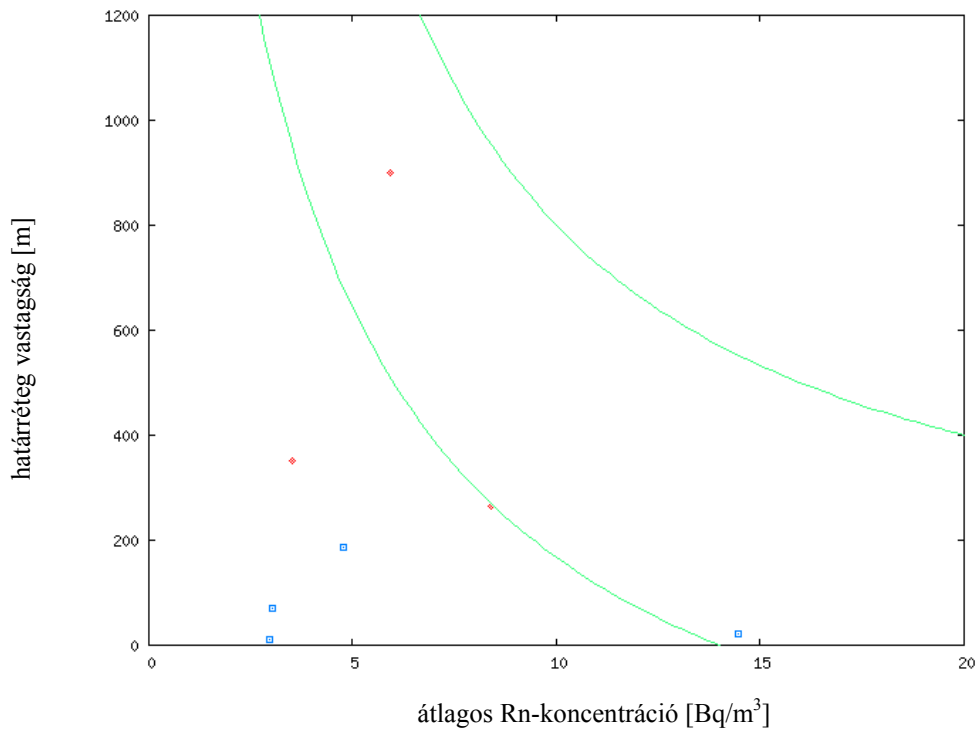
Határréteg vastagsága és a radon-koncentráció átlaga a vizsgált időszakban:

A radon-koncentrációt a 0-11h és 12-24h közötti időszakokra átlagoltuk. A határréteg vastagságát ezzel a paraméterrel vetettük össze a korreláció vizsgálata során.

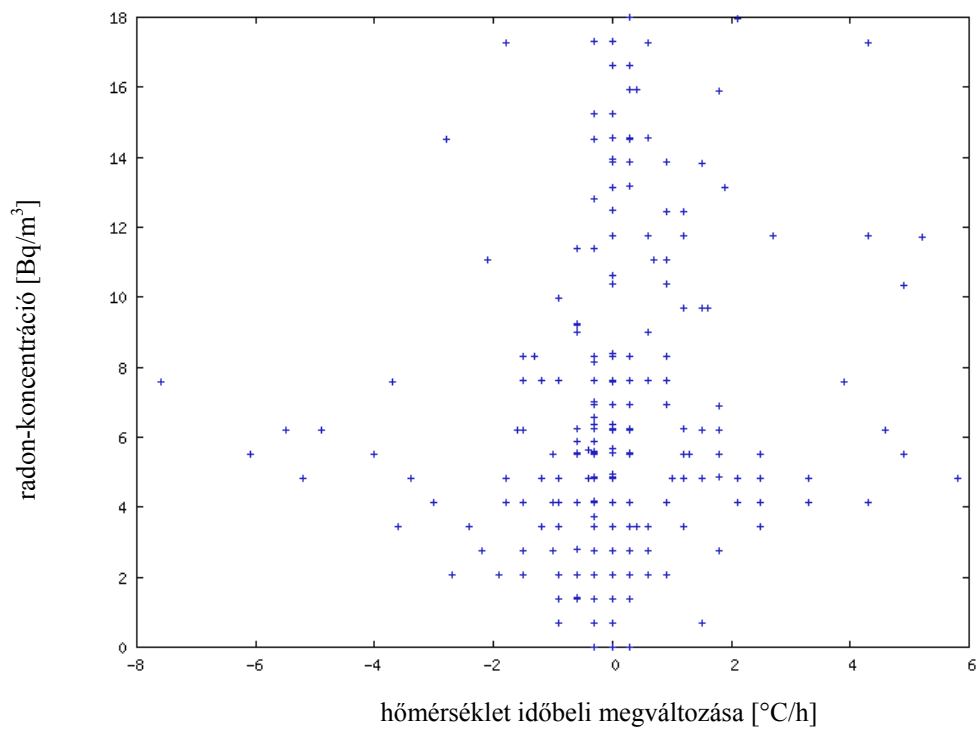
időszak kezdete	átlagos radon-koncentráció [Bq/m³]	Határréteg vastagság [m]
2004/02/13 12:00	11,82	
2004/02/14 00:00	14,45	21,0
2004/02/14 12:00	8,41	265,0
2004/02/15 00:00	4,76	186,0
2004/02/15 12:00	4,51	
2004/02/16 00:00	2,97	9,5
2004/02/16 12:00	3,51	352,5
2004/02/17 00:00	6,81	
2004/02/17 12:00	5,93	899,5
2004/02/18 00:00	12,49	
2004/02/18 12:00	4,49	
2004/02/19 00:00	3,03	69,0
2004/02/19 12:00	5,60	
2004/02/20 00:00	5,04	
2004/02/20 12:00		1203,5

Az 12. ábra az átlagos radon-koncentráció és határréteg vastagság párokat mutatja külön az éjszakai és külön a nappali mérésekre. A piros pontok éjszakai, a kék pontok nappali mérések eredményei. A felrajzolt sávval az összefüggés fordított-arányossági jellegét kívánjuk érzékeltetni. Az előbbi két méréshez képest a felvett pontokat nem lehet egzaktul osztályozni. Az éjszakai alacsony radon-koncentráció a nedves talaj befagyásának, illetve a mérés során lehullott hónak tudható be.

A 13. ábrán a radon-koncentráció értékét ábrázoltuk a hőmérséklet időbeli megváltozásának függvényében.

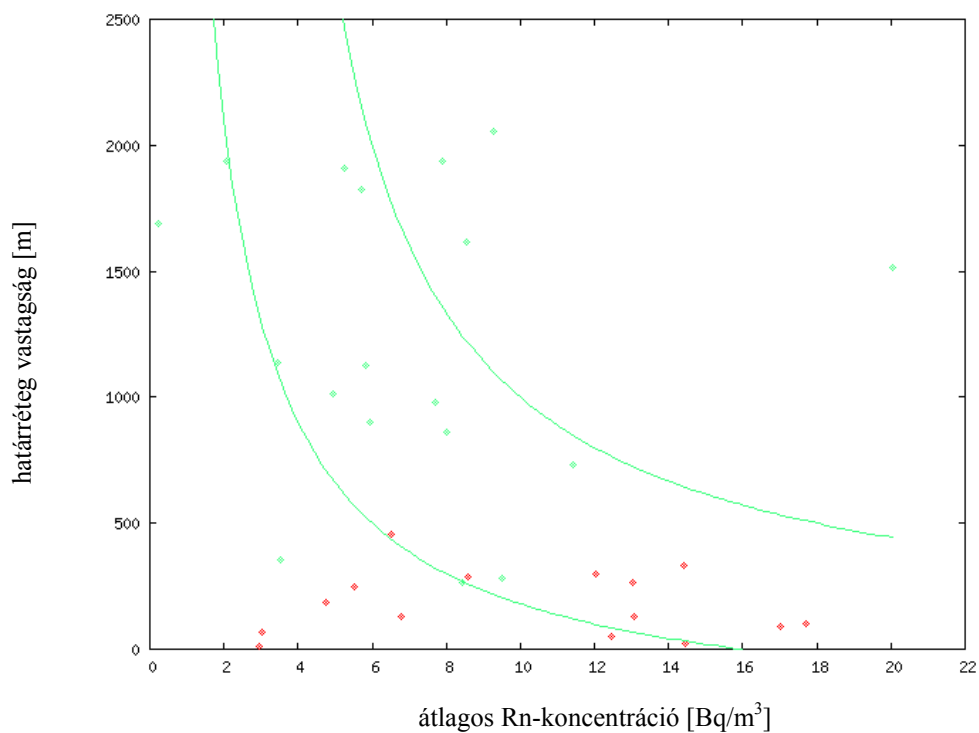


12. ábra

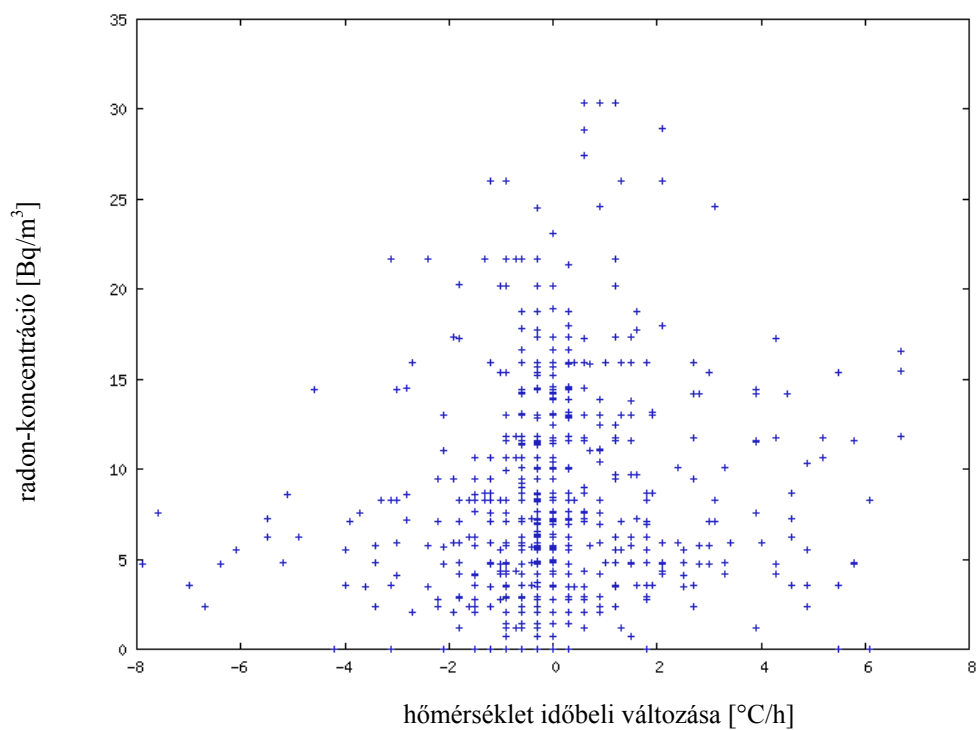


13. ábra

4.4. Összesített eredmények



14. ábra



15. ábra

5. A levegőben mért radonkoncentráció eredményeinek értelmezése

Kutatásunk eredményeként a talajból kiáramló radon és a légkör kölcsönhatásának érdekes új elemeit tapasztaltuk.

A 2003 tavaszi és őszi mérésekből egyértelműen tükröződik, hogy éjszaka a talaj közeli radon-koncentráció megnő, majd a reggeli felmelegedés után a turbulens keveredéssel átlagértékre csökken. Az éjszakához tartozó csúcsok a földfelszín feletti hőmérsékleti inverziós réteg kialakulásával együtt jelennek meg. Kísérleteink megmutatták, hogy mind a 25 méteres magasságon, mind a talajszint közelében a jelenség kimutatható, talajszint közelében egyre nagyobb pontossággal mérhető ki. Megállapítottuk, hogy az időjárás egyéb körülményei befolyásolják a radon-csúcs kialakulását, tapasztaltunk szerint csapadékos éjszakákon nem feltétlenül alakul ki. A radon-csúcsok kialakulásának időbeni részletei megegyeznek a Kataoka-modellben (Kataoka et al., 1998) leírtakkal.

Ugyanakkor megállapíthatjuk, hogy mérésünk precíz mennyiségi analízis elvégzéséhez nem elég pontos, nem tudunk matematikai összefüggést adni a határréteg vastagsága és a mérhető radon-koncentráció növekedése között, csupán egyértelmű tendenciát észleltünk. Kimutattuk, hogy a nagy éjszakai csúcsok esetén mindig alacsony (maximum 300m) inverziós rétegvastagság alakult ki. A továbblépés szempontjából érdemes elgondolkozni azon, hogy a mérés hibájának csökkentését a radon detektálás nagyobb valószínűségével (például érzékenyebb, vagy több műszer egyidejű alkalmazásával), illetve az inverziós réteg pontosabb meghatározásával (mérőtornyon néhány 10 méterenként elhelyezett hőmérőkkel) lehet elérni.

A rádiószondás mérések adataiból meglehetősen pontosan tudtuk meghatározni az éjszakai stabil inverziós réteg vastagságát, aminek oka a műszer magasságtartománybeli kis felbontóképessége. A radon-koncentráció folyamatos monitorozása azonban hasznos kiegészítő információként szolgálhat a határréteg vastagságának megbecsléséhez.

Érdekes jelenségként tapasztaltuk, hogy míg a 2003. márciusban 25 méter magasságban végzett mérésekben nem, addig a 2003. októberben talajszinten végzett mérések adataiban erőteljes nappali csúcs található. A jelenség magyarázatául feltehetően nem légköri jelenség szolgál, hanem az erős napsütés hatására a talaj felmelegszik, és lecsökken a talajlevegő relatív páratartalma a szemektikus agyagásványokban, mely megnöveli a kibocsátott radon-

fluxust. Ennek igazolására a légköri radon-koncentráció mérésével párhuzamosan gázgyűjtő-kamrás radon-fluxusmérés megvalósítása is szükséges.

A 2004. februári méréssorozat adatainak nehéz értékelhetősége számos körülménynek tudható be. Attól függetlenül, hogy a rádiószondás adatok hiányosak voltak, kitűnik, hogy a radon-koncentráció végig alacsony értéken volt. Megállapításunk szerint változékony, csapadékos idő esetén a radon-fluxust befolyásoló tényezők nagyobb súllyal bírnak, mint a levegőbe jutott radon transzportját befolyásoló légköri tényezők, így a mérhető koncentrációt elsősorban a fluxus határozza meg.

A 6., 9., 13. és 15. ábrák a radon-koncentrációt ábrázolják a hőmérséklet megváltozásának függvényében. Ezek a diagramok következetesen azt mutatják, hogy a maximális radon-koncentrációk kicsi pozitív hőmérsékletváltozáskor alakulnak ki. Vizsgáljuk meg a sok paramétertől függő pontpárok felső burkológörbéjét, azaz az adott hőmérsékletváltozáshoz tartozó radon-koncentrációk maximumát. Ez a görbe „háztető” alakú, ami azt jelenti, hogy változó hőmérséklet mellett kisebb maximális radon-koncentráció tud kialakulni. Minél nagyobb a változási sebesség (bármelyik irányba), annál kisebb a kialakuló radon-koncentráció. Ennek oka, hogy a gyorsabb hőmérsékletváltozás nagyobb turbulens diffúziót alakít ki.

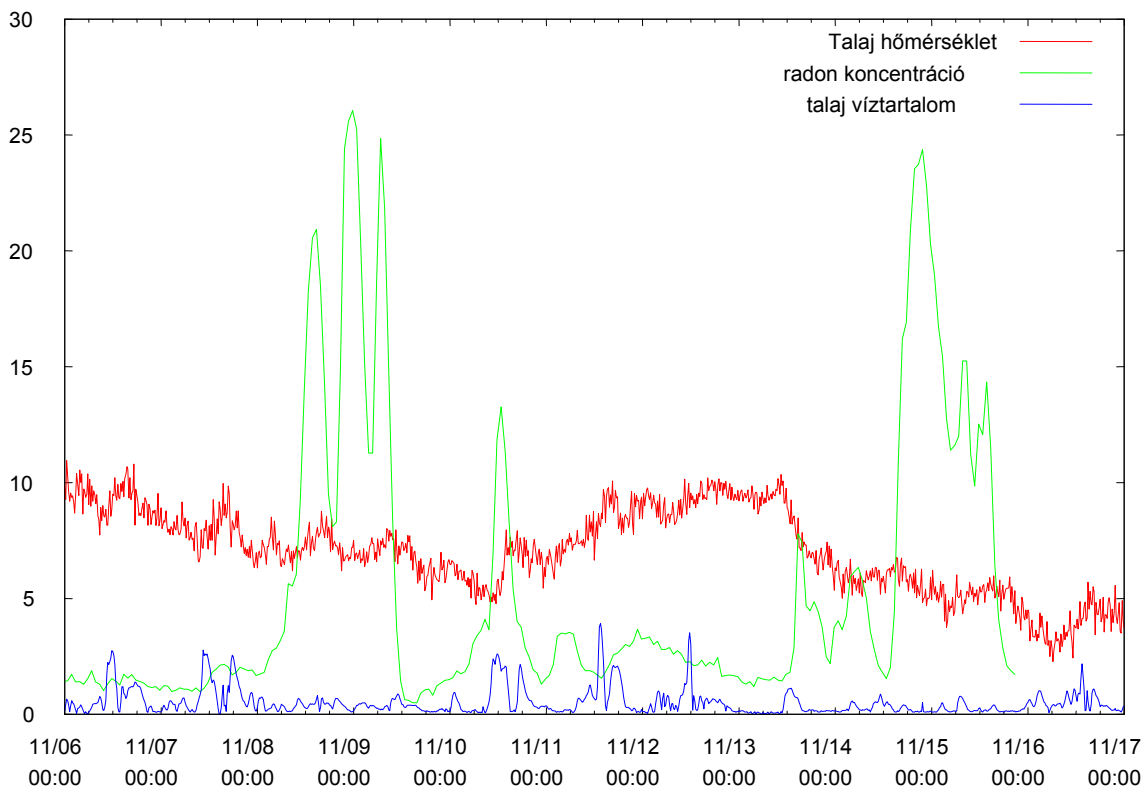
6. Mérési sorozat meteorológiai állomás kiegészítéssel

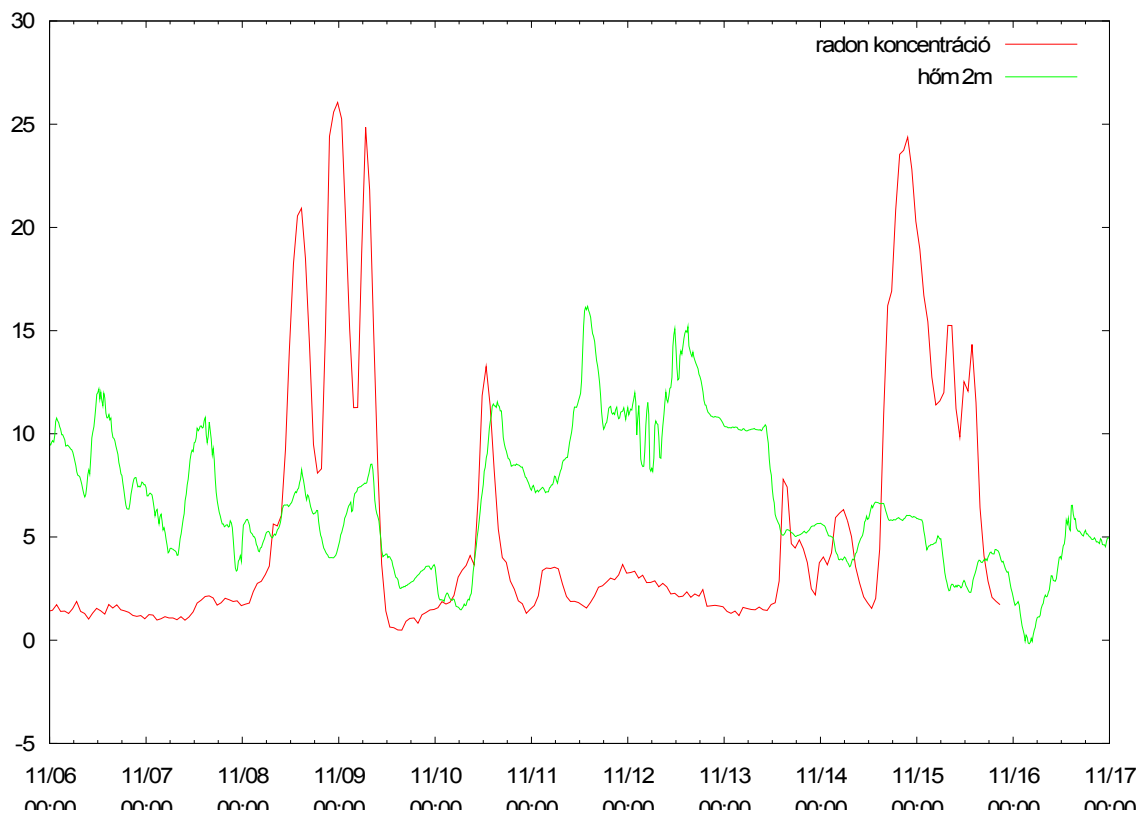
A talaj felett mérhető radonkoncentráció pontosabb értelmezéséhez a meteorológiai adatok ismeretére is szükségünk van. A talajból érkező radonfluxus mérése lenne az egyik legfontosabb komponense az értelmezésnek, ehhez azonban a műszerezettségi állapotunk nem elegendő. Ezért csak az ezzel összefüggésben lévő meteorológiai paramétereket pl. szélsebesség, talajhőmérséklet, talajnedvesség mértük párhuzamosan a radonkoncentráció talajszint alatt mérhető értékének monitorozásával. A talajba egy kb. 40 cm mély 10 cm átmérőjű lyukat mélyítettünk, és lefedtük. A levegővel való kölcsönhatása a felső talajrétegeken keresztül könnyen megvalósult, de a lyukban mégis nagyságrendekkel magasabb radonkoncentrációt tapasztalhattunk, mint a szabad levegő esetén. Így a radon pontosabb mérése lehetséges. Cserébe nem közvetlenül mérjük a szabad levegő radontartalmát, így a folyamatok interpretálása kicsit bonyolultabb, és a határreteg

vastagságának hatásán kívül természetesen más folyamatok is bele fognak játszani eredményeinkbe.

A radon-lyuk mellé felállított meteorológiai állomáson 2 m-es szinten folyamatosan mértük a hőmérséklet, a relatív nedvesség és a szélsébség értékeit. A globálsugárzás és a visszavert rövidhullámú sugárzás mérésére Schenk-féle piranométert használtuk. A Campbell gyártmányú levélnedvesség-mérő a csapadékhullás, illetve a harmatképződés időszakairól tájékoztatott. A talajparaméterek közül mértük a felső 10 cm-es talajréteg hőmérsékletét és nedvességtartalmát. Az adatokat egy Campbell CR10 adatgyűjtő rögzítette félóránként.

6.1. Talaj- és levegőhőmérséklet, víztartalom adatok összehasonlítása a radonkoncentrációval





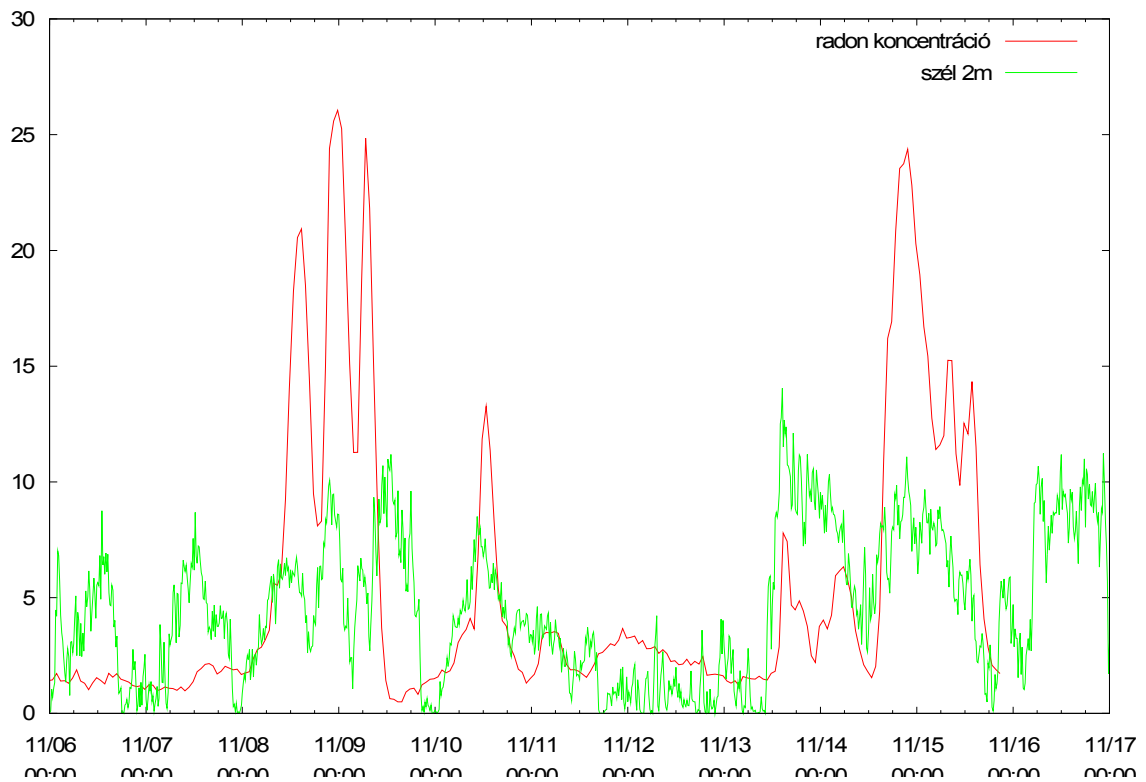
Megállapítások:

Amikor a lyukban nagy a radon koncentráció, akkor a talaj nedvességtartalmát a műszer kicsinek regisztrálta, de ez valószínű a műszer működési elvétől van így és nem a nedvességtartalom változik, hanem más effektus változtatja meg az eredményt.

A nagyon magas csúcsok esetében a talaj hőmérséklete 5 fok köré csökken, de ez jelenthet talajmenti fagyot is (a legfelső réteg befagyását), hiszen a műszer 10 cm-es mélységben regisztrál.

A levegő hőmérséklete nem csökkent fagypont alá, ennek ellenére a talaj befagyása megtörténhetett.

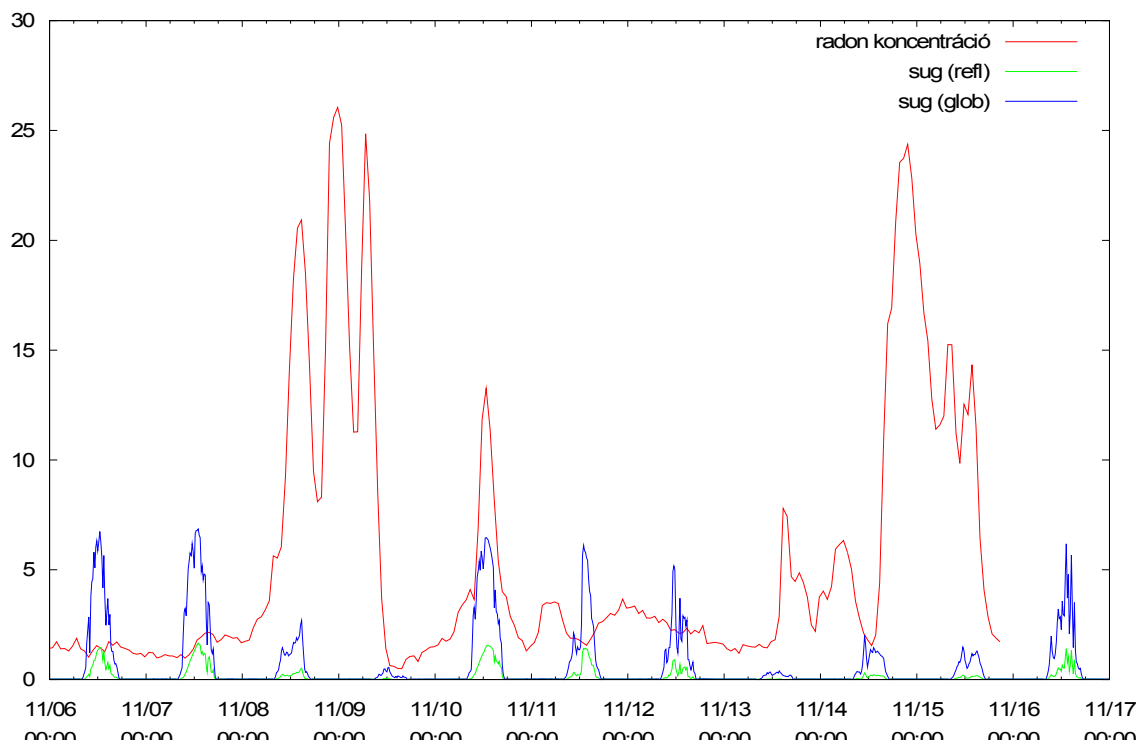
6.2. A 2 méteren mért szélesség adatok összehasonlítása a radonkoncentrációval



Megállapítások:

A 2m-en mérhető szélesség nem korrelál a radon koncentrációval, bár 11/12 és 11/13 napokon az alacsony radon koncentráció szélmentes napokkal együtt jelentkezik. Szél nélkül is lehetett turbulens áramlás.

6.3. A sugárzási adatok összehasonlítása a radonkoncentrációval



Megállapítások:

Az extrém csúcsokat produkáló napokon a globálsugárzás lényegesen alacsonyabb, a többi napon mértnél – felhős idő volt, a hőmérséklet lecsökkent. 11/10 nem egyértelmű, de a csúcs sem olyan szignifikáns, mint 11/09 vagy 11/15 esetében.

7. Összefoglalás

A dolgozatban a radonkoncentráció szabad levegőben mért értékeit monitoroztuk többféle mérési elrendezés mellett: szabad levegőn 25 méter magasságban, talajszinten, nyitott lyukban és zárt furatban. Ez utóbbi esetben egy meteorológiai állomást is felszereltünk (későbbi méréssorozatok bevezetendő, első lépésként), és az adatok összehasonlítását elvégeztük. A szabad levegőben mért adatokhoz naponta két időpontban a határreteg vastagságát is meghatároztuk.

Megállapítottuk, hogy a szabad levegő radonkoncentrációja kapcsolatban van a határreteg vastagságával, habár a kapcsolatnak a statisztikus szórása van.

Megállapítottuk, hogy a légkör hőmérsékletének időbeli változása a radonkoncentrációk csökkenését vonja maga után, ennek oka a turbulens diffúzió kialakulása.

A talajba mélyített lyuk radonkoncentrációja mérésekor megállapítottuk, hogy a mérés pontossága nagyot javult, így pontosabb analízis végezhető, mint szabad levegőn (a meglévő műszerrel). A meteorológiai állomás működésén még javítani kell, és az összehasonlítások az adott mérési időszakra vonatkozó egyszerű konklúziókkal szolgáltak. Azt azonban megállapíthatjuk, hogy a talajlevegő és a szabad levegő közötti kölcsönhatás jól vizsgálható a radon segítségével.

8. Hivatkozások listája

1. Mikó Róbert 2001, Diplomamunka: A planetáris határreteg szél és hőmérséklet profiljai a szennyezőanyagok új transzmissziós szabványtervezetében
2. Götz-Rákóczi 1981, A dinamikus meteorológia alapjai, Tankönyvkiadó, Budapest
3. Stull, R. B. 1988, An Introduction to Boundary Layer, Kluwer Academic Publisher
4. RAD7 dokumentáció, DurrIDGE Co.
5. Toshio Kataoka et al. 1998, Diurnal Variation in Radon Concentration and Mixing-Layer Depths, Boundary-Layer Meteorology 89: 225-250., Kluwer Academic Publishers
6. Toshio Kataoka et al. 2001, A Study of the Atmospheric Boundary Layer Using Radon and Air Pollutants as Tracers, Boundary-Layer Meteorology 101: 131-155., Kluwer Academic Publishers