

PRÍRODNÉ ZDROJE IONIZUJÚCEHO ŽIARENIA

Prírodná rádioaktivita je neoddeliteľnou súčasťou životného prostredia. Ľudstvo počas svojho vývoja bolo trvalo vystavené pôsobeniu prírodného rádioaktívneho žiarenia. Vo všetkých zložitých látkach dochádza vplyvom žiarenia k špecifickým zmenám, ktoré by bez účinkov žiarenia neprebíhali, ale aj rad biochemických reakcií v organizme človeka by bez žiarenia prebiehal inak. Štúdium vzťahu rádioaktivity a človeka je preto problém zásadného významu. Aj v súčasnosti má však prírodné rádioaktívne žiarenie a hlavne rádioaktívny radón rozhodujúci podiel na celkovom ožarení ľudí. Poznatky o prírodnej rádioaktivite zložiek životného prostredia a ich účinkoch na človeka nie sú stále úplné, hoci tieto sa viažu už na obdobie viac ako 100 rokov.

V tejto kapitole je zhrnutý hlavne stav poznatkov o prírodných rádionuklidoch v pôdach a vo vodách vo svete a na území SR a ukázané sú tiež niektoré aplikácie prírodných rádionuklidov v environmentálnych štúdiách.

UČEBNÉ CIELE

Študent by mal poznať základnú klasifikáciu prírodných rádionuklidov a ich pôvod v životnom prostredí. Mal by pochopiť tiež ich základné migračné mechanizmy. Študent má vedieť kvantifikovať špecifické aktivity jednotlivých rádionuklidov v rôznych prostrediach a ohodnotiť ich vplyv na človeka. Mal by sa oboznámiť s niektorými aplikáciami prírodných rádionuklidov v environmentálnych štúdiách.

KLÚČOVÉ SLOVÁ

Primordiálne rádionuklidy, kozmogénne rádionuklidy, terestriálne rádionuklidy, hmotnostná a objemová aktivita rádionuklidov, migrácia rádionuklidov, radiačná záťaž, aplikácie rádionuklidov.

1 ZDROJE PRÍRODNEJ RÁDIOAKTIVITY

Prírodná rádioaktivita pochádza z extraterestriálnych (mimozemských) zdrojov a od rádioaktívnych prvkov rozptýlených v zemskej kôre. V prírode bolo nájdených okolo 340 rôznych nuklidov, z ktorých približne 70 je rádioaktívnych [1]. Nachádzajú sa hlavne medzi ťažkými prvkami. Všetky prvky, ktoré majú protónové číslo väčšie ako 80 tvoria rádioaktívne izotopy a všetky izotopy prvkov s protónovým číslom vyšším ako 83 sú rádioaktívne.

Prírodné rádionuklidy, ktoré sa nachádzajú v našom životnom prostredí môžeme podľa pôvodu rozdeliť do troch skupín:

- **kozmozogénne** rádionuklidy, ktoré vznikajú kontinuálne jadrovými reakciami pri interakcii kozmického žiarenia so stabilnými jadrami hlavne v atmosfére,
- **primordiálne** (pôvodné) rádionuklidy, ktoré vznikli približne pred 4,5 miliardami rokov pri začiatočnej syntéze prvkov, z ktorých sú zložené planéty slnečnej sústavy. Do dnešných dní sa z nich zachovali len tie, ktoré majú dostatočne dlhú dobu polpremeny. Rádioizotopy s dobou polpremeny kratšou ako 10^8 rokov sa už premenili alebo sú prakticky nedetekovateľné.
- **sekundárne** rádionuklidy vznikajúce z primordiálnych rádionuklidov, ktoré tvoria premenové rady.

Posledné dve skupiny prírodných rádionuklidov pochádzajú priamo z našej planéty Zeme a preto sa označujú tiež ako **terestriálne**.

Dodnes bolo v prírode objavených 20 primordiálnych rádionuklidov. Sedemnást' z nich je takých, ktoré nie sú členmi žiadnych premenových radov. Základné údaje o ich výskyte v zemskej kôre sú uvedené v **tabuľke č.1** (► Príloha 1).

Len dva z týchto rádionuklidov ^{40}K a ^{87}Rb (►Príloha 2) sú významné vzhľadom na ich hmotnostnú aktivitu a radiačnú záťaž obyvateľstva.

Tri primordiálne rádionuklidy sú začiatočnými členmi premenových radov: ^{238}U – **uránového** premenového radu, ^{232}Th – **tóriového** (►Príloha 3) premenového radu a ^{235}U – **aktíniového** (►Príloha 4) premenového radu (Tabuľky č. 2-4). Stredná koncentrácia tória a uránu v zemskej kôre je uvedená v tabuľke č.5. Premenovacie rady ^{232}Th , ^{235}U a ^{238}U majú spolu viac ako 40 dcérskych rádionuklidov a ich alfa, beta a gama aktivita spolu s ^{40}K tvorí najvýznamnejšiu zložku rádioaktivity prírodného prostredia a hlavný zdroj externej expozície obyvateľstva. Stredné hodnoty koncentrácií ^{238}U , ^{232}Th a ^{40}K v typických horninách a v pôdach sú uvedené v tabuľke č.5.

Pomer $\frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} = \frac{1}{138}$ (v jednotkách počtu atómov) - je považovaný v prírode za stály, t.j. obsah ^{238}U tvorí 99,3 % U_{nat} a obsah ^{235}U tvorí 0,7204 % U_{nat} . Zmeny v pomere $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ môžu v prírode spôsobiť len jadrové procesy (max 0,01 %).

Materiál	^{40}K		^{232}Th		^{238}U	
	% celk. K	Bq·kg ⁻¹	ppm	Bq·kg ⁻¹	ppm	Bq·kg ⁻¹
Vyvreté horniny						
Basalt	0,8	300	3-4	10-15	0,5-1	7-10
Granit	> 4	> 1000	17	70	3	40
Usadené horniny						
Bridlica	2,7	800	12	50	3,7	40
Morský piesok	< 1	< 300	6	25	3	40
Karbonátové horniny	0,3	70	2	8	2	25
Všetky horniny	0,3-4,5	70-1500	1,6-20	7-80	0,5-4,7	7-60
Zemská kôra (priemer)	2,8	850	10,7	44	2,8	36
Pôda (priemer)	1,5	400	9	37	1,8	22

Tabuľka 5. Priemerné koncentrácie ^{40}K , ^{232}Th , ^{238}U v horninách a pôdach [1].

V prírode sa ^{235}U , ^{238}U a ^{232}Th premieňa tiež štiepením spontánne ale aj vplyvom interakcií s neutrónmi kozmického žiarenia a ďalších prírodných zdrojov. Doba polpremeny ^{235}U vzhľadom na spontánne štiepenie je medzi 10^{15} – 10^{16} rokov. Ďalšie ťažké jadrá sa spontánne štiepia s dobou polpremeny v rozsahu od 10^{14} do 10^{20} rokov [1]. Tento proces vedie len k stopovej koncentrácii štiepených produktov v litosfére a v oceánoch.

Mnoho **transuránových** (►Príloha 5) prvkov, ako plutónium, neptúnium a amerícium, ktoré sú dnes produkované umelo, museli existovať v prírode v istom období po nukleosyntéze, ale vzhľadom na ich krátku dobu polpremeny sa už dávno premenili. Avšak niektoré transuránové prvky sú produkované vplyvom neutrónov pochádzajúcich z kozmického žiarenia a zo spontánneho a indukovaného štiepenia jadier uránu v prírode.

Z „krátkožijúcich“ transuránových nuklidov boli v prírode zatiaľ zistené v stopových množstvách len ^{237}Np ($1,8 \cdot 10^{-12}$ v pomere k ^{238}U), ^{239}Pu (v pomere 10^{-11} – 10^{-13} k jadrám ^{238}U) a ^{244}Pu (v koncentrácii $1 \cdot 10^{-18}$ g na jeden gram bastnäsitu) [2].

Z 22 identifikovaných **kozmogénnych rádionuklidov** (tab. č.6) sú významné len ^{14}C , ^3H a ^7Be . Vo všeobecnosti sa kozmogénne rádionuklidy, po svojom vytvorení v stratosfére, zúčastňujú pohybu vzdušných mäs, až kým sa nedostanú do nižších vrstiev atmosféry, skadiaľ sú vymývané, resp. inak transportované na zemský povrch, do litosféry, do povrchových a do podzemných vôd. Kozmogénne rádionuklidy neprispievajú významne k externej expozícii obyvateľstva.

KONTROLNÉ OTÁZKY

1. Z akých zdrojov pochádza prírodná rádioaktivita?
2. Do akých skupín delíme prírodné rádionuklidy?

3. Ako vznikajú kozmogénne rádionuklidy?
4. Kedy vznikli primordiálne rádionuklidy?
5. Ktoré rádionuklidy nazývame terestriálne?
6. Ktoré primordiálne rádionuklidy sú počiatočnými členmi premenových radov?
7. Ktoré kozmogénne rádionuklidy sú významné?

Rádionuklid	Doba polpremeny	Dominantné žiarenie	Terčové jadrá	Typické koncentrácie		(Bq·kg ⁻¹) Voda oceánov
				Vzduch	Zrážky	
¹⁰ Be	1 600 000 r	β	N, O			2·10 ⁻⁸
²⁶ Al	720 000 r	β ⁺	Ar			2·10 ⁻¹⁰
³⁶ Cl	300 000 r	β	Ar			1·10 ⁻⁵
⁸⁰ Kr	213 000 r	K-X	Kr			
¹⁴ C	5730 r	β	N, O			5·10 ⁻³
³² Si	~ 650 r	β	Ar			4·10 ⁻⁷
³⁹ Ar	269 r	β	Ar			6·10 ⁻⁸
³ H	12,33 r	β	N, O	1,2·10 ⁻³		7·10 ⁻⁴
²² Na	2,60 r	β ⁺	Ar	1·10 ⁻⁶	2,8·10 ⁻⁴	
³⁶ S	87,4 d	β	Ar	1,3·10 ⁻⁴	7,7-107·10 ⁻³	
⁷ Be	53,3 d	γ	N,O	0,01	0,66	
³⁷ Ar	35,0 d	K-X	Ar	3,5·10 ⁻⁵		
³³ P	25,3 d	β	Ar	1,3·10 ⁻³		
³² P	14,28 d	β	Ar	2,3·10 ⁻⁴		
³⁸ Mg	21,0 h	β	Ar			
²⁴ Na	15,0 h	β	Ar		3,0-5,9·10 ⁻³	
³⁸ S	2,83 h	β	Ar		6,6-21,8·10 ⁻²	
³¹ Si	2,62 h	β	Ar			
¹⁸ F	109,8 min	β ⁺	Ar			
³⁹ Cl	56,2 min	β	Ar		1,7-8,3·10 ⁻¹	
³⁸ Cl	37,29 min	β	Ar		1,5-25·10 ⁻¹	
^{34m} Cl	31,99 min	β ⁺	Ar			

Tabuľka 6. Rádionuklidy produkované v atmosfére kozmickým žiarením [1].

SÚHRN

Prírodné rádionuklidy – delíme na **primordiálne**, **kozmogénne** a **sekundárne**.

Tri primordiálne rádionuklidy sú začiatočnými členmi premenových radov: ²³⁸U – uránového premenového radu, ²³²Th – tórového premenového radu a ²³⁵U – aktíniového premenového radu. Z rádionuklidov, ktoré nie sú členmi premenových radov sú najvýznamnejšie ⁴⁰K a ⁸⁷Rb. K najdôležitejším kozmogénnym nuklidom patria: ¹⁴C, ³H a ⁷Be.



Návrat z acrobat readera - ❌ (zatvorením okna)

2 TERESTRIÁLNE RÁDIONUKLIDY V ZLOŽKÁCH PRÍRODNÉHO PROSTREDIA

V tejto časti je podaný prehľad koncentrácií významných terestriálnych rádionuklidov v jednotlivých zložkách prírodného prostredia. Ukázané sú tiež súvislosti ich výskytu a relatívna významnosť z hľadiska ožiarenia človeka.

Urán je zastúpený v prírode tromi významnými izotopmi (relatívne hmotnostné zastúpenie a doby polpremeny sú uvedené v zátvorke [1]: ^{238}U (99,28 %, $T_{1/2} = 4,47 \cdot 10^9$ r), ^{235}U (0,71 %, $T_{1/2} = 7,038 \cdot 10^8$ r), ^{234}U (0,0058 %, $T_{1/2} = 244\,500$ r), pričom izotopy ^{238}U a ^{234}U sú v prírode obvykle v rádioaktívnej rovnováhe. Hmotnostný obsah uránu v zemskej kôre je v rozsahu 2-3 ppm. Hmotnostný obsah 1 ppm uránu odpovedá hmotnostnej aktivite izotopu ^{238}U $12,2 \text{ Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$ [3].

Tórium (^{232}Th) sa vyskytuje v zemskej kôre v rozsahu 8-12 ppm, pričom 1 ppm Th odpovedá hmotnostnej aktivite ^{232}Th $4,06 \text{ Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$ [9]. Doba polpremeny ^{232}Th je $1,4 \cdot 10^{10}$ r.

Rádium sa objavuje v prírode ako izotop ^{226}Ra ($T_{1/2} = 1600$ r) v premenovom rade ^{238}U a tiež ako izotop ^{228}Ra ($T_{1/2} = 5,75$ r) v premenovom rade ^{232}Th . Obidva izotopy sa vyskytujú v horninách spravidla v podobných hmotnostných aktivitách ako ^{238}U a ^{232}Th . Rádium je chemicky podobné vápniku a podobným mechanizmom vstupuje napr. tiež do potravinových reťazcov.

Zemská kôra ďalej obsahuje 2,5 % **draslíka**, ktorý je zmesou niekoľkých izotopov. Podiel rádioaktívneho ^{40}K ($T_{1/2} = 1,3 \cdot 10^9$ r) je v zmesi izotopov draslíka rovný 0,0118 %. Hmotnostný obsah 1 % draslíka odpovedá hmotnostnej aktivite izotopu ^{40}K $313 \text{ Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$ [9].

Doby polpremeny ^{238}U , ^{232}Th a ^{40}K sú porovnateľné s vekom Zeme, t.j. $4,5 \cdot 10^9$ r.

2.1 Obsah prírodných rádionuklidov v horninách a pôdach

Primárnym zdrojom prírodných rádionuklidov sú horniny. Urán sa v horninách nachádza v troch formách. Jednak tvorí samostatné minerály, jednak je izomorfne premiešaný v horninotvorných mineráloch a napokon sa vyskytuje v rozptýlenej forme [4].

Tórium je prvok s litofilným charakterom. Pri magmatickej diferenciacii sa koncentruje v neskorých štádiách a nahrádza v mineráloch prvky vzácnych zemín.

Draslík má takisto litofilný charakter. Spolu s kremíkom, sodíkom a vápnikom je hlavným horninotvorným prvkom. K jeho hromadeniu dochádza pri draselnej metasomatóze.

Hmotnostná aktivita významných rádionuklidov ^{226}Ra , ^{232}Th a ^{40}K v rôznych horninách sa líši až o niekoľko rádov (hmotnostné aktivity ^{226}Ra a jeho produktov premeny sú v horninách približne v rádioaktívnej rovnováhe s ^{238}U). Typické hodnoty hmotnostných aktivít ^{226}Ra (^{238}U) sú v rozmedzí 1 – 1000 $\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$, pričom v uránových ložiskách môžu byť väčšie ako desiatky tisíc $\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$, ale priemerné hodnoty sa pohybujú na úrovni desiatok $\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$. Vyšší obsah uránu býva vo vyvretých horninách (napr. žula), stredný v metamorfovaných horninách (napr. v pararulách) a najnižší v sedimentárnych horninách (pieskovce, ílovce).

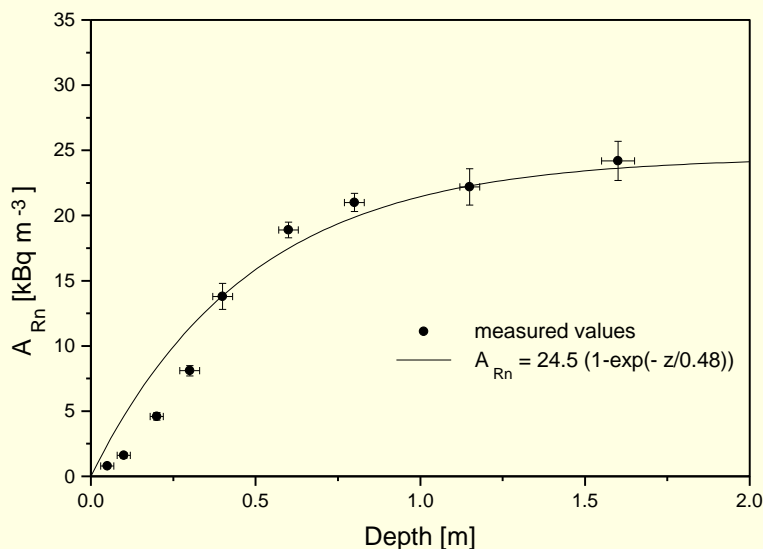
Hmotnostná aktivita ^{232}Th v horninách je v rozsahu 1 – 100 $\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$. Extrémne hodnoty sú však až stovky $\text{kBq} \cdot \text{kg}^{-1}$, napr. v monazitových pieskoch. Priemerné hodnoty hmotnostných aktivít ^{232}Th v horninách sú na úrovni desiatok $\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$.

Obsah ^{40}K v horninách sa uvádza v rozsahu 70 – 1800 $\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$, pričom priemerné hodnoty sú na úrovni stoviek $\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$ [3].

Podobný obsah významných rádionuklidov ako v horninách nájdeme aj v pôdach. V súhrnnom prehľade UNSCEAR 1982 [5] sa uvádzajú nasledovné priemerné hodnoty hmotnostných aktivít a ich rozpätie (v zátvorkách): ^{40}K – 370 $\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$ (100 – 700 $\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$), ^{238}U – 25 $\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$ (10 – 50 $\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$), ^{232}Th – 25 $\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$ (7 – 50 $\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$). V pôdach je možné očakávať väčšie narušenie rovnováhy medzi jednotlivými členmi premenových radov ako v horninách. Prírodná rádioaktivita pôd závisí nielen od ich typu (napr. piesčité pôdy vykazujú omnoho nižšiu aktivitu ako černozem) a obsahu rádioaktívnych prvkov v materskej hornine. Pre pôdy je tiež charakteristická závislosť ich rádioaktivity od genetických horizontov [6]. U väčšiny

pôd je pozorovaný pokles rádioaktivity s hĺbkou. Zvýšená koncentrácia prírodných rádionuklidov v prívrchovej vrstve pôdy súvisí v značnej miere s činnosťou rastlinného porastu, ktorý jednak vynáša rádioaktívne prvky zo spodných horizontov do najvrchnejšej vrstvy pôdy a jednak pohlcuje produkty premeny radónu a torónu zo vzduchu. Ukazuje sa, že pre vystihnutie pôvodu prírodnej rádioaktivity pôdy sa musia stanovovať nasledovné rádionuklidy: ^{238}U , ^{234}U , ^{230}Th , ^{226}Ra , ^{210}Po a samozrejme aj ^{40}K . Z hľadiska rozboru expozičných ciest je treba počítať s tým, že horniny a pôdy sú jednak zdrojom externého žiarenia gama, jednak z nich uvoľňované rádionuklidy **migrujú** (►Príloha 6) do vody, ovzdušia a potravinových reťazcov.

Samostatným problémom je rádioaktivita **stavebných materiálov** (►Príloha 7), ktoré sú často vyrábané z hornín alebo druhotných surovín.



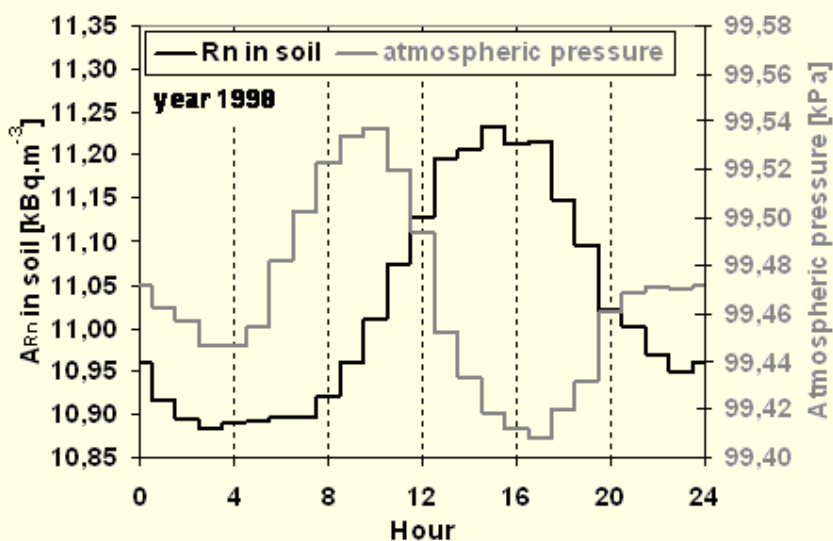
Obr.1 Hĺbkový profil objemovej aktivity radónu v pôdnom vzduchu [30].

Za samostatnú zmienku stojí výskyt radónu (^{222}Rn) v horninách a pôdach a to hlavne z dôvodu, že radón s jeho dcérskymi produktami premeny spôsobuje približne polovicu radiačnej záťaže obyvateľstva. ^{222}Rn vzniká rádioaktívnou premenou ^{226}Ra , ktorý je členom premenového radu ^{238}U . V dôsledku spätného odrazu pri rádioaktívnej premene rádia sa radón uvoľňuje z pevnej fázy do systému pórov v hornine. Radón difunduje prostredím (difúzna dĺžka v pôdach je 0,1 – 1 m, v neporušených horninách rádovo menšia), časť sa premení, časť sa rozpustí vo vode, ktorá je obsiahnutá v póroch, časť unikne do atmosféry. V pôdnom vzduchu u povrchu pôdy je preto už objemová aktivita radónu malá, s hĺbkou však rastie tak, že v hĺbke niekoľkých metrov je dosiahnutá ustálená rovnovážna hodnota (obr.1). Objemová aktivita ^{222}Rn v pôdnom vzduchu (►Príloha 8) závisí od hmotnostnej aktivity ^{226}Ra v pôde, resp. hornine, od emanačného koeficientu, porozity a vlhkosti prostredia.

Ďalším možným transportným mechanizmom radónu v horninovom prostredí je konvekcia. Konvekčné prúdenie radónu spôsobuje zmena fyzikálnych podmienok prostredia (teplotné a tlakové gradienty) a pohyb vôd. Uplatňuje sa hlavne v tektonicky porušených zónach a v zlomoch. V porovnaní s difúziou je dĺžka transportu radónu konvekciou asi o rád väčšia. Na veľké vzdialenosti môže byť radón transportovaný tektonickými poruchami.

Bežné hodnoty objemových aktivít radónu v pôdnom vzduchu v hĺbke 0,8 m pod povrchom sú v rozsahu 1 – 100 kBq·m⁻³, pričom sú pozorované denné a sezónne variácie radónu [7]. Výrazné rozdiely v objemovej aktivite radónu boli zistené najmä medzi letom a zimou.

Denné variácie objemovej aktivity radónu v pôde sú zvyčajne spájané so zmenou atmosférického tlaku [31,32]. Zväčšenie atmosférického tlaku vedie k zníženiu objemovej aktivity radónu v prívrchovej vrstve pôdneho vzduchu a naopak. Tlak však vykazuje pravidelné výkyvy počas dňa len do 0,1 % od priemernej dennej hodnoty. Z tohoto dôvodu sú zmeny objemovej aktivity radónu v pôdnom vzduchu tiež nízke (obr.2).



Obr. 2 Priemerné denné priebehy objemovej aktivity radónu v pôdnom vzduchu a priebehy atmosférického tlaku [46].

Charakter ročného priebehu objemovej aktivity ^{222}Rn v pôdnom vzduchu závisí najmä od druhu pôdy, od zmien teploty vonkajšej atmosféry v priebehu roka, od veľkosti dažďových zrážok, resp. vlhkosti pôdy. Priemerné mesačné hodnoty objemovej aktivity radónu sa bežne menia v priebehu roka 2 – 5 krát [33,34] a boli zistené prípady, keď pomer maxima a minima v ročnom priebehu dosiahol hodnotu až okolo 30 [35]. Výsledky meraní publikované v niektorých prácach ukázali, že objemová aktivita radónu dosahuje minimálne hodnoty v letných mesiacoch, keď ventilácia povrchu pôdy je dobrá a jej vlhkosť je nízka [33,34]. V jesenných a zimných mesiacoch, keď v dôsledku nízkej evapotranspirácie a zrážok je pôda mokrá, alebo keď je jej povrch zamrznutý, tak ventilácia povrchu pôdy je nízka a objemová aktivita radónu dosahuje maximálne hodnoty (obr. 3) [36]. Podľa V.I. Rudakova [37] ďalšou z príčin sezónnych variácií objemovej aktivity radónu v pôdnom vzduchu sú tiež termoplastické deformácie zemského povrchu, vyvolané variáciou teploty prízemnej vrstvy atmosféry, ktoré znižujú objemovú aktivitu radónu v pôdnom vzduchu počas letných mesiacov a zväčšujú ju v zimných mesiacoch.

2.2 Obsah prírodných rádionuklidov vo vodách

Prírodná rádioaktivita vôd je daná obsahom rozpustených pevných a plyných prírodných rádioaktívnych látok. Hlavnými prírodnými rádionuklidmi podzemných a povrchových vôd, ktoré prechádzajú do vôd z horninového prostredia sú ^{40}K , ^{238}U , ^{234}U , ^{232}Th , ^{226}Ra a ^{222}Rn . Typické hodnoty obsahu prírodných rádionuklidov vo vodách vo svete podľa UNSCEAR 1993 [8] sú nasledovné:

^{238}U : 1 mBq·ℓ ⁻¹ ,	^{230}Th : 0,1 mBq·ℓ ⁻¹ ,	^{226}Ra : 0,5 mBq·ℓ ⁻¹ ,
^{210}Pb : 10 mBq·ℓ ⁻¹ ,	^{210}Po : 5 mBq·ℓ ⁻¹ ,	^{232}Th : 0,05 mBq·ℓ ⁻¹ ,
^{228}Ra : 0,5 mBq·ℓ ⁻¹ ,	^{228}Th : 0,05 mBq·ℓ ⁻¹ ,	^{235}U : 0,04 mBq·ℓ ⁻¹ ,
		^{222}Rn : (1-100) Bq·ℓ ⁻¹ .

Urán vo vodách

Základným faktorom ovplyvňujúcim obsah uránu vo vodách je koncentrácia a spôsob jeho výskytu v horninách. Urán môžeme nájsť v horninách v týchto formách: [9]

- ako samostatný minerál s prevahou výskytu skupiny uranylu UO_2^{2+} nad štvormocným uránom;

- ako izomorfná prímes v kryštálovej mriežke (akcesorické minerály hornín);
- v rozpustenom stave (vo forme uranylovej skupiny UO_2^{2+}), alebo ako kvapalnú uzavreninu v mineráloch a kapilárnych vodách.

Pri vzájomnom pôsobení hornín obsahujúcich rádioaktívne prvky a roztokov môžu nastať dva procesy [4]:

- **rozpúšťanie** – uvoľňovanie rádionuklidov s narušením kryštálovej mriežky;
- **vylúhovanie** - uvoľňovanie rádionuklidov bez narušenia kryštálovej mriežky.

Pri rozpúšťaní sa rádionuklidy dostávajú do vody s tým istým zložením, aké má horninové prostredie a ich diferenciácia nenastáva. Prvky sa len rozdelia podľa postupnosti prechodu do vody, ktorá závisí od možnosti vytvárať rozpustené zlúčeniny.

Pri vylúhovaní sa rádioaktívne prvky uvoľňujú bez narušenia kryštálovej mriežky minerálov. Preto obsah a forma výskytu rádioaktívnych prvkov v kryštálovej mriežke je základným faktorom obmedzujúcim obsah konkrétneho prvku vo vodách. Dcérske produkty premeny prechádzajú do mikrokapilár a mikroporúch kryštálov, odkiaľ ich môžu roztoky veľmi ľahko extrahovať. Málkedy vyvárajú vlastné minerály. Vylúhovanie sa javí ako základný spôsob prechodu rádioaktívnych prvkov do vôd, preto sa tieto prvky nachádzajú vo vodách v takých pomeroch, že prevládajú dcérske produkty premeny. Pri vylúhovaní môže nastať iná distribúcia prvkov aj rádionuklidov [10].

Koncentrácia uránu v podzemnej vode je veľmi variabilná. Vysvetľujeme to rozdielmi v obsahu a genetických formách uránu v horninách, rôznym hydrodynamickým režimom a hydrochemickou situáciou, ovplyvňujúcou prechod rádioaktívnych prvkov do vody (chemické zloženie vody, pH, množstvo voľného kyslíka, teplota, atď.)

Rozlišujú sa tri hydrodynamické zóny obehu vody: zóna intenzívneho, spomaleného a veľmi spomaleného obehu. V zóne intenzívneho kolobehu sa vyskytujú vody s rozpusteným kyslíkom, ktoré sú charakteristické vysokým oxidačno-redukčným potenciálom. V tejto zóne sa odohráva oxidácia štvormocného uránu na šesťmocný a jeho prechod do roztoku. V zónach spomaleného a veľmi spomaleného obehu vody, charakterizovaného redukčnými podmienkami, vody neobsahujú kyslík, ale sú obohatené sírovodíkom a organickou hmotou. V takomto prostredí sa môže uranyl-ión redukovať a usadzovať vo forme hydroxidu $\text{U}(\text{OH})_4$, ktorý je ťažko rozpustný. Vody týchto zón obsahujú urán vo veľmi malých koncentráciách.

Základné obohatenie podzemných vôd uránom teda vzniká pri procesoch chemického zvetrávania hornín v podmienkach plytkého kolobehu vody v nevelkých hĺbkach. Zmenšovanie koncentrácie uránu vo vodách súvisí s hĺbkou formovania ich chemizmu. Maximálne hodnoty obsahu uránu sa vyskytujú vo vodách s celkovou mineralizáciou do jedného $\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$. V nízkych koncentráciách sa urán nachádza v puklinových vodách kryštalických masívov v tých prípadoch, ak sa formovali v hlbších obehoch, vo vodách vulkanitov, uhličitych a mnohých termálnych vodách vzdialených od skôr formovaných uránových ložísk.

Vo vodách, rovnako ako v horninách sa nachádzajú všetky tri izotopy uránu: ^{238}U , ^{235}U a ^{234}U . S ohľadom na svoj vzácny výskyt je prítomnosť ^{235}U vo vodách prakticky bezvýznamná. Rádionuklid ^{234}U je produktom premeny ^{238}U a zjavne v kryštalickej mriežke zaujíma iné postavenie ako starší ^{238}U a v procese vylúhovania postupuje prednostne pred ^{238}U . Prírodné vody sú obohatené ^{234}U a pomer aktivít $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$. Len pri intenzívnom vylúhovaní uránových a uránonosných minerálov je pomer $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 1$. Minimálna zistená hodnota pomeru $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ je 0,5. Tieto prípady sú veľmi zriedkavé, patria sem napr. vody vytekajúce z uránových ložísk. Priemerná hodnota pomeru $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ je v podzemných vodách 1,5, v riekach 1,2, v termálnych vodách 1,3. Hodnoty pomeru $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ sa zväčša pohybujú v rozmedzí od 1 do 2 [4].

Rádium vo vodách

Rádium je dvojmocný kov patriaci medzi alkalické zeminy, ktorý nevytvára samostatné minerály. V prírodných vodných roztokoch sa môže rádium nachádzať v iónovej, molekulárnej a pseudokoloidnej forme (aerosóly, suspenzie).

Migrácia rádia nie je ohraničená len jeho chemickými vlastnosťami, ale aj osobitosťami jeho postavenia v mineráloch a roztokoch. Rádium vzniká v premenovom rade uránu po piatich premenách. Energia dodaná dcérskym produktom im stačí na prechod niekoľkých desiatok

medziuzlových vzdialeností v kryštálovej mriežke minerálu. Preto produkty premeny uránu, a teda aj rádium, sa môžu vzdialiť na významné vzdialenosti od svojho materského prvku a dostať sa do mechanických porušení kryštálovej mriežky minerálu, odkiaľ môžu byť vylúhované nezávisle na svojej materskej látke a bez porušenia kryštálovej mriežky uránového alebo uránonosného minerálu [11].

Koncentrácie rádia vo vodách sú nízke, a preto nemôžu vzniknúť samostatné usadeniny RaSO_4 a RaCO_3 . Napriek tomu je rádium vo vodách oxidačnej zóny nestále, spolu s iónmi SO_4^{2-} a CO_3^{2-} sa súčasne vyžráža (napr. s BaSO_4 , PbSO_4 , CaCO_3) a ľahko sorbuje na tvrdú fázu (napr. na bahenné usadeniny a travertíny).

Na prítomnosť rádia v tekutej fáze má vplyv aj parciálny tlak CO_2 . Zníženie tlaku vo výstupných tokoch podzemných vôd z jednej strany zapríčiňuje rýchle uvoľnenie prchavých zložiek, čo má za následok narušenie rovnováhy CO_2 a usadzovanie karbonátov vápnika, s ktorými sa čiastočne usádza aj rádium. Nasýtenie podzemných vôd CO_2 spôsobuje aj obohatenie vôd rádiom, keďže agresivita vody pôsobiacej na horninové prostredie sa zvýši. Tento faktor obohatenia je významný pre vody pretekajúce cez horniny s vysokými koncentraciami rádioaktívnych prvkov (napr. puklinové vody masívov kyslých magmatických hornín).

Veľký význam pre koncentráciu rádia vo vodách má aj trvanie kolobehu vody v horninách. Rádium získava voda pomalou cirkuláciou vody v puklinách a trhlinách, resp. jej stagnáciou v podzemných akumuláciách. Koncentrácia rádia v roztoku sa zvyšuje s rastom mineralizácie vôd. Vysoké hodnoty koncentrácie rádia sú v minerálnych a termálnych vodách, pochádzajúcich z karbonátových hornín. V povrchových vodách a vodách plytkého obehu závisí koncentrácia rádia len od koncentrácií jeho materských rádionuklidov.

Radón vo vodách

Radón po rádioaktívnej premene rádia môže ostať vnútri štruktúry minerálov, alebo sa hromadí v póroch, kapilárach a puklinách. Prestup radónu do prírodných vôd spôsobujú procesy emanácie a difúzie.

Do podzemných vôd radón prestupuje najmä v procese emanácie hornín. Difúzia jeho atómov v pevnej fáze hornín je nepatrná, preto sa radón uvoľňuje len vtedy, ak sa rádium nachádza na povrchu horniny (adsorbované na hornine). Vo vodách takýchto emanujúcich kolektorov je obsah radónu veľmi vysoký. V prípade silne porušenej horniny sa radón uvoľňuje aj z hĺbky kapilár. Podzemná voda získava radón takisto na tektonických zlomoch s rýchlou cirkuláciou vody.

Rozpustnosť radónu vo vode (► Príloha 9) je pomerne vysoká, ale s rastúcou teplotou klesá. Koeficient rozpustnosti pri 5 °C je 0,42, pri 10 °C 0,35, pri 20 °C 0,25 a pri 80 °C len 0,11. Aj pri zvyšovaní mineralizácie vôd koeficient rozpustnosti klesá [12].

Radón obsiahnutý vo vode môže byť dvojakého pôvodu: jednak alogénny-emančný, ktorý rozdeľujeme na hyperalogénny (do vody sa dostáva z vrchných častí kôry zvetrávania), hypoalogénny (do vody sa dostáva z hlbších častí po tektonických zlomoch), jednak autigénny (vznikajúci rádioaktívnou premenou rádia, ktoré obsahuje voda).

Najbežnejšie radónové vody (vody s objemovou aktivitou radónu nad 200 $\text{Bq}\cdot\text{l}^{-1}$) patria k slabo mineralizovaným (celková mineralizácia do 1 $\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$) a studeným (teplota pod 20°C). Viazu sa zväčša na kyslé kryštalické horniny (leukokratné granity, granodiority, trachyliparity) s plytkou cirkuláciou. Sú to radónové vody kôry zvetrávania kyslých magmatických hornín. Ďalšia časť radónových vôd patrí medzi termálne vody formujúce sa v zónach hlbinných tektonických zlomov. Tieto vody sú prevažne dusíkové a vyznačujú sa zvýšenými hodnotami kyseliny kremičitej. Oproti prvej skupine nedosahuje v nich objemová aktivita radónu až také vysoké hodnoty. Tretím typom sú karbonátové vody nasýtené CO_2 s rôznou mineralizáciou a s vysokým obsahom rádia, vystupujúce z rôznych hĺbok po tektonických zlomoch. Posledným typom radónových vôd sú vody, ktoré pretekajú cez ílovito-travertínové usadeniny. Rádium vnesené z termálnych vôd sa ukladá pri výstupe na povrch v travertínoch a bahenných usadeninách. Studené vody, prechádzajúce týmito usadeninami sa potom obohacujú radónom [13].

2.3 Obsah prírodných rádionuklidov v ovzduší

Rádionuklidy v atmosfére sú prírodného a umelého pôvodu. Spôsoby, akými sa dostávajú do atmosféry môžu byť rozmanité. Prírodné rádionuklidy sa dostávajú do atmosféry z hornín, vodných zdrojov, alebo spracovaním prírodných materiálov. Okrem toho vznikajú aj priamo v atmosfére interakciou kozmického žiarenia s nuklidmi atmosféry (tzv. kozmogénne rádionuklidy).

Umelé rádionuklidy sa dostávajú do atmosféry počas explózií jadrových náloží, pri práci a haváriách jadrových reaktorov, zo závodov na prepracovanie jadrového paliva ale aj pri činnostiach súvisiacich s aplikáciami rádionuklidov v medicíne, technike a výskume.

Vo väčších objemových aktivitách v porovnaní s inými rádionuklidmi sa vyskytujú v prízemnej vrstve atmosféry ^{222}Rn , jeho krátkožijúce produkty premeny ^{218}Po , ^{214}Pb , ^{214}Bi a ^{214}Po , dlhožijúce produkty premeny radónu ^{210}Pb a ^{210}Po , ďalej ^7Be , ^{14}C a ^3H .

^{222}Rn je člen premenovej rady ^{238}U a bezprostredný produkt premeny ^{226}Ra . Je to žiarič alfa s dobou polpremeny 3,8 dňa. Rádium rozptýlené v pôde je hlavný zdroj ^{222}Rn v atmosfére. Priemerná exhalačná rýchlosť ^{222}Rn z pôdy je $15 \text{ mBq}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ [38]. Celková ročná exhalácia radónu z pôdy sa odhaduje na $(5 - 10)\cdot 10^{19} \text{ Bq}$. Ďalšie zdroje ^{222}Rn v atmosfére sú rastliny a vody ($< 10^{19} \text{ Bq/r}$), prírodný plyn ($\sim 10^{14} \text{ Bq/r}$), spaľovanie uhlia ($\sim 10^{13} \text{ Bq/r}$), domy ($\sim 10^{16} \text{ Bq/r}$) a uránový priemysel ($\sim 10^{15} \text{ Bq/r}$). Zdroje ^{222}Rn ako sú geotermálne elektrárne, fosílna bani, vulkanická aktivita a zemetrasenia nie sú dôležité z hľadiska globálnych príspevkov, ale v lokálnej škále môžu byť významné. Priemerná objemová aktivita radónu v prízemnej vrstve atmosféry, ktorá sa ustáli ako rovnováha medzi jeho prísunom zo Zeme, jeho premenou a riedením v atmosfére je $(5 - 10) \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$. V dôsledku inverzných stavov v prízemnej vrstve mení sa hodnota počas dňa a noci približne dvakrát, v extrémnych prípadoch aj o rád.

Jadrá ^{218}Po , ^{214}Pb , ^{214}Bi , ^{214}Po , ^{210}Pb a ^{210}Po vznikajú vo vzduchu následkom rádioaktívnej premeny ^{222}Rn . ^{218}Po , ^{214}Po , ^{210}Po sú žiariče alfa s dobami polpremeny 3,05 min, 160 μs a 138,4 d. ^{214}Pb , ^{214}Bi , ^{210}Pb sú žiariče beta s dobami polpremeny 26,8 min, 19,7 min a 21,4 r. Vzhľadom na relatívne dlhé doby polpremeny ^{210}Pb a ^{210}Po môžu sa tieto rádionuklidy dostať do atmosféry aj inými cestami (napr. ako komponenty úletového popolčeka z energetických zariadení spaľujúcich uhlie). Objemové aktivity krátkožijúcich produktov premeny radónu sú v atmosfére len o niečo nižšie ako objemové aktivity radónu, t.j. na úrovni jednotiek $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$, faktor nerovnováhy je približne 0,7. Objemové aktivity dlhožijúcich produktov premeny ^{210}Pb , ^{210}Po sú však oveľa nižšie, na úrovni 0,1 – 0,5 $\text{mBq}\cdot\text{m}^{-3}$.

^7Be je kozmogénny rádionuklid s relatívne krátkou dobou polpremeny ($T_{1/2} = 53,6 \text{ d}$, EZ, γ). Vytvára sa prevažne v atmosfére pri triešení atmosférického dusíka a kyslíka energetickými časticami kozmického žiarenia. Do nižších vrstiev atmosféry sa dostáva v dôsledku vertikálneho premiešavania stratosférických a troposférických vzdušných mäs.

^{14}C je kozmogénny (►Príloha 10) **rádionuklid** vytváraný prevažne v dolných vrstvách stratosféry interakciou neutrónov kozmického žiarenia s jadrami atmosférického dusíka. Vytvorené nuklidy ^{14}C podliehajú čistej premene beta. Doba polpremeny ^{14}C je 5730 rokov. ^{14}C v atmosfére sa nachádza prevažne vo forme $^{14}\text{CO}_2$. Počas skúšok jadrových zbraní došlo k zvýšeniu koncentrácie ^{14}C v atmosfére vplyvom tej istej jadrovej reakcie neutrónov s atmosférickým dusíkom ako pri prírodnej tvorbe ^{14}C . Maximálna koncentrácia ^{14}C bola pozorovaná v roku 1963, keď došlo až k 100% prevýšeniu prírodnej hladiny ^{14}C v atmosfére [39]. V súčasnosti je koncentrácia ^{14}C v atmosfére pod 10% nad prírodnou úroveňou v dôsledku výmeny $^{14}\text{CO}_2$ medzi atmosférou, hydrosférou a litosférou a tiež v dôsledku emisie CO_2 do atmosféry zo spaľovania fosílnych palív (Suessov efekt).

^3H je kozmogénny rádionuklid (►Príloha 11) so stredne dlhou dobou života, emitujúci pri rádioaktívnej premene častice beta. Doba jeho polpremeny je 12,26 roka. V prírode vzniká predovšetkým v dolných vrstvách stratosféry interakciou neutrónov s jadrami dusíka. Trícium v atmosfére sa nachádza prevažne vo forme tríciovej vody (HTO) a participuje v normálnom vodnom cykle. Po veľkých sériách atmosférických jadrových výbuchov, uskutočnených v r.1961 – 62 došlo k zvýšeniu koncentrácie trícia v dažďovej vode v stredných zemepisných šírkach severnej pologule približne na tisícásobok prírodnej koncentrácie ($\sim 0,7 \text{ Bq/l}$ zrážok). Po roku

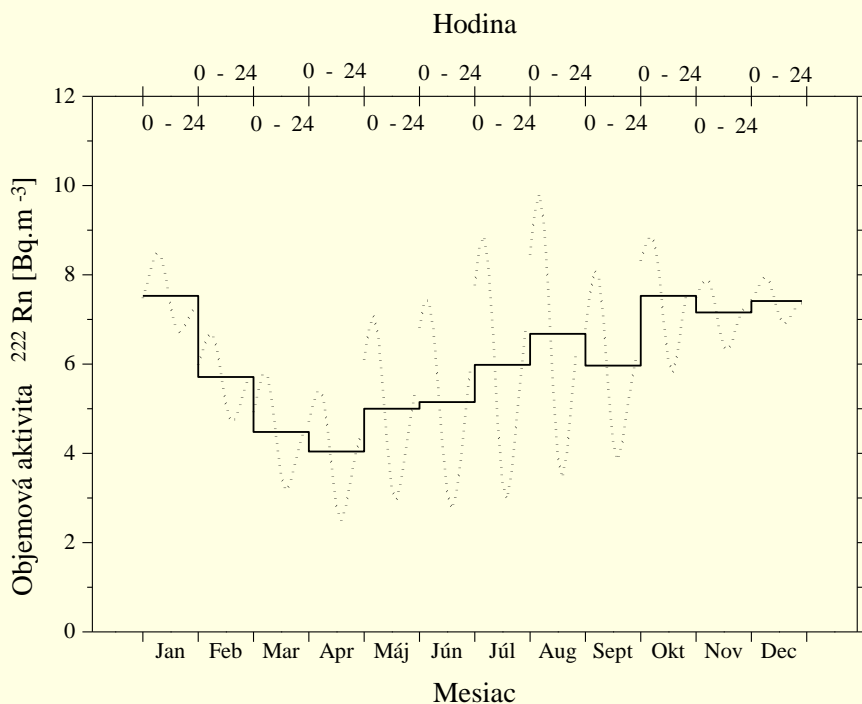
1963 koncentrácia trícia v dažďovej vode klesá vďaka rádioaktívnej premene a zriedovaciemu efektu oceánov [2].

Okrem uvedených rádionuklidov je možné v atmosfére nájsť aj rádionuklidy prítomné v prachu, ktorý je uvoľnený z hornín a pôd. Priemerná prašnosť sa odhaduje na $10^{-7} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, vzhľadom k bežnému obsahu prírodných rádionuklidov v pôdach a horninách môžeme odhadnúť objemové aktivity v ovzduší na úrovni jednotiek $\mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$. Typické hodnoty obsahu prírodných rádionuklidov vo vzduchu sú podľa UNSCEAR 1993 nasledovné: [8]

^{238}U : $1 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,	^{230}Th : $0,5 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,	^{226}Ra : $0,5 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,
^{210}Pb : $500 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,	^{210}Po : $50 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,	^{232}Th : $1 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,
^{228}Ra : $1 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,	^{228}Th : $1 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$,	^{235}U : $0,05 \mu\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$

^{222}Rn v atmosfére

Objemová aktivita ^{222}Rn v prízemnej vrstve atmosféry nie je stála. Závisí od exhalačnej rýchlosti ^{222}Rn zo zemského povrchu, od atmosférických rozptylových podmienok a množstva transportovaného ^{222}Rn zo vzdialenejších zdrojov. Z uvedeného je zrejmé, že objemová aktivita ^{222}Rn v prízemnej vrstve atmosféry sa môže výrazne meniť s výškou, časom ale aj od lokality k lokalite.



Obr.4. Priemerný ročný priebeh (histogram) a priemerné denné priebehy pre jednotlivé mesiace (bodkované krivky) objemovej aktivity ^{222}Rn v prízemnej vrstve atmosféry v Bratislave (areál FMFI UK) [26].

Charakteristickým znakom objemových aktivít ^{222}Rn v prízemnej vrstve atmosféry je to, že vykazujú denné a sezónne variácie. Konkrétne charakteristiky denných a sezónnych variácií závisia na jednej strane od periodicky sa opakujúcich zmien vonkajšieho prostredia, ako je solárne ohrievanie a chladnutie zemského povrchu a atmosféry, a na druhej strane od nepravidelných zmien **meteorologických parametrov** (►Príloha 12), ako sú rýchlosť vetra, oblačnosť, hmla, atď (obr.4). V prvom priblížení sa denné a sezónne zmeny objemovej aktivity ^{222}Rn dajú pripísať variáciám intenzity vertikálneho premiešavania atmosféry, resp. variáciám atmosférickej stability. Priemerné denné priebehy objemovej aktivity ^{222}Rn majú tvar vlny s maximom v ranných hodinách a s minimom v popoludňajších hodinách. Maximálna amplitúda denných vln je dosahovaná v letných mesiacoch júl a august. Amplitúdy denných vln sú malé na konci jesene a počas zimných mesiacov. Priemerná denná vlna objemovej aktivity ^{222}Rn získaná sumovaním všetkých dát za celý rok nadobúda spravidla maximum ráno medzi 4. - 6. hodinou a minimum popoludní medzi 14. -16. hodinou. Z denného priebehu objemovej aktivity ^{222}Rn vyplýva, že objemová aktivita ^{222}Rn nadobúda priemernú dennú hodnotu ráno okolo 9-tej hodiny a večer okolo 21-ej hodiny.

Priemerný ročný priebeh objemovej aktivity ^{222}Rn nadobúda maximálnu hodnotu v októbri a minimálnu hodnotu v apríli. Priemerná objemová aktivita ^{222}Rn v prízemnej atmosfére vo výške 1,5m nad zemským povrchom má pre Bratislavu hodnotu $6,1 \text{ Bq/m}^3$ (Tab.7).

Mesiac	Jan	Feb	Mar	Apr	Máj	Jún	Júl	Aug	Sept	Okt	Nov	Dec	Priemer
Objemová aktivita ^{222}Rn [Bq/m^3]	7,5	5,7	4,5	4,0	5,0	5,2	6,0	6,7	6,0	7,5	7,2	7,4	6,1

Tabuľka 7. Priemerné objemové aktivity ^{222}Rn v prízemnej vrstve atmosféry v Bratislave (areál FMFI UK).

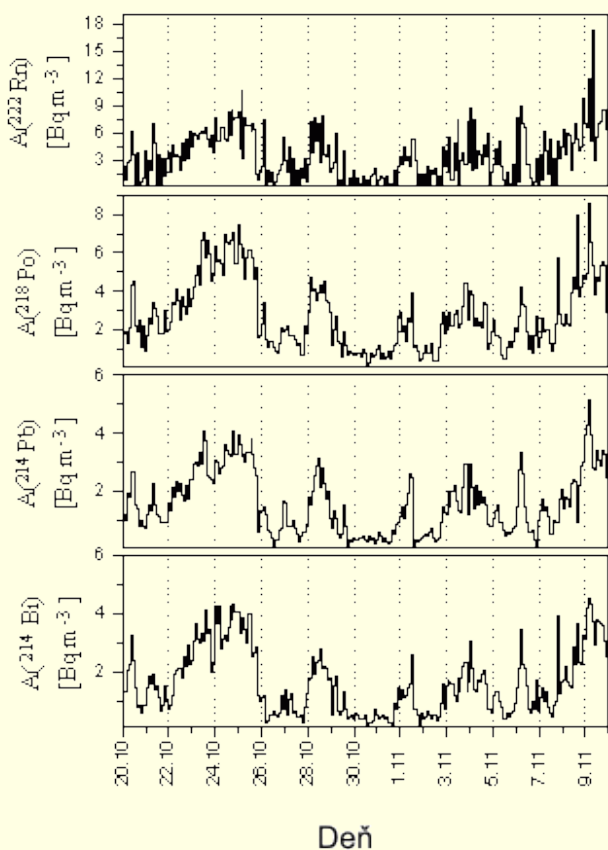
Krátkožijúce produkty premeny ^{222}Rn v atmosfére

Rádioaktívnou premenou radónu vznikajú ďalšie nestabilné jadrá, krátkožijúce produkty premeny radónu (►Príloha 13). Objemová aktivita krátkožijúcich produktov premeny vo vonkajšej atmosfére závisí predovšetkým od objemovej aktivity radónu. Zmenu koncentrácie radónu sprevádza zmena koncentrácie produktov premeny. Na rozdiel od radónu (radón je inertný plyn), produkty premeny sú ťažké kovy a vo vonkajšej atmosfére sa zúčastňujú aj v procesoch ako sú:

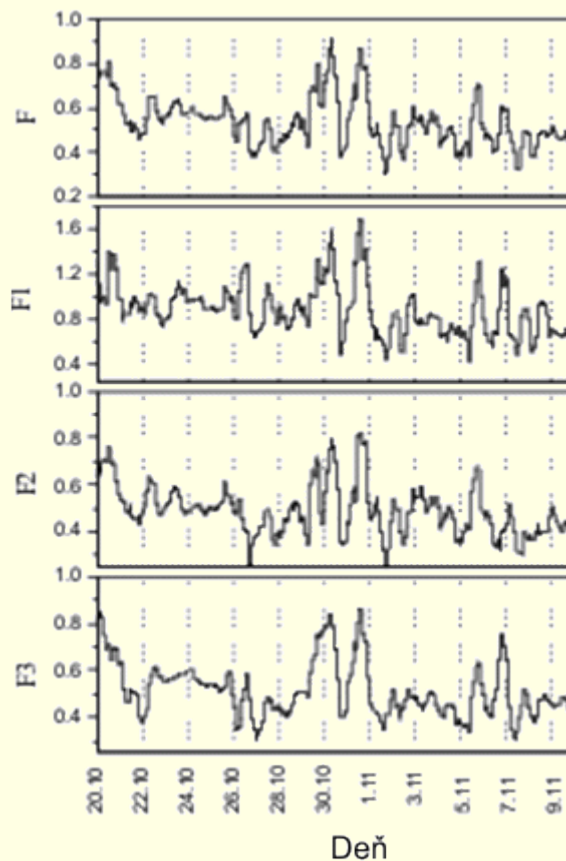
- formovanie a narastanie zhlukov produktov premeny radónu a ostatných molekúl prítomných vo vzduchu (H_2O , SO_2 , NO , NO_2 ...),
- zachytávanie zhlukov častíc obsahujúcich rádionuklidy na aerosóloch,
- desorpcia zhlukov z povrchu aerosólov,
- depozícia, t.j. zachytávanie častíc na povrchoch,
- vymývanie zrážkami.

Vzhľadom na uvedené procesy, produkty premeny radónu sa môžu nachádzať vo voľnej „atomárnej“ forme (voľná frakcia) alebo viazané na aerosóloch (aerosólová frakcia). Voľná a aerosólová frakcia sú charakterizované rôznymi difúznymi koeficientmi vo vzduchu. Rozličné frakcie preto podliehajú rôznym transportným procesom v atmosfére. Príspevok k radiačnej záťaži tiež v podstatnej miere závisí od typu frakcie. Koncentrácia produktov premeny radónu vo vonkajšej atmosfére závisí od koncentrácie a veľkosti vo vzduchu prítomných aerosólových častíc, od množstva prímiesí H_2O , SO_2 , NO , NO_2 vo vzduchu ako aj od meteorologických parametrov (zrážok, rýchlosti vetra, veľkosti vertikálneho zmiešavania atmosféry). Stupeň rovnováhy medzi radónom a jeho produktmi premeny sa charakterizuje faktorom rovnováhy F (v prípade rovnováhy platí, že $F = 1$). V prízemnej vrstve atmosféry sa veľmi zriedka nachádza radón v rovnovážnom stave so svojimi produktmi premeny a prevažne je $F < 1$. Je to dôsledok mechanizmov spomenutých vyššie. Hodnota rovnovážneho faktoru sa výrazne mení s časom ako aj od lokality k lokalite. Preto na získanie vierohodnej informácie o jeho hodnote v konkrétnej lokalite je potrebné kontinuálne monitorovanie koncentrácie radónu a jeho produktov premeny.

V Bratislave v areáli FMFI UK bolo uskutočnené viacmesačné meranie objemových aktivít krátkožijúcich produktov premeny ^{222}Rn . Metodika merania bola založená na hromadení produktov premeny ^{222}Rn presávaním vzduchu cez filter a sledovaní alfa aktivity produktov premeny deponovaných na filtri. Vzorky boli odoberané vo výške 1,5 m nad povrchom pôdy. Bolo zistené, že objemové aktivity krátkožijúcich produktov premeny radónu majú podobný priebeh ako ich materský prvok radón (obr. 5). Avšak relatívne nízka korelácia medzi jednotlivými produktmi premeny a samotným radónom poukazuje na istú odlišnosť v transportných procesoch radónu a jeho produktov premeny vo vzduchu. Tiež z tohoto dôvodu pomer medzi jednotlivými produktmi premeny a radónom nie je konštantný (obr.6). Priebeh rovnovážneho faktoru v prízemnej vrstve atmosféry vykazuje tiež výrazné kolísanie okolo priemernej hodnoty 0,5. V porovnaní s hodnotou F doporučenou v UNSCEAR 1996 [14] pre vonkajšiu atmosféru ($F = 0,7$) bol určený priemerný rovnovážny faktor o 30% nižší.



Obr. 5. Priebeh objemovej aktivity ^{222}Rn a jeho krátkožijúcich produktov premeny v prízemnej vrstve atmosféry [42].



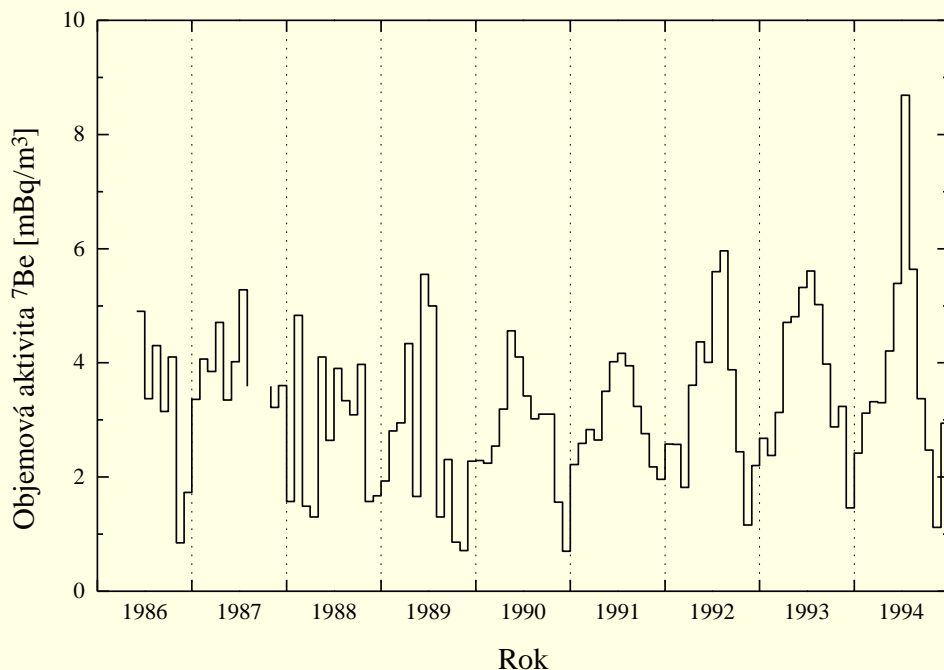
Obr. 6. Priebeh rovnovážneho faktoru (F) a stupňov rovnováhy jednotlivých produktov premeny radónu v prízemnej vrstve atmosféry, $F1-A(^{218}\text{Po})/A(^{222}\text{Rn})$, $F2-A(^{214}\text{Pb})/A(^{222}\text{Rn})$, $F3-A(^{214}\text{Bi})/A(^{222}\text{Rn})$.

Dlhožijúce gama aktívne rádionuklidy v atmosfére

Z rádionuklidov, ktoré sa nachádzajú v atmosfére, majú relatívne dlhú dobu života a emitujú gama žiarenie, sú najvýznamnejšie: ^{210}Pb s energiou emitovaného gama žiarenia 46,5 keV, ^{40}K s dobou polpremeny $1,41 \cdot 10^9$ rokov a energiou gama žiarenia 1461 keV, ^7Be s energiou gama žiarenia 477,6 keV a antropogénny rádionuklid ^{137}Cs s dobou polpremeny 30 rokov a energiou gama žiarenia 662 keV. Aerosóly, ktoré sú nosičmi týchto rádionuklidov, sú submikrónových rozmerov a pre stanovenie koncentrácií rádionuklidov je potrebné zachytiť aerosóly na filtroch z objemov vzduchu niekoľko tisíc až niekoľko desiatok tisíc m^3 . Exponované filtre sa analyzujú pomocou **gama spektrometrických** (►Príloha 14) meraní, pričom použitý detekčný systém musí mať dostatočne vysokú citlivosť (nízke pozadie, vysoká detekčná účinnosť, dobré energetické rozlíšenie) a byť schopný merať v širokom rozsahu energií (desiatky keV až niekoľko MeV) vzhľadom na energie gama žiarenia sledovaných rádionuklidov [42].

Koncentrácie uvedených rádionuklidov v atmosfére sa s časom menia. Tieto zmeny majú prevažne periodický charakter a súvisia najmä s transportnými procesmi v atmosfére a striedaním ročných období. ^7Be vzniká najmä vo vysokých vrstvách atmosféry, jeho produkcia v prízemnej vrstve je prakticky zanedbateľná. Periodické zmeny koncentrácie v prízemnej vrstve atmosféry sú spôsobované najmä zvyšovaním koncentrácie ^7Be v dôsledku vertikálneho premiešavania s troposférou, čistiacim efektom zrážkovej činnosti, depozíciou a rádioaktívnou premenou. Vertikálny transport medzi prízemnou vrstvou atmosféry a troposférou závisí najmä od množstva absorbovanej slnečnej energie na jednotku plochy povrchu Zeme. Rýchlosť depozície a množstvo zrážok, spolu s produkčnou rýchlosťou a známou dobou polpremeny, umožňujú ohodnotiť

rezidenčný čas ^7Be v atmosfére. Tento sa pohybuje na úrovni 8 -15 dní pre všetky vrstvy troposféry. Rezidenčný čas sa mení v závislosti od lokality, mechanizmu vypadávania aerosólov z atmosféry, rozmerov aerosólov a meteorologických faktorov. Dlhšie rezidenčné časy môžu indikovať vplyv príspevkov stratosférických aerosólov. Produkčná rýchlosť ^7Be v atmosfére závisí najmä od intenzity kozmického žiarenia, takže modulácia galaktického kozmického žiarenia vplyvom zmien slnečnej aktivity sa môže prejavovať na koncentrácii ^7Be v atmosfére. Dlhodobé sledovanie zmien jeho koncentrácie v atmosfére potom umožňuje hľadať súvislosti so zmenami slnečnej aktivity.



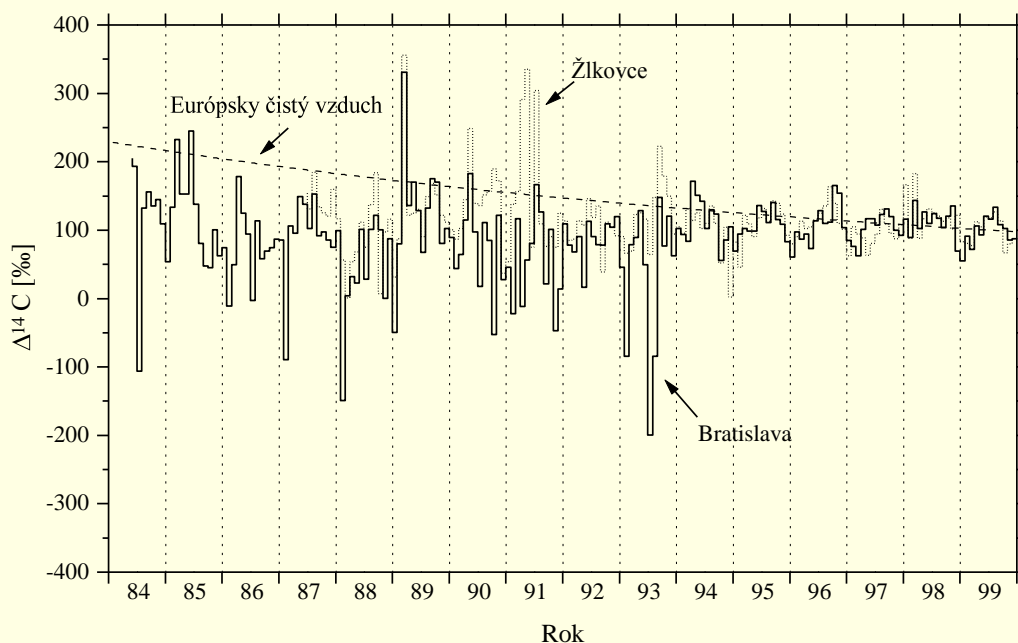
Obr.7 Priemerné mesačné hodnoty objemovej aktivity ^7Be v atmosfére Bratislavy-Koliby [44].

Priemerná koncentrácia ^7Be v atmosfére na Slovensku dosahuje $2,8 \text{ mBq/m}^3$, pričom sezónne maximá, dosahované v letných mesiacoch sú na úrovni 6 mBq/m^3 , zimné minimá sa pohybujú na úrovni 2 mBq/m^3 [43]. Z dlhodobého hľadiska sa stredná ročná koncentrácia ^7Be javí ako konštantná. Koncentrácia ^7Be v atmosfére Bratislavy, sledovaná z odberov aerosólov na Kolibe (obr.7) dosahuje za obdobie rokov 1977-1996 priemernú hodnotu $3,12 \text{ mBq/m}^3$ [44].

^{210}Pb je pre svoju relatívne dlhú dobu polpremeny zaujímavý najmä z rádiohygienického hľadiska (hodnotenie radiačnej záťaže obyvateľstva). V atmosfére dochádza k jeho kumulácii, takže na jeho koncentrácii sa môžu prejavovať aj lokálne zdroje (exhaláty z priemyselných podnikov, z energetických zdrojov, dopravy, a pod.). Je preto vhodný na sledovanie lokálneho znečistenia životného prostredia. V atmosfére sa jeho koncentrácia s časom mení, pričom tieto zmeny sú ovplyvnené meteorologickými faktormi a transportnými procesmi v atmosfére, ako aj zmenami lokálnych zdrojov (s primeranou časovou konštantou). Vzhľadom na dlhú dobu polpremeny, pomerne dlhú dobu kumulácie ^{210}Pb , je potrebné dlhodobé sledovanie jeho koncentrácie v atmosfére, aby bolo možné hodnotiť radiačnú záťaž obyvateľstva ako aj vplyv lokálnych zdrojov znečistenia. V atmosfére Bratislavy, ale ani ďalších lokalít Slovenska neboli zatiaľ sledované koncentrácie ^{210}Pb . Z meraní uskutočnených v lokalite Bratislava IV bola zistená priemerná objemová aktivita ^{210}Pb na úrovni $0,6 \text{ mBq/m}^3$.

^{14}C v atmosfére

Rovnovážna koncentrácia ^{14}C v prírodných rezervoároch z predindustriálneho obdobia bola zmenená tromi ľudskými aktivitami, spaľovaním fosílnych palív s nulovým obsahom ^{14}C , skúškami jadrových zbraní v atmosfére a rozvojom jadrovej energetiky. Prvý proces znižuje a ďalšie dva zvyšujú koncentráciu ^{14}C v prírodných rezervoároch.



Obr.8 Priemerné mesačné hodnoty $\Delta^{14}\text{C}$ v atmosférickom CO_2 v Bratislave a v Žilkovciach. Čiarkovaná krivka reprezentuje dlhodobý trend priemerných ročných hodnôt $\Delta^{14}\text{C}$ v pozadovom vzduchu nad Európou.

V atmosfére ^{14}C existuje prevažne vo forme molekúl oxidu uhličitého $^{14}\text{CO}_2$. Stredná aktivita ^{14}C v atmosférickom CO_2 , ktorá má pôvod v kozmickom žiarení, je 0,227 Bq na 1 g uhlíka (prírodná úroveň ^{14}C) [5]. Atmosférický $^{14}\text{CO}_2$ sa dostáva do hydrosféry a zásluhou fotosyntézy aj do biosféry. Obsah ^{14}C v pôdnom vzduchu CO_2 je približne na tej istej úrovni ako v atmosférickom CO_2 [41].

V prízemnej vrstve atmosféry sú koncentrácie $^{14}\text{CO}_2$ v atmosférickom CO_2 výsledkom simultánneho pôsobenia s časom sa meniacich faktorov, ako sú atmosférické rozptylové podmienky, transport vzdušných mäs zo stratosféry do nízkej vrstvy atmosféry, emisia CO_2 zo spaľovania fosílnych palív a exhalácia biogénneho CO_2 z pôdy do atmosféry.

Obsah $^{14}\text{CO}_2$ v atmosférickom CO_2 je na Slovensku meraný už od roku 1967 [45]. Obr. 8 ukazuje výsledky pravidelných meraní ^{14}C v atmosférickom CO_2 v Bratislave a v Žilkovciach. Výsledky meraní sú prezentované vo forme $\Delta^{14}\text{C}$ hodnôt a predstavujú relatívne prevýšenie koncentrácie ^{14}C nad prírodnou úrovňou po korekcii na izotopové zloženie atmosférického uhlíka. Pre porovnanie je na obr.8 ukázaný aj dlhodobý trend priemerných ročných hodnôt $\Delta^{14}\text{C}$ v pozadovom vzduchu nad Európou. Na obrázku je vidieť väčšiu variabilitu ^{14}C dát v období do roku 1993 v porovnaní s nasledujúcim obdobím. V prvom období boli veľmi nízke hodnoty $\Delta^{14}\text{C}$ merané hlavne v zimných mesiacoch ako dôsledok vysokých emisií neaktívneho CO_2 do atmosféry pri spaľovaní fosílnych palív (Suessov efekt).

Podľa očakávania Suessove minimá $\Delta^{14}\text{C}$ nie sú tak zreteľné v Žilkovciach ako v Bratislave, hoci môžu byť tiež identifikované. Príčinou môže byť to, že stanica Žilkovce je dostatočne vzdialená od veľkých emitentov fosílného CO_2 do atmosféry. V dátach z Bratislavy aj Žilkoviec sa vyskytujú $\Delta^{14}\text{C}$ hodnoty vysoko prevyšujúce krivku pozadového trendu $\Delta^{14}\text{C}$. Avšak nie vždy obe stanice dávajú v koincidencii vysoké hodnoty $\Delta^{14}\text{C}$ a tieto sa vyskytujú len v Žilkovciach. Takáto odozva staníc naznačuje, že $\Delta^{14}\text{C}$ píky mohli byť technogénneho pôvodu z jadrovej elektrárne.

Chovanie $\Delta^{14}\text{C}$ priebehov sa zmenilo po roku 1993. Nevyskytujú sa výrazné maximá a minimá a $\Delta^{14}\text{C}$ dáta z obidvoch staníc vykazujú podobný priebeh. Tento efekt je možné pripísať zníženiu emisií fosílného CO_2 do atmosféry po roku 1993 v porovnaní s predchádzajúcim obdobím.

Ukazuje sa, že ^{14}C dáta z atmosféry spolu s údajmi o koncentrácii ^{222}Rn môžu byť jedinečným nástrojom pre určovanie emisií fosílného CO_2 do atmosféry. To je parameter, ktorý je

treba kontrolovať z dôvodu dokazovania plnenia záväzkov prijatých Slovenskou republikou v rámci tzv. Torontského cieľa. V súčasnosti sa pokles emisií fosílného CO₂ do atmosféry dokladuje len na základe ekonomických štatistických údajov.

KONTROLNÉ OTÁZKY

8. Ktoré z terestriálnych rádionuklidov patria k najvýznačnejším a prečo?
9. Aké sú hmotnostné aktivity ²²⁶Ra v horninách?
10. Od čoho závisí prírodná rádioaktivita pôd?
11. Ako sa radón dostáva do hornín a pôd?
12. Od čoho závisí objemová aktivita ²²²Rn v pôdnom vzduchu?
13. Aké sú hodnoty objemových aktivít radónu v pôdnom vzduchu v hĺbke 0,8 m pod povrchom?
14. Aké sú denné variácie objemovej aktivity radónu v pôde?
15. Popíšte ročné priebehy objemovej aktivity radónu v pôde!
16. Vymenujte hlavné prírodné rádionuklidy, nachádzajúce sa v podzemných a povrchových vodách!
17. Akými procesmi môžu prechádzať rádioaktívne prvky z hornín do vôd?
18. Ako vzniká základné obohatenie podzemných vôd uránom?
19. Ktoré izotopy uránu sa nachádzajú vo vodách? Aký je pomer aktivít ²³⁴U/²³⁸U v prírodných vodách?
20. V akých formách sa môže nachádzať rádium v prírodných vodách?
21. Ako závisí koncentrácia rádia vo vodách od mineralizácie vôd?
22. Ktoré procesy hrajú podstatnú úlohu pri prestupe radónu do vôd?
23. Aká je rozpustnosť radónu vo vode a od čoho závisí?
24. Akými spôsobmi sa dostávajú prírodné rádionuklidy do atmosféry?
25. Akými spôsobmi sa dostávajú umelé rádionuklidy do atmosféry?
26. Od čoho závisí objemová aktivita ²²²Rn v prízemnej vrstve atmosféry?
27. S čím súvisia denné a sezónne variácie objemovej aktivity ²²²Rn v atmosfére?
28. Od akých parametrov závisí koncentrácia krátkožijúcich produktov premeny radónu vo vonkajšej atmosfére?
29. Ktoré sú najvýznamnejšie dlhožijúce gama aktívne rádionuklidy v atmosfére?
30. Aká je koncentrácia dlhožijúcich gama aktívnych rádionuklidov v atmosfére a od čoho závisí?
31. Ako súvisia emisie fosílného CO₂ do atmosféry s koncentráciou ¹⁴C v atmosfére?

SÚHRN

Najvýznačnejšie terestriálne rádionuklidy sú ²³⁸U, ²³²Th, ²²⁶Ra a ⁴⁰K.

Primárnym zdrojom prírodných rádionuklidov sú **horniny**. Podobný obsah významných rádionuklidov ako v horninách je aj v **pôdach**, nastáva v nich väčšie narušenie rovnováhy medzi jednotlivými členmi premenových radov. Prírodná rádioaktivita pôd závisí od ich typu, obsahu rádioaktívnych prvkov v materskej hornine, od genetických horizontov. U väčšiny pôd je pozorovaný pokles rádioaktivity s hĺbkou.

Výskyt radónu (²²²Rn) v horninách a pôdach - vzniká rádioaktívnou premenou ²²⁶Ra. Objemová aktivita ²²²Rn v pôdnom vzduchu závisí od hmotnostnej aktivity ²²⁶Ra v pôde, resp. hornine, od emanačného koeficientu, porozity a vlhkosti prostredia.

Prírodná rádioaktivita vôd - je daná obsahom rozpustených pevných a plynných prírodných rádioaktívnych látok.

Základné obohatenie podzemných vôd **uránom** vzniká pri zvetrávaní hornín pri plytkom kolobehu vody v nevelkých hĺbkach. Vo vodách, rovnako ako v horninách sa nachádzajú všetky tri izotopy uránu: ^{238}U , ^{235}U a ^{234}U . V prírodných vodách je pomer aktivít $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$.

Rádium -v prírodných vodách s môže byť v iónovej, molekulárnej a pseudokoloidnej forme. Koncentrácia rádia v roztoku sa zvyšuje s rastom mineralizácie vôd.

Prestup **radónu** do prírodných vôd spôsobujú procesy emanácie a difúzie. Rozpustnosť radónu vo vode je vysoká, klesá s rastúcou teplotou a zvyšovaním mineralizácie.

Prírodné rádionuklidy sa dostávajú **do atmosféry** - z hornín, vodných zdrojov, spracovaním prírodných materiálov, vznikajú aj interakciou kozmického žiarenia s nuklidmi atmosféry.

Umelé rádionuklidy sa dostávajú **do atmosféry** - počas explózií jadrových náloží, pri práci a haváriách jadrových reaktorov, zo závodov na prepracovanie jadrového paliva, pri aplikáciách rádionuklidov v medicíne, technike a výskume.

Objemová **aktivita ^{222}Rn** v prízemnej vrstve atmosféry závisí od exhalačnej rýchlosti ^{222}Rn zo zemského povrchu, od atmosférických rozptylových podmienok a množstva transportovaného ^{222}Rn zo vzdialenejších zdrojov. Variácie objemovej aktivity ^{222}Rn závisia od solárneho ohrievania a chladnutia zemského povrchu a atmosféry, od rýchlosti vetra, oblačnosti, hmly. Denné a sezónne variácie objemovej aktivity ^{222}Rn súvisia s variáciami intenzity vertikálneho premiešavania atmosféry, resp. variáciami atmosférickej stability.

Koncentrácia **produktov premeny radónu** vo vonkajšej atmosfére závisí od koncentrácie radónu v atmosfére, koncentrácie a veľkosti vo vzduchu prítomných aerosólových častíc, od množstva prímiesí H_2O , SO_2 , NO , NO_2 vo vzduchu a od meteorologických parametrov.

Dlhožijúce gama aktívne rádionuklidy v atmosfére - ^{210}Pb , ^{40}K , ^7Be , ^{137}Cs .

Porušenie rovnovážnej **koncentrácie ^{14}C** v prírodných rezervoároch - spaľovanie fosílnych palív znižuje koncentráciu ^{14}C v atmosfére, skúšky jadrových zbraní v atmosfére a rozvoj jadrovo-energetického priemyslu zvyšuje koncentráciu ^{14}C v atmosfére.



Návrat z acrobat readera -  (zatvorením okna)

3 RADIAČNÁ ZÁŤAŽ OD PRÍRODNÝCH ZDROJOV ŽIARENIA

Z hľadiska ožiarenia človeka sú významné len niektoré prírodné rádionuklidy. V súhrne je význam jednotlivých zložiek prírodného ožiarenia človeka vidieť z tabuľky č.8.

Z tabuľky je vidieť zanedbateľný podiel kozmogénnych rádionuklidov na ožiarení človeka. Externé ožiarenie človeka od terestriálnych rádionuklidov spôsobuje predovšetkým ^{226}Ra , ^{232}Th a ^{40}K , nachádzajúce sa v horninách a pôdach povrchovej vrstvy Zeme. Zo známych hmotnostných aktivít ^{40}K , ^{226}Ra , ^{232}Th (A_{K} , A_{Ra} , A_{Th} v $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$) v pôde alebo v hornine je možné vypočítať dávkový príkon vo vzduchu vo výške 1 m nad zemou podľa vzťahu [3]:

$$\dot{D} \left[\text{nGy} \cdot \text{h}^{-1} \right] = 0,49A_{\text{Ra}} + 0,76A_{\text{Th}} + 0,048A_{\text{K}}$$

Priemerný dávkový príkon od terestriálnych rádionuklidov vo svete sa uvádza okolo $57 \text{ nGy}\cdot\text{h}^{-1}$ s národnými priemermi ležiacimi v rozsahu od 24 do $160 \text{ nGy}\cdot\text{h}^{-1}$ [14]. Pre prepočet dávky vo vzduchu na efektívnu dávku sa pre pole prírodného žiarenia gama od uvedených rádionuklidov a pre 2π geometriu používa faktor $0,7 \text{ Sv/Gy}$.

Významný faktor, ktorý ovplyvňuje dávkový príkon od kozmického (►Príloha 15) žiarenia je nadmorská výška. S nadmorskou výškou dávkový príkon od kozmického žiarenia sa mení podľa vzťahu [9]:

$$\dot{D}_{\text{kz}} \left[\text{nGy} \cdot \text{h}^{-1} \right] = 37 e^{0,38 v}$$

kde v je nadmorská výška udávaná v km.

Priemerná hodnota dávkového príkonu z kozmického žiarenia na území Slovenskej republiky je $44,3 \text{ nGy}\cdot\text{h}^{-1}$ a mení sa v rozsahu od 38,3 do $101,5 \text{ nGy}\cdot\text{h}^{-1}$ [9].

Zložka ožiarenia	Ročná efektívna dávka (mSv)	
	Oblasti s normálnym pozadím	Oblasti s extrémnymi expozíciami
Externé ožiarenie		
kozmicke žiarenie	0,38	2,0
terestriálne žiarenie	0,46	4,3
Interné ožiarenie		
kozmogénne rádionuklidy	0,01	0,01
terestriálne rádionuklidy	0,23	0,6
Radón (^{222}Rn)		
inhalácia	1,2	> 10
ingescia (podzemná voda)	0,005	0,1
Torón (^{220}Rn)	0,07	0,1
Celkom	2,4	

Tabuľka 8. Podiel jednotlivých zložiek prírodného žiarenia na ožiarení človeka [14].

Z hľadiska vnútorného ožiarenia je celkom dominantný **radón (^{222}R)** (►Príloha 16) s jeho produktmi premeny. Významným rádionuklidom je aj izotop draslíka ^{40}K . Koncentrácia draslíka v tele je prísne homeostaticky udržiavaná, preto aj koncentrácia ^{40}K v tele je prakticky rovnaká u

všetkých osôb a to na úrovni $55 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$, čo odpovedá priemernej ročnej efektívnej dávke $0,17 \text{ mSv}$ [8].

Ďalej je treba venovať pozornosť aj izotopom rádia ^{226}Ra a ^{228}Ra , uránu ^{238}U , ^{234}U , ^{210}Po a ^{210}Pb . V príjme týchto rádionuklidov môžu byť veľké rozdiely u jednotlivých osôb alebo skupín obyvateľstva. S výnimkou inhalácie radónu a jeho produktov premeny je všeobecne podstatne väčší príjem rádionuklidov ingesciou ako inhaláciou, pričom najväčšia ročná efektívna dávka od príjmu rádionuklidov ingesciou pochádza od ^{210}Pb s priemernou hodnotou vo svete $32 \mu\text{Sv}\cdot\text{r}^{-1}$ [8].

KONTROLNÉ OTÁZKY

32. Aký je podiel kozmogénnych rádionuklidov na ožiarení človeka?
33. Ktoré terestriálne rádionuklidy prispievajú najviac k externému ožiareniu človeka?
34. Ako závisí dávkový príkon od kozmického žiarenia s nadmorskou výškou?
35. Ktorý rádionuklid je z hľadiska vnútorného ožiarenia najnebezpečnejší?

SÚHRN

Externé ožiarenie človeka od terestriálnych rádionuklidov spôsobujú predovšetkým ^{226}Ra , ^{232}Th a ^{40}K . Dávkový príkon od kozmického žiarenia rastie s nadmorskou výškou.

Vnútorné ožiarenie človeka je spôsobené najmä inhaláciou radónu (^{222}Rn) a ingesciou ^{210}Pb .



Návrat z acrobat readera -  (zatvorením okna)

4 PRÍRODNÁ RÁDIOAKTIVITA HORNÍN A VÔD SLOVENSKA

Výskum prírodnej rádioaktivity Slovenska v minulosti úzko súvisel s intenzívnym vyhľadávaním a prieskumom uránových rúd. Geologicko – prieskumné a ťažobné práce na rádioaktívne suroviny boli na Slovensku uskutočňované s malými prestávkami od roku 1947 až do roku 1990. Ďalším impulzom v štúdiu prírodnej rádioaktivity Slovenska po roku 1990 bol projekt „Výskum geologických faktorov životného prostredia“, ktorý zostavil Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave pod garanciou MŽP SR. Cieľom projektu bolo okrem iného aj zostavenie máp prírodnej rádioaktivity hornín, vôd a radónu v pôdnom vzduchu. V rámci projektu boli vyhotovené aj mapy dávkového príkonu od gama žiarenia hornín. Projekt znamenal významný impulz pre systematický výskum prírodnej rádioaktivity Slovenska.

4.1 Prírodná rádioaktivita hornín

Pri prieskume na rádioaktívne suroviny sa používali nasledovné metódy:

- aerogama prieskum (72 % pokrytosť územia SR),
- autogama prieskum (16 % pokrytosť územia SR),
- povrchová radiometria (11 % pokrytosť územia SR),

Pre zostavovanie máp prírodnej rádioaktivity hornín bola použitá metóda **terénnej gama spektrometrie**. Prieskum bol volený v mierke 1 : 200 000, pričom bolo pokryté celé územie Slovenska v pravidelnej sieti 3 x 3 km, t.j. 1 bod na 9 km². Vybraných 6 oblastí (Horná Nitra, Nízke Tatry, Hornádska kotlina, Košická kotlina, Žiarska kotlina a Malá Fatra), ktoré predstavujú 20 % celej plochy Slovenska boli preskúvané v mierke 1 : 50 000 v pravidelnej sieti 1 x 1 km. Merania boli uskutočňované systémom referenčných bodov, pričom 1 referenčný bod predstavoval 5 spektrometrických meraní v tvare kríža so vzdialenosťou od stredu 20 m. Priemerná hodnota týchto 5 meraní bola základom pre hodnotu referenčného bodu. Celkovo bolo na území Slovenska zmeraných 15 573 referenčných spektrometrických bodov, čo predstavuje 77 865 meraní pomocou gama spektrometrie [15].

Hodnoty koncentrácie **draslíka** (► Príloha 17) na území Slovenska sa pohybujú od veľmi nízkych (0,1% v mezozoických vápencoch a dolomitoch Veľkej Fatry) až po hodnotu 5,4 % v spodnotriasových horninách melafýrovej série na sklenoteplickom ostrove. Priemerná hodnota vypočítaná zo všetkých meraní na území Slovenska je 1,61 %, čo je vzhľadom na udávanú koncentráciu draslíka v zemskej kôre (2,52 %) relatívne nižšia hodnota. Všeobecne platí, že zvýšená hodnota koncentrácie draslíka sa vyskytuje predovšetkým na výstupoch kryštalických alebo premenených hornín na zemský povrch. Bázičné vulkanity sú charakteristické skôr nižšími hodnotami ako kyslé.

V rámci regionálneho geologického členenia Slovenska sa najnižšími hodnotami koncentrácie draslíka vyznačujú Chočské vrchy (1,29 %), paleogén Strážovských vrchov (1,30 %) a oravský paleogén (1,35 %). Najvyššími hodnotami sa prejavuje veporikum ľubietovskej zóny (2,38 %).

Priemerná **koncentrácia tória** (► Príloha 18) na Slovensku je 9,4 ppm . Namerané hodnoty sa pohybujú v pomerne širokom rozsahu od jednotiek ppm až po 26 ppm. V regionálnom geologickom členení od západu na východ má najnižšie hodnoty Viedenská panva, najmä jej záhorsko-dolnomoravská časť, a to od 6,3 ppm do 14,2 ppm s priemerom 6,85 ppm. V južnej časti Malých Karpát dosahujú obsahy od 7,5 do 12 ppm, zatiaľčo v severnej časti sú hodnoty nižšie, od 5 do 10 ppm.

Najnižšie hodnoty v Podunajskej panve sa namerali v južnej časti (5-8 ppm), smerom na sever hodnoty narastajú až po 12-14 ppm. Nižšie hodnoty sa vyskytujú v priestore najmladších kvartérnych uloženín, vyššie hodnoty sú na miestach spraši a sprašových ílov eluviálnych a deluviálnych sedimentov. Priemerná hodnota je 9,91 ppm.

Stredoslovenské neovulkanity majú priemerný obsah tória 9,71 ppm. Najvyššie hodnoty sa zaznamenali na neogénnych ryolitoch – 21,2 ppm, bazaltoch – 9,6 ppm, andezitoch a tufoch –

10,6 ppm. V Nízkych Tatrách sa pohybujú hodnoty obsahu tória od 4 do 13 ppm, priemer je 9 ppm. V Tatrách majú vyššie hodnoty Roháče (12 ppm) a grandiority a granity na okolí Gerlachovského štítu. Najnižšie hodnoty (7 ppm) vykazujú Belianske Tatry tvorené vápencami a dolomitmi.

Slovenské rudohorie (východná časť) má priemerný obsah tória 9,6 ppm, pričom hodnoty sa pohybujú v širokých medziach od 4 do 26 ppm. Nižšie sú v severnej časti, vyššie v južnej, najmä v paleovulkanitoch. Nízke hodnoty boli namerané v Slovenskom raji, v priemere 7,9 ppm, zato vyššie hodnoty v Slovenskom kráse, a to v priemere 10 ppm.

Vo východoslovenských neovulkanitoch sa vyskytujú hodnoty okolo 9 ppm (okrem stratovulkánov Bogoty a Miliča, kde sú hodnoty o čosi vyššie, čo môže byť dôsledkom vyššieho podielu ryolitov).

Priemerná **koncentrácia uránu** (►Príloha 19) pre Slovensko je 3,3 ppm, pričom maximálne namerané hodnoty prevyšovali hodnotu 10 ppm. Absolútne maximum bolo namerané na telese paleoryolitu pri Telgárte a minimálne hodnoty až na medzi detekcie (0,4 ppm) vo vápencoch bradlového pásma.

V regionálnogeologickom členení najnižšie hodnoty U sa zaznamenali vo Viedenskej panve s priemerom 2,47 ppm. Je to spôsobené prítomnosťou viatych pieskov. Nižšie hodnoty sa zistili v náplavoch, v uloženinách Dunaja, Váhu, Nitry a Hrona. Vo flyšovom pásme boli namerané obsahy U 3,0 ppm, pričom hodnoty postupne narastajú od západu na východ (najvyššie hodnoty sú v dukliansko-bukovskom flyši).

Koncentrácia uránu v Malých Karpatoch je 3,28 ppm U. Vyššie hodnoty sa vyskytujú v Považskom Inovci (3,67 ppm U). Najvyššie koncentrácie U majú Starohorské vrchy (4,26 ppm). Spôsobujú to permské horniny, ktorých výskyt sa na celom Slovensku prejavuje zvýšenými hodnotami koncentrácie uránu, uránovými anomáliami a rudnými výskytmi.

Vysoké Tatry majú priemernú hodnotu 3,10 ppm U, pričom nižšie hodnoty sú v Belianskych Tatrách a v strednej časti Vysokých Tatier. Nízke hodnoty U boli zistené na Branisku (2,74 ppm) a v humenských vrstvách (2,80 ppm). Vo veporiku sa najvyššie hodnoty vyskytujú v ľubietovskej zóne, a to 4,58 ppm. Spôsobujú to permské pieskovce, zlepenca a bridlice. Vo východnej časti Slovenského rudohoria sa pohybujú obsahy od 1,1 do 7,0 ppm, pričom priemerná koncentrácia je 3,12 ppm U.

V stredoslovenských neovulkanitoch koncentrácia U výrazne kolíše – od 0,6 ppm až do 16,1 ppm s priemernou hodnotou 3,59 ppm. Vyššie hodnoty sú v ryolitoch (8,23 ppm).

Vo východoslovenských neovulkanitoch sú hodnoty koncentrácie uránu nižšie v priemere 3,05 ppm U, v Zemplínskych vrchoch je priemerná koncentrácia 3,29 ppm U.

Z terciérnych panví má najnižšie hodnoty už spomínaná Viedenská panva (2,47 ppm U), nasleduje Podunajská (3,40 ppm U), Juhoslovenská (3,43 ppm U) a Východoslovenská s hodnotou 3,45 ppm. Najvyššie hodnoty majú vnútorné kotliny 3,85 ppm.

Koncentráciou uránových minerálov vznikajú **uránové ložiská** (►Príloha 20). Na území SR sú to najmä ložiská v oblasti Spišskej Novej Vsi – Hnilčika – Malého Muráňa, ďalej ložiská v hroniku Nízkych Tatier (Kozie chrby) a ložiská v oblasti Považského Inovca (Kálnica, Selec). Z hľadiska možného využitia v budúcnosti je to ložisko Košice I, v blízkosti turistického strediska Jahodná [15].

4.2 Prírodná rádioaktivita vôd

Pri intenzívnom prieskume prírodnej rádioaktivity vôd za účelom zostavenia máp boli vo vodách Slovenska sledované najvýznamnejšie rádionuklidy: ^{222}Rn , ^{226}Ra a zmes rádionuklidov ^{238}U a ^{234}U , označované ako U_{nat} .

Z územia Slovenska boli odoberané vzorky z prameňov, minerálnych prameňov, z vrtov s prelivom obyčajnej, minerálnej aj termálnej vody, zo studní, z vodných zdrojov, z čerpaných vrtov, z výtokov bankských vôd, vodných tokov, jazier a odkalísk. Hustota odberu v mierke prieskumu 1 : 200 000 bola jedna vzorka na 10 km² a v niektorých oblastiach, kde bol uskutočňovaný prieskum v mierke 1 : 50 000 jedna vzorka na 5 km².

Koncentrácia U_{nat} sa stanovovala kolorimetrickou metódou, objemová aktivita ^{226}Ra emanačnou metódou a objemová aktivita ^{222}Rn meraním pomocou scintilačných Lucasových komôrok [9].

Na základe obsahu U_{nat} , ^{226}Ra a ^{222}Rn môžeme vody rozdeliť do kategórií, ktoré sú pre jednotlivé rádionuklidy definované nasledovne [9]:

1. Urán (U_{nat})

- I. Vody s nízkou koncentráciou $U_{nat} < 0,005 \text{ mg}\cdot\ell^{-1}$
- II. Vody s mierne zvýšenou koncentráciou $U_{nat} \in <0,005; 0,02> \text{ mg}\cdot\ell^{-1}$
- III. Vody so zvýšenou koncentráciou $U_{nat} \in <0,021; 0,1> \text{ mg}\cdot\ell^{-1}$
- IV. Vody s vysokou koncentráciou $U_{nat} > 0,1 \text{ mg}\cdot\ell^{-1}$

2. Rádium (^{226}Ra)

- I. Vody s nízkou objemovou aktivitou $a_V(^{226}\text{Ra}) < 0,1 \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$
- II. Vody s mierne zvýšenou objemovou aktivitou $a_V(^{226}\text{Ra}) \in <0,1; 0,5> \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$
- III. Vody so zvýšenou objemovou aktivitou $a_V(^{226}\text{Ra}) \in (0,5; 1> \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$
- IV. Vody s vysokou objemovou aktivitou $a_V(^{226}\text{Ra}) > 1,0 \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$

3. Radón (^{222}Rn)

- I. Vody s veľmi nízkou objemovou aktivitou $a_V(^{222}\text{Rn}) < 20 \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$
- II. Vody s mierne zvýšenou objemovou aktivitou $a_V(^{222}\text{Rn}) \in <20; 50> \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$
- III. Vody so zvýšenou objemovou aktivitou $a_V(^{222}\text{Rn}) \in (50; 200> \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$
- IV. Vody s vysokou objemovou aktivitou $a_V(^{222}\text{Rn}) > 200 \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$

	Koncentrácia $U_{nat}(\text{mg}\cdot\ell^{-1})$	Objemová aktivita $^{226}\text{Ra} (\text{Bq}\cdot\ell^{-1})$	Objemová aktivita $^{222}\text{Rn} (\text{Bq}\cdot\ell^{-1})$
Aritmetický priemer	0,0034	0,048	15,51
Geometrický priemer	0,0027	0,035	9,61
Medián	0,003	0,039	9,75

Tabuľka 9. Priemerné hodnoty koncentrácie U_{nat} , objemovej aktivity ^{226}Ra a ^{222}Rn v podzemných vodách Slovenska.

Za rádioaktívnu vodu sa pokladá voda, ktorej aspoň jedna z hodnôt prekračuje tieto limity: koncentrácia $U_{nat} = 0,03 \text{ mg}\cdot\ell^{-1}$, objemová aktivita $a_V(^{226}\text{Ra}) = 0,5 \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$, objemová aktivita $a_V(^{222}\text{Rn}) = 200 \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$. Podľa objemovej aktivity ^{226}Ra sa potom rádioaktívne vody rozdeľujú na [9]:

- a) slabo rádiové $a_V(^{226}\text{Ra}) \in <0,5; 5,0> \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$
- b) stredne rádiové $a_V(^{226}\text{Ra}) \in (5; 50> \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$
- c) vysoko rádiové $a_V(^{226}\text{Ra}) > 50 \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$

Podľa objemovej aktivity ^{222}Rn sa rádioaktívne vody rozdeľujú na:

- a) slabo radónové $a_V(^{222}\text{Rn}) \in (200; 1000> \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$
- b) stredne radónové $a_V(^{222}\text{Rn}) \in (1000; 5000> \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$
- c) vysoko radónové $a_V(^{222}\text{Rn}) > 5000 \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$.

Na území Slovenska bolo o vzorkovaných 5299 obyčajných podzemných vôd, 243 minerálnych a termálnych vôd a 276 povrchových vôd. Priemerné hodnoty jednotlivých rádionuklidov v podzemných vodách, minerálnych a termálnych vodách sú uvedené v tabuľkách 9 – 11 [16]:

	Koncentrácia $U_{nat}(\text{mg}\cdot\ell^{-1})$	Objemová aktivita $^{226}\text{Ra} (\text{Bq}\cdot\ell^{-1})$	Objemová aktivita $^{222}\text{Rn} (\text{Bq}\cdot\ell^{-1})$
Aritmetický priemer	0,0045	0,196	29,13
Geometrický priemer	0,0027	0,063	9,89
Medián	0,003	0,060	10,27

Tabuľka 10. Priemerné hodnoty koncentrácie U_{nat} , objemovej aktivity ^{226}Ra a ^{222}Rn v minerálnych vodách Slovenska.

	Koncentrácia $U_{\text{nat}}(\text{mg}\cdot\ell^{-1})$	Objemová aktivita $^{226}\text{Ra} (\text{Bq}\cdot\ell^{-1})$	Objemová aktivita $^{222}\text{Rn} (\text{Bq}\cdot\ell^{-1})$
Aritmetický priemer	0,0025	0,041	2,15
Geometrický priemer	0,0019	0,031	0,83
Medián	0,002	0,035	1,03

Tabuľka 11. Priemerné hodnoty koncentrácie U_{nat} , objemovej aktivity ^{226}Ra a ^{222}Rn v povrchových vodách Slovenska

Koncentrácie **uránu v podzemných vodách** (►Príloha 21) nadobúdajú zvýšené hodnoty vo vodách vytekajúcich z banských diel na urán (Novoveská Huta, Kálnica), vo vodách z prameňov v blízkosti uránových výskytov, napr. pri Východnej a v niektorých termálnych vodách (Oravice, Lúčka pri Spišskom Podhradí). Zvýšené koncentrácie uránu nachádzame lokálne v niektorých jadrových pohoriach budovaných kryštalinikom, napr. v Považskom Inovci, Malej Fatre, Tríbeči. Taktiež vo vodách dolomitov chočského príkrovu, napr. v Nízkych Tatrách. Najväčší plošný výskyt s mierne zvýšenými hodnotami U_{nat} (priemerné hodnoty až $0,005 \text{ mg}\cdot\ell^{-1}$) boli zistené vo vodách Podunajskej panvy, Juhoslovenskej kotliny a Viedenskej panvy. V oblastiach budovaných flyšom sú koncentrácie pomerne vyrovnané (priemerná hodnota $U_{\text{nat}} = 0,003 \text{ mg}\cdot\ell^{-1}$). Vody v neovulkanických horninách sa vyznačujú nízkymi stabilnými hodnotami koncentrácie uránu ($0,002 \text{ mg}\cdot\ell^{-1}$).

Hodnoty objemovej aktivity **rádia** (►Príloha 22) sa vyznačujú väčším rozptylom ako hodnoty koncentrácií uránu (od $< 0,002$ do $9,7 \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$). Najvyššie hodnoty majú minerálne a termálne vody. Mierne zvýšené priemerné hodnoty boli zistené aj vo vodách Viedenskej panvy a západnej časti Podunajskej panvy, vo vodách niektorých jadrových pohorí (Malé Karpaty, Považský Inovec, východná časť Nízkych Tatier), vodách Hornádskej a Popradskej kotliny, Galmusu a západnej časti Volovských vrchov. V predterciernych útvaroch sú tieto vody prevažne viazané na výskyt spodnotriasových (verfénskych) hornín s výskytom sadrovca, a tiež barytu. V paleogénnych horninách sa hodnota objemovej aktivity rádia zvyšuje s hĺbkou obehu podzemnej vody. Vody stredoslovenských neovulkanitov majú dvojnásobne nižšie hodnoty rádia ako neovulkanity Slanských vrchov a Vihorlatu. Výnimku tvoria územia budované vulkanosedimentárnymi horninami, napr. Krupinská planina.

Podobne veľký rozptyl hodnôt **objemovej aktivity radónu** (►Príloha 22) (od $< 0,05$ do $1\ 288,40 \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$) bol nameraný v podzemných vodách. Na výskyt radónu vo vodách má vplyv výskyt hornín s uránovými minerálmi, tektonické pomery, mineralizácia a teplota vôd. Najvyššie hodnoty má radón vo vodách kryštalinika tatrika a veporika, taktiež v niektorých vodách kyslých foriem neovulkanitov, vo vodách vulkanosedimentárneho komplexu Cerovej vrchoviny, Zemplínskych vrchov. Vysoké hodnoty sú aj v niektorých minerálnych vodách. Najnižšie hodnoty sú v sedimentoch Podunajskej panvy, Viedenskej panvy, Východoslovenskej panvy, Slovenského raja, Slovenského krasu, severozápadnej časti magurského flyša a vnútrokarpatského paleogénu Levočských vrchov.

V zmysle klasifikácie O.K. Langeho [13] je možné vyčleniť niekoľko typov radónových vôd. V kryštalickej časti jadrových pohorí (budovaných prevažne kyslými granitoidmi a migmatitmi) sa nachádzajú vody so zvýšenými až vysokými objemovými aktivitami radónu. Jedná sa o najbežnejšie **radónové vody kôry zvetrávania magmatických hornín** formujúce sa vo vrchnej, puklinami narušenej zóne. Takéto vody sa vyskytujú takmer vo všetkých jadrových pohoriach Slovenska, najmä v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Tríbeči, Malej Fatre, Nízkych Tatrách. Najväčšie množstvo takýchto vôd sa nachádza v kryštaliniku Veporských a Stolických

vrchov. Čiastočne sem môžeme zaradiť aj vody kyslejších foriem stredoslovenských neovulkanitov a Cerovskej vrchoviny.

Druhým typom sú **radónové vody so zvýšenými hodnotami rádia viazané na ílovito-travertínové sedimenty**. Medzi takéto vody môžeme zaradiť minerálne vody na Sivej Brade, v Bešeňovej.

Tretím typom sú **radónové vody hlbinných tektonických zlomov** s veľkou výdatnosťou a zvýšenou teplotou. Medzi takéto vody patrí voda z minerálneho prameňa Uhlíčitý v Oraviciach. V tomto prameni bola nameraná najvyššia hodnota objemovej aktivity radónu na Slovensku: $1288,40 \text{ Bq}\cdot\ell^{-1}$

Štvrtým, pomerne rozšíreným typom radónových vôd sú **radónové vody tektonických zlomov**. Tieto vody sú rôzne mineralizované, vystupujúce z rôznej hĺbky po tektonických zlomoch. V mnohých prípadoch majú zvýšené hodnoty rádia a sú nasýtené CO_2 . Zdroj radónu je hlbinný, ako aj z rádia vyžrážaného na stenách otvorených tektonických zlomov. Tieto vody môžeme nájsť v blízkosti podtatranského zlomu (Žiar, Starý Smokovec), na tektonických líniach v Hornádskej kotline a Košickej kotline a v menšej miere aj v neovulkanitoch a v ostatných vnútrohorských depresiach.

Piatym genetickým typom sú **radónové vody uránových ložísk** vytekajúce z uránových ložísk a prameňov v blízkosti uránových výskytov. Tieto vody sa vyznačujú zvýšenými koncentraciami uránu a objemovej aktivity rádia. Medzi najznámejšie patria vody z opustených uránových ložísk v Novoveskej Hute a Kálnici.

Radónové riziko	Objemová aktivita ^{222}Rn v pôdnom vzduchu v $\text{kBq}\cdot\text{m}^{-3}$		
	Plynová priepustnosť		
	malá	stredná	vysoká
nízke	< 30	< 20	< 10
stredné	30 – 100	20 – 70	10 – 30
vysoké	> 100	> 70	> 30

Tabuľka 12. Kategórie radónového rizika z geologického podložia

4.3 ^{222}Rn v pôdnom vzduchu

V rámci projektu výskumu prírodnej rádioaktivity Slovenska bol v ostatnom desaťročí zrealizovaný aj rozsiahly program merania ^{222}Rn v pôdnom vzduchu. Cieľom tohto programu bolo zostavenie máp radónového rizika, ktoré by slúžili pre prognózovanie prieniku pôdneho radónu do budov [17].

Základné veličiny potrebné pre posúdenie radónového rizika z pôdneho vzduchu sú: objemová aktivita ^{222}Rn v pôdnom vzduchu v hĺbke 0,8 m a plynopriepustnosť hornín, ktorá sa odvodzuje zo zrnitostnej analýzy pôdy. Určenie radónového rizika sa uskutočňuje podľa tabuľky č. 11. [9]

Objemová aktivita radónu v pôdnom vzduchu je variabilná a závisí od mnohých faktorov. Vzhľadom na priestorovú variabilitu radónu ako najdôveryhodnejšia metóda určovania radónového rizika sa ukázala metóda referenčných plôch, kde 1 referenčná plocha predstavuje 25 – 30 nameraných objemových aktivít radónu v hĺbke 0,8 m. Stanovovanie objemových aktivít ^{222}Rn sa uskutočňovalo prevažne pomocou scintilačných komôrok Lucasovho typu.

V rokoch 1991 – 1992 bolo zhodnotené radónové riziko celého územia Slovenska [9]. Výsledná odvodená **mapa radónového rizika** (► Príloha 23) bola spracovaná v mierke 1 : 200 000. Pri zostavovaní máp boli použité výsledky priamych meraní objemovej aktivity ^{222}Rn v pôdnom vzduchu na celkove 367 referenčných plochách (RP), nepravidelne rozložených po celom území Slovenska a výsledky z 845 RP v obvodových častiach 35 – tich okresných miest.

Z týchto meraní vyplynulo, že nízke a stredné radónové riziko je pomerne rovnomerne zastúpené na Slovensku, vysoké radónové riziko bolo na RP zistené takmer v 4 %.

Z geologického hľadiska plošne najrozsiahlejšie horniny terciéru majú prevažne nízke a stredné riziko. Efuzívno-sedimentárny komplex neogénu má rizikovosť vyššiu. V paleogéne je v prevahe nízke radónové riziko. Mezozoikum je z hľadiska radónového rizika variabilné. Vysoké radónové riziko majú „uránové“ dolomity (trias).

Najvyššie radónové riziko a jeho najväčší výskyt je v starších horninách paleozoika a čiastočne proterozoika. Je tu určitý súvis s výskytom uránového zrudnenia v perme a vysokou prírodnou rádioaktivitou a mechanickou porušenosťou niektorých hornín gelnickej a rakoveckej série Spišsko-gemerského rudohoria.

Vysoké radónové riziko bolo vo väčšej miere zistené najmä v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria (Smolník, Rožňava, Hnilčík, Poproč, Medzev, Hnilec, Novoveská Huta), v Horehronskom podolí, v okolí Bratislavy, Košíc, Banskej Bystrice, Kremnice a v Bansko-štiavnickej oblasti. Lokálne výskyt vysokého radónového rizika boli zaznamenané aj v iných oblastiach Slovenskej republiky.

Nedostatkom máp radónového rizika je to, že neposkytujú údaje o objemovej aktivite ^{222}Rn v pôdnom vzduchu, ktorá je priamo meraná pre ich zostavovanie. Takáto informácia spolu s údajmi o hmotnostnej aktivite ^{226}Ra v pôde by umožnila určovať ďalšie radónové charakteristiky pôdy a využívať ich pri plánovaní ochrany proti prenikaniu radónu do domov, ako aj v rôznych environmentálnych aplikáciách.

KONTROLNÉ OTÁZKY

36. Aké sú typické koncentrácie ^{226}Ra , ^{238}U a ^{232}Th v horninách a vodách na Slovensku?
37. Aké územie Slovenska je možné z hľadiska radónového rizika zaradiť do stredného a vysokého rizika?
38. Kde na Slovensku sa nachádzajú uránové ložiská?
39. Do akých kategórií môžeme rozdeliť vody podľa obsahu U_{nat} , ^{226}Ra a ^{222}Rn ?
40. Kedy môžeme považovať vodu za rádioaktívnu?
41. Aké typy radónových vôd poznáte?

SÚHRN

Prírodnú rádioaktivitu Slovenska v jednotlivých zložkách životného prostredia je možné charakterizovať týmito priemernými hodnotami:

- * **horniny** – koncentrácia $K = 1,6 \%$; koncentrácia $U = 3,3 \text{ ppm}$; koncentrácia $Th = 9,4 \text{ ppm}$; $Th/U = 2,8$; $Th/K = 5,8$; $U/K = 2,1$; dávkový príkon vo výške 1 m nad zemským povrchom = $63,3 \text{ nGy}\cdot\text{h}^{-1}$
- * **vody** – $a_v(U_{\text{nat}}) = 0,03 \text{ Bq}\cdot\text{l}^{-1}$, $a_v(^{226}\text{Ra}) = 0,04 \text{ Bq}\cdot\text{l}^{-1}$, $a_v(^{222}\text{Rn}) = 9,31 \text{ Bq}\cdot\text{l}^{-1}$
- * **výskyt kategórií Rn rizika** – nízke (53,0 %), stredné (46,7 %), vysoké (0,3 %).

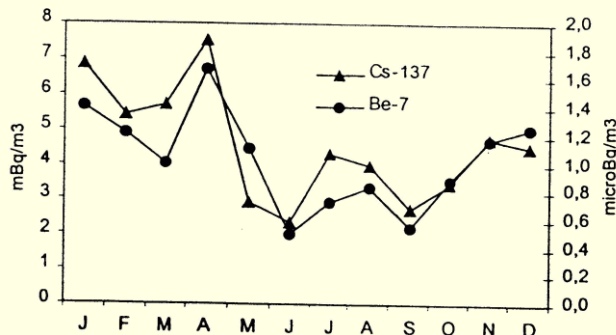
V porovnaní s priemernými koncentraciami rádionuklidov v pôdach a horninách, uvedenými v tabuľke č.5, sú na území SR významne vyššie len koncentrácie uránu.



Návrat z acrobat readera -  (zatvorením okna)

5 APLIKAČNÉ VYUŽITIE PRÍRODNÝCH RÁDIONUKLIDOV

Objav rádioaktivity viedol k rozvoju nových a presnejších datovacích metód. Dnes sú široko známe také rádionuklidové metódy datovania ako: U-Pb metóda, Rb-Sr metóda, K-Ar metóda, ^{14}C metóda a Ra-Rn metóda. Rovnako využitie rádionuklidov ako stopovacích látok (stopovačov) napr. v hydrogeológii, v hydrológii a v meteorológii, patrí v súčasnosti medzi klasické metódy výskumu a základné pracovné postupy. Z prírodných rádionuklidov sú stále rozpracovávané nové stopovacie metódy na báze ^7Be , ^{10}Be , ^{14}C , ^{210}Pb a hlavne ^{222}Rn a jeho krátkožijúcich produktov premeny. Niektoré aplikácie ^7Be , ^{14}C a ^{222}Rn sú uvedené v ďalšej časti.



Obr.9 Ročné priebehy koncentrácie ^7Be a ^{137}Cs v atmosfére [24].

5.1 Aplikácie ^7Be

^7Be je kozmogénny rádionuklid s relatívne krátkou dobou polpremeny ($T_{1/2} = 53,4$ dňa). Produkovaný je prevažne v atmosfére pri triešení atmosférického dusíka a kyslíka energetickými časticami kozmického žiarenia. Do nižších vrstiev atmosféry sa dostáva v dôsledku vertikálneho premiešavania stratosférických a troposférických vzdušných mäs. V prízemnej vrstve atmosféry vykazujú koncentrácie ^7Be sezónne variácie s maximom v letných mesiacoch a minimom v zimných mesiacoch [18]. Maximá koncentrácie sú pripisované vysokej intenzite výmeny vzduchu medzi stratosférou a troposférou koncom jari až začiatkom leta. Dáta o ^7Be v atmosfére umožňujú určovať dobu zotrvania ^7Be v atmosfére a určovať tiež výšku tropopauzy [18]. Simultánne meranie ^7Be a ^{10}Be v arktickej troposfére umožnilo kvantifikovať stratosférický vplyv na koncentráciu berýlia v prízemnej vrstve atmosféry, ako aj určiť príspevok stratosférického ozónu k jeho prízemnej koncentrácii. Bolo zistené, že tento príspevok je na úrovni 10-15% a dosahuje maximum koncom apríla až začiatkom mája [19].

Štúdium vzťahu ^7Be a ^{137}Cs v atmosfére ukázalo, že rovnaké transportné procesy ovplyvňujú ročné priebehy koncentrácie obidvoch rádionuklidov v atmosfére (obr.1) a ^7Be môže byť využité pre rekonštrukciu koncentrácií ^{137}Cs v atmosfére, ktorý má pôvod v havárii černobyľskej jadrovej elektrárne [24].

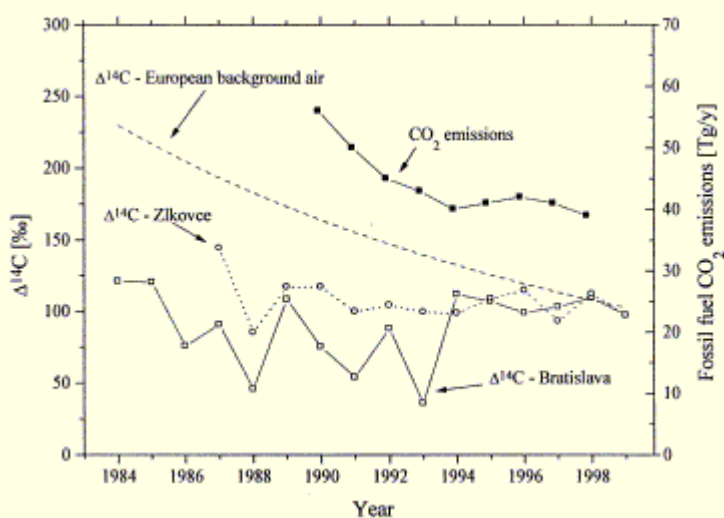
5.2 Aplikácie ^{14}C

^{14}C je kozmogénny rádionuklid vytváraný prevažne v dolných vrstvách stratosféry interakciou neutrónov kozmického žiarenia s jadrami atmosférického dusíka. Doba polpremeny ^{14}C je 5730 rokov. Počas skúšok jadrových zbraní došlo k zvýšeniu koncentrácie ^{14}C v atmosfére vplyvom tej istej jadrovej reakcie neutrónov s atmosférickým dusíkom ako pri prírodnej tvorbe ^{14}C . Maximálna koncentrácia ^{14}C bola pozorovaná v roku 1963, keď došlo až k 100% prevýšeniu

prírodnej hladiny ^{14}C v atmosfére [25]. V súčasnosti je koncentrácia ^{14}C v atmosfére približne len 10% nad prírodnou úrovňou. Z atmosféry sa $^{14}\text{CO}_2$ dostáva priamou výmenou do povrchových vôd a zásluhou fotosyntézy aj do biosféry. Počas infiltrácie je pôdny $^{14}\text{CO}_2$ transportovaný aj do podzemných vôd.

V atmosfére vykazuje koncentrácia ^{14}C sezónnu závislosť. Maximálne koncentrácie ^{14}C sú merané začiatkom leta, keď dochádza k intenzívnej výmene vzduchu medzi stratosférou a troposférou. Minimálne koncentrácie ^{14}C sú merané v prízemnej atmosfére koncom jesene a v zimných mesiacoch, čo súvisí so zvýšenou emisiou neaktívneho CO_2 do atmosféry v tomto období v dôsledku spaľovania fosílnych palív. ^{14}C je teda citlivý indikátor prítomnosti fosílného CO_2 v atmosfére a môže slúžiť tiež ako nástroj pre sledovanie vývoja znečistenia atmosféry fosílnym CO_2 (obr.2) [26]. I. Levin [20] ukázala, že na základe merania ^{14}C v atmosfére a v európskom čistom vzduchu je možné tiež kvantifikovanie emisií fosílného CO_2 do atmosféry.

Sledovanie obsahu ^{14}C v CO_2 exhalovanom z pôdy ukazuje, že v lete tento obsah dosahuje atmosférickú úroveň v dôsledku väčšieho podielu koreňovej respirácie a rýchlej dekompozície organickej hmoty na tvorbe pôdneho CO_2 . Obsah ^{14}C v pôdnom CO_2 v zime je nižší ako je jeho atmosférická úroveň v dôsledku poklesu koreňovej respirácie a relatívneho vzrastu podielu mikrobiálnej dekompozície dlhožijúcej organickej hmoty. ^{14}C môže byť teda efektívny nástroj na štúdium procesov dekompozície v pôde a stanovenie podielu rýchlej a pomalej dekompozície organickej hmoty v pôde [21].



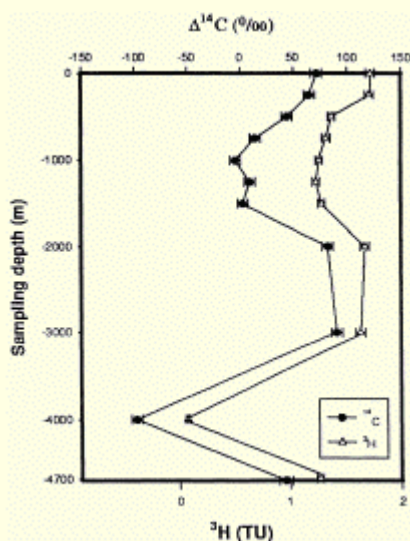
Obr.10 Porovnanie priemerných ročných hodnôt $\Delta^{14}\text{C}$ v atmosfére rôznych lokalít a emisií fosílného CO_2 do atmosféry v SR [26].

^{14}C sa vplyvom výmenných procesov dostáva z atmosféry aj do povrchovej vrstvy oceánov. Koncentrácia ^{14}C s hĺbkou spravidla klesá (rezidenčný čas vody v hĺbkach oceánu je dostatočne dlhý, aby umožnil významnú rádioaktívnu premenu ^{14}C). To môže byť v kontraste s reálnymi meraniami hĺbkových gradientov ^{14}C v oceáne a vysoké koncentrácie ^{14}C sa môžu objaviť aj v hĺbke 2 – 3 km (obr.3) [22]. To poukazuje na to, že voda v oceánoch môže byť priamo transportovaná aj do väčších hĺbok cez tzv. pásovú cirkuláciu. Štúdium hĺbkových profilov ^{14}C v morskej vode ale aj sledovanie ^{14}C v rôznych biogénnych archívoch (napr. korály) slúžia k upresňovaniu cirkulačných modelov oceánov a k štúdiu uhlíkového cyklu v prírode.

5.3 Aplikácie ^{222}Rn

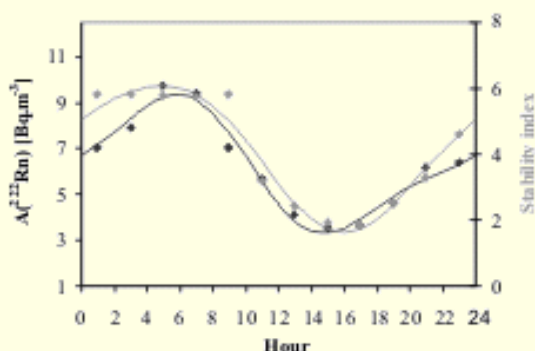
^{222}Rn je člen premenovej rady ^{238}U a bezprostredný produkt premeny ^{226}Ra . Je to žiarič alfa s dobou polpremeny 3,8 dňa. Rádium rozptýlený v pôde je hlavný zdroj ^{222}Rn v atmosfére. Priemerná exhalačná rýchlosť ^{222}Rn z pôdy je $15 \text{ mBq} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ [5]. Celková ročná exhalácia radónu z pôdy sa odhaduje na $5 - 10 \cdot 10^{19} \text{ Bq}$. V prízemnej vrstve atmosféry vykazuje koncentrácia ^{222}Rn denné a sezónne variácie (obr.4) [26].

Z hľadiska využitia ^{222}Rn ako stopovača prírodných procesov sú dôležité také jeho vlastnosti ako relatívne dlhá doba polpremeny, inertnosť, relatívne vysoké aktivity ^{222}Rn v rôznych prostrediach a jednoduchá detekcia.



Obr.11 Hĺbkové profily ^3H a ^{14}C v severovýchodnej časti Atlantického oceánu [22].

V atmosférických štúdiách je ^{222}Rn využívaný pre určovanie atmosferickej stability (obr.12), ako indikátor vertikálneho premiešavania v prízemnej vrstve atmosféry a ako indikátor pôvodu vzdušných mäs [27]. Druhá aplikácia súvisí s tým, že vzduch nad kontinentom obsahuje vyššie koncentrácie ^{222}Rn ako vzduch nad oceánmi. Potom meranie koncentrácie v atmosfére dáva informáciu o pôvode vzduchu. Naopak tiež zvýšené koncentrácie ^{222}Rn vo vzduchu prúdiacom od mora (ak je meranie uskutočňované na pobreží) indikujú, že vzduch strávil len krátku dobu nad morom.

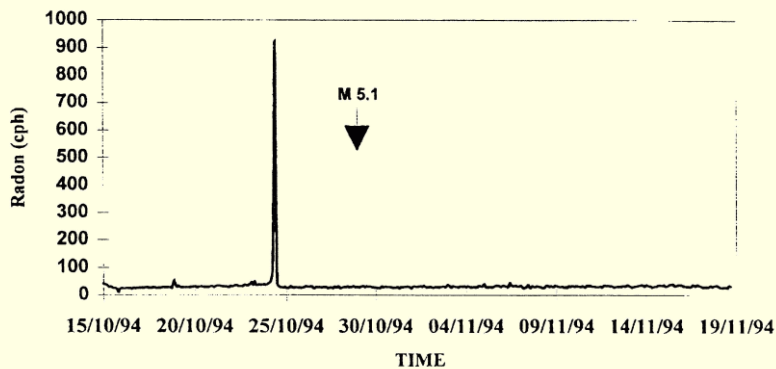


Obr.12 Denný priebeh objemovej aktivity radónu atmosferickej stability

Simultánne meranie ^{212}Pb ($T_{1/2} = 10,6$ h) a ^{222}Rn môže poskytnúť informácie o dobe transportu vzdušnej masy a môže byť tiež použité na rozlíšenie medzi lokálne obohateným a „starým“ kontinentálnym vzduchom. ^{222}Rn je využívaný tiež na testovanie globálnych transportných a meteorologických modelov.

V ostatných desiatich rokoch je ^{222}Rn intenzívne testovaný aj na predpovedanie zemetrasení a vulkanických aktivít [23]. Výhoda tejto metódy súvisí s tým, že oveľa skôr ako sa inými metódami dokážu zistiť príznaky zemetrasenia, je radón vznikajúcimi trhlinami transportovaný na veľké vzdialenosti, čo vedie k zvýšeniu objemovej aktivity ^{222}Rn v pôdnom vzduchu alebo v podzemných vodách a to (1 – 3) krát v závislosti od vzdialenosti od epicentra zemetrasenia (obr.5). Výskyt radónových anomálií môže byť pozorovaný týždne až roky pred zemetrasením.

V hydrogeológii a oceánografii je radón využívaný na datovanie mladých podzemných vôd (Ra-Rn metóda), určovanie doby infiltrácie povrchových vôd do podzemných vôd, štúdium výmeny plynov medzi atmosférou a povrchom oceánov, štúdium výmenných procesov na rozhraní sediment – voda a pod. [12, 28].



Obr. 13 Anomália ^{222}Rn zaznamenaná v pôdnom vzduchu 6 dní pred zemetrasením [29].

V súvislosti s riešením otázok skleníkového efektu je dôležité poznať čo najpresnejšie aj bilanciu zdrojov CO_2 v atmosfére. Jedným zo zdrojov atmosférického CO_2 je aj pôda a v tomto kontexte je dôležité hľadať odpovede na dve otázky: aká je produkcia CO_2 v pôde a aká je exhalácia CO_2 z pôdy do atmosféry. Ukazuje sa, že pre meranie exhalácie CO_2 do atmosféry nie je vhodná priama metóda merania exhalácie pomocou akumuláčnej nádoby [21]. Výsledky merania sú značne ovplyvňované podpovrchovou vegetáciou a tiež existuje silná závislosť od lokality merania. Výhodné pre určovanie reprezentatívnych tokov CO_2 z pôdy do atmosféry sa javí využitie ^{222}Rn ako stopovača transportu CO_2 z pôdy [21, 30]. V tejto metóde sa využíva fakt, že oba plyny sú v pôde transportované rovnako.

KONTROLNÉ OTÁZKY

42. Aké sú environmentálne aplikácie izotopov berýlia?
43. Aký je vzťah koncentrácie ^7Be a ^{137}Cs v atmosfére?
44. Čo viedlo k zvýšeniu koncentrácie ^{14}C v atmosfére, kedy k nej došlo a aké bolo prevýšenie nad požadovú úroveň?
45. Čo je príčinou variácií ^{14}C v atmosfére, a aké je ich aplikačné využitie?
46. S čím súvisí, že ^{14}C môže byť využívané ako efektívny nástroj na štúdium procesov dekompozície v pôde?
47. Ako je využívaný radón v atmosférických štúdiách?
48. Využitím ktorých izotopov je možné odlišiť lokálne obohatený vzduch od starého kontinentálneho vzduchu a prečo?
49. Aké sú aplikácie radónu v geológii a hydrogeológii?

SÚHRN

Z prírodných rádionuklidov nachádzajú široké uplatnenie v environmentálnych štúdiách ^7Be , ^{10}Be , ^{14}C , ^{210}Pb a hlavne ^{222}Rn .

^7Be je využívaný hlavne na štúdium výmenných procesov medzi stratosférou a troposférou. ^{210}Pb môže poskytovať informácie o kontaminácii ovzdušia pochádzajúceho z rôznych antropogénnych zdrojov a atmosférickej stability. ^{14}C je citlivý indikátor prítomnosti fosílného CO_2 v atmosfére a môže slúžiť tiež ako nástroj pre sledovanie vývoja znečistenia atmosféry fosílnym CO_2 . ^{222}Rn je využívaný atmosférických štúdiách pre určovanie atmosférickej stability, ako indikátor vertikálneho premiešavania v prízemnej vrstve atmosféry, ako indikátor pôvodu vzdušných mäs a ako indikátor geodynamických aktivít.

LITERATÚRA

- [1] EISENBUD E., GESSEL T., Environmental Radioactivity, Academic Press, San Diego, 1990
- [2] ŠÁRO, Š., TÖLGYESSY J., Rádioaktivita prostredia ALFA, Bratislava, 1985
- [3] KLENER V., a kol., Principy a praxe radiační ochrany, SUJB, Praha, 2000
- [4] ČERDYNCEV V. V., Uran – 234, Atomizdat, Moskva, 1969
- [5] Ionizing Radiation: Sources and Biological Effects, UNSCEAR 82, New York, 1982
- [6] BENEŠ J., Rádioaktivní zamoření biosféry, Academia, Praha, 1974
- [7] HOLÝ K., et al., Results of Long-term Measurement of ^{222}Rn Volume Activity in Soil Air, APUC, Vol. XL, (1999) 95 – 103
- [8] Sources and Effects of Ionizing Radiation, UNSCEAR 93, New York, 1993
- [9] DANIEL J., a kol., Přírodní rádioaktivita hornín (Geochemický atlas Slovenska), GS SR, Bratislava, 1996
- [10] FERRONSKIJ V.I., a kol., Prirodnyje izotopy gidrosfery, Nedra, Moskva, 1975
- [11] SYROMJATNIKOV N.G., a kol. Radioaktivnije elementy kak geochemičeskije indikatory porodo- i rudiobrazovanija, Atomizdat, Moskva, 1976
- [12] GUDZENKO V.V., DUBINČUK, V.T., Izotopy radija i radon v prirodnych vodach, Nauka, Moskva, 1987
- [13] LANGE O.K., Hidrologija, Izd. Vyššaja škola, Moskva, 1969
- [14] Natural Radiation Exposures, UNSCEAR 96, Vienna, 1996
- [15] DANIEL J., a kol., Přírodní rádioaktivita hornín, Zborník 1. konf. „Rádioaktivita v životnom prostredí“, Spišská Nová Ves, (1997) 16-18
- [16] LUČIVJANSKÝ L., Přírodní rádioaktivita vôd Slovenska, Zborník 1. konf. „Rádioaktivita v životnom prostredí“, Spišská Nová Ves, (1997) 23-26
- [17] ČÍŽEK P., SMOLÁKOVÁ H., Odvozené mapy radónového rizika Slovenskej republiky, Zborník 1. konf. „Rádioaktivita v životnom prostredí“, Spišská Nová Ves, (1997) 89-90
- [18] ĎURANA L., CHUDÝ M., MASARIK J., Investigation of ^7Be in the Bratislava atmosphere, J. Rad. Nucl.Chem., Articles, Vol. 207, No.2, (1996) 345-356
- [19] DIBB J.E., et al., Estimation of stratospheric input to the Arctic troposphere: ^7Be a ^{10}Be in aerosols at Alert-Canada, J. of Geophys. Res., Vol. 99, No. D6, (1994) 12855-12864
- [20] LEVIN I., et al., Long-term observations of atmospheric CO_2 and carbon isotopes at continental sites in Germany, Tellus, 47B, (1995) 23-34
- [21] DÖRR H., MÜNNICH K.O., ^{222}Rn flux and soil air concentration profiles in West-Germany, Tellus, 42B, (1990) 20-28
- [22] POVINEC P., Marine environmental change studies, Int. Conf. on the Study of Environmental Change Using Isotope Techniques, Book of Extended Synopses, Vienna, (2001), 82-83
- [23] FRIEDMANN H., Selected Problems in Radon Measurement for Earthquake Prediction, Proc. of the Sec. Workshop on Radon Monitoring. Radioprotection, Environmental and Earth Sciences, (ed. by G. Furlan and L. Tommasino), World Scientific, Singapore, 1993
- [24] HERNANDEZ, C.M.A., et al., Reconstruction of ^{137}Cs signal in Cuba using ^7Be as a tracer of vertical transport processes in the atmosphere, International Conf. on the Study of Environmental Change Using Isotope Techniques (Book of Extended Synopses), Vienna, (2001), 116-118
- [25] NYDAL, R., LÖVSET, H., Distribution of radiocarbon from nuclear tests, Nature, Vol 206 (1965) 1029-1031.
- [26] HOLÝ, K., et al., ^{222}Rn and $^{14}\text{CO}_2$ concentrations in the surface layer of the atmosphere, IAEA-TECDOC-1269, IAEA Vienna, (2002) 59-68
- [27] Report of an Expert Consultation on ^{85}Kr and ^{222}Rn : measurements, effects and applications, WMO, No.109, Freiburg, Germany, 1995
- [28] MONNIN, M.M., SEIDEL, J.L., Radon in soil air and in groundwater related to major geophysical events, Proc. of the Sec. Workshop on Radon Monitoring. Radioprotection, Environmental and Earth Sciences, (ed. by G. Furlan and L. Tommasino), World Scientific, Singapore, 1993

- [29] MONNIN, M.M., SEIDEL, J.L., An automatic radon probe for earth science studies, J. of Appl. Geophysics, 39, (1998) 209-220
- [30] HOLÝ, K., et. al., Testing of the ^{222}Rn as a tool for determination of CO_2 exhalation rates from the soil, Zborník 2. banskoštiavnické dni, Banská Štiavnica, 6.-7. 10. 2000, str. 124-138
- [38] Ionizing Radiation: Sources and Biological Effects, UNSCEAR 82, New York, 1982.
- [39] NYDAL, R., LÖVSET, H., Distribution of radiocarbon from nuclear tests, Nature, Vol 206 (1965) 1029-1031.
- [40] ŠEDA, J., a kol., Dozimetrie ionizujícího záření, SNTL/ALFA, Praha, 1983.
- [41] HOLÝ, K., et al., Investigation of ^{14}C and ^{222}Rn variations in the atmosphere and soil in Slovakia, Final report for the IAEA, Bratislava, 1999.
- [42] HOLÝ, K., CHUDÝ, M., ŠIVO, A., SÝKORA, I., ĎURANA, L., BOSÁ, I., STANYS, T., POLÁŠKOVÁ, A., RICHTÁRIKOVÁ, M., Analýza stavu monitorovania rádioaktivity atmosféry, KJF FMFI UK-132-00, Bratislava, 2000.
- [43] CABÁNEKOVÁ, H., Gamaspektrometria v monitorovaní životného prostredia, Dizertačná práca, MFF UK, Bratislava, 2000.
- [44] ĎURANA, L., CHUDÝ, M., MASARIK, J., Investigation of ^7Be in the Bratislava atmosphere, J. Radionucl. Chem., Articles, Vol. 207, No.2 (1996) 345-356.
- [45] POVINEC, P., et al., Seasonal variations of antropogenic radiocarbon in the atmosphere, Nucl. Instr. and Methods, Vol. 317, (1986) 556-559.
- [46] MULLEROVÁ, M., HOLÝ, K., POLÁŠKOVÁ, A., HOLÁ O., Seasonal variations of ^{222}Rn in soil air, Zbor.28.ved.konf. „Priemysel'ná toxikológia' 08, 18.- 20.júna 2008, Tatranská Štrba, Slovensko.



Návrat z acrobat readera -  (zatvorením okna)

PRIMORDIÁLNE RÁDIONUKLIDY

Rádionuklid	Doba polpremeny (r)	Dominantné žiarenie	Typické koncentrácie v zemskej kôre (Bq·kg ⁻¹)
⁴⁰ K	1,26·10 ⁹	β, γ	630
⁵⁰ V	6·10 ¹⁵	γ	2·10 ⁻⁵
⁸⁷ Rb	4,8·10 ¹⁰	β	70
¹¹³ Cd	>1,3·10 ¹⁵	neuvádzané	<2·10 ⁻⁶
¹¹⁵ In	6·10 ¹⁴	β	2·10 ⁻⁵
¹²³ Te	1,2·10 ¹³	X	2·10 ⁻⁷
¹³⁸ La	1,12·10 ¹¹	β, γ	2·10 ⁻⁴
¹⁴² Ce	>5·10 ¹⁶	neuvádzané	<1·10 ⁻⁵
¹⁴⁴ Nd	2,4·10 ¹⁵	α	3·10 ⁻⁴
¹⁴⁷ Sm	1,05·10 ¹¹	α	0,7
¹⁵² Gd	1,1·10 ¹⁴	α	7·10 ⁻⁶
¹⁷⁴ Hf	2,0·10 ¹⁵	α	2·10 ⁻⁷
¹⁷⁶ Lu	2,2·10 ¹⁰	γ	0,04
¹⁸⁷ Re	4,3·10 ¹⁰	β	1·10 ⁻⁴
¹⁹⁰ Pt	6,9·10 ¹¹	α	7·10 ⁻⁸
¹⁹² Pt	1·10 ¹⁵	α	3·10 ⁻⁶
²⁰⁹ Bi	>2·10 ¹⁸	α	<4·10 ⁻⁹

Tabuľka 1.

Primordiálne rádionuklidy, ktoré nie sú členmi premenových radov [1].



Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←

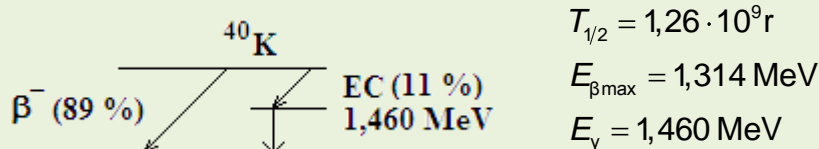
RÁDIONUKLIDY DRASLÍK 40 A RUBÍDIUM 87

Rádionuklid ^{40}K

Z hľadiska rádioaktivity v prírode ide o najvýznamnejší rádionuklid. Jeho základné charakteristiky sú nasledovné:

Priemerná koncentrácia K v zemskej kôre:	2,5 %
Izotopový obsah ^{40}K v K:	0,0118 %
Priemerná koncentrácia ^{40}K v zemskej kôre:	$2,9 \cdot 10^{-3}$ %

Schéma premeny:



Obsah draslíka K v rôznych zložkách životného prostredia:

- hydrosféra + litosféra.....	2,5 %
- pôda.....	1,36 %
- živé látky (organizmy).....	0,3 %

Vymývanie K:

- ľahko sa vymýva z hornín
- absorbuje sa koloidnými silikátmi (nízke koncentrácie v prírodných vodách)
- vychytáva sa živými organizmami

Vysoké koncentrácie draslíka sa nachádzajú v draselných soliach, naftových vodách a plastických sľudách.

Z vyšších rastlín najviac draslíka obsahujú: cibuľa, zemiaky, tabak, slnečnica.

Ľudské telo obsahuje:

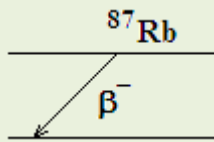
- 0,14 kg K
- $4,4 \cdot 10^3 \text{ Bq } ^{40}\text{K}$
- kritické orgány – svaly, kosti
- vylučovanie K – močou, potom, stolicou.

Rádionuklid ^{87}Rb

Primordiálny rádionuklid ^{87}Rb má podobné kryštalochemické vlastnosti ako draslík. Majú blízke biogeochemické väzby. Preto pozorujeme ich súčasný výskyt v rôznych médiách.

Obsah Rb v horninách je 0,225 – 0,06 %. Rubídium má dva izotopy: ^{85}Rb – stabilný, ^{87}Rb (27,85 %) – rádioaktívny izotop.

Schéma premeny ^{87}Rb :



$$T_{1/2} = 4,8 \cdot 10^{10} \text{ r}$$

$$E_{\beta_{\text{max}}} = 275 \text{ keV}$$

Pri premene nie je emitované γ -žiarenie.

Výmena rubídia v živých organizmoch je málo preštudovaná, predpokladá sa identické rozdelenie rubídia v organizme ako draslíku.

Obsah Rb v rôznych prostrediach:

- v pôde $\sim 6 \cdot 10^{-3} \%$
- v riekach $\sim 10^{-7} \%$
- v morskej vode $7 \cdot 10^{-4} - 2 \cdot 10^{-5} \%$
- obsah v ľudskom tele (70 kg) $\sim 370 \text{ Bq}$.

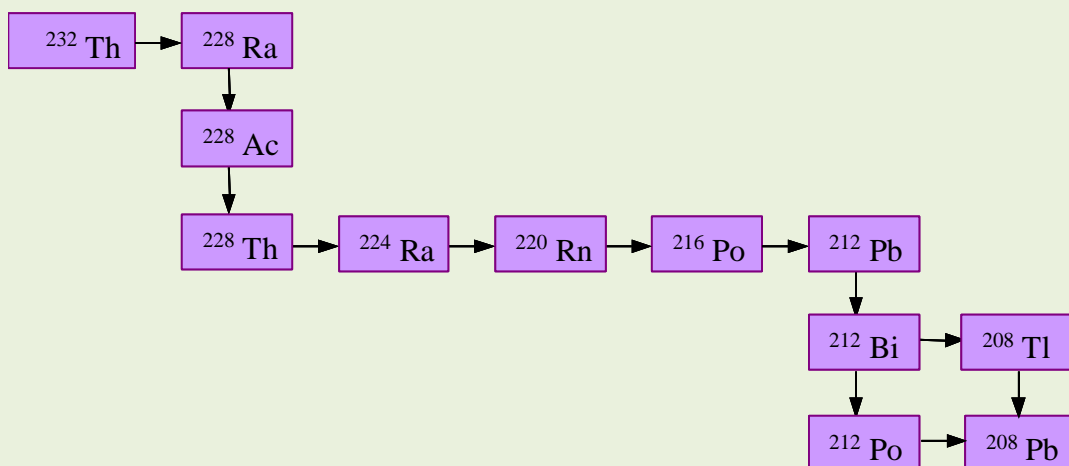
 **Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←**

TÓRIOVÝ PREMENOVÝ RAD

Nuklid	Doba polpremeny	Dominantné žiarenie
^{232}Th	$1,4 \cdot 10^{10}$ r	α , <1% γ
^{228}Ra	5,75 r	β , <1% γ
^{228}Ac	6,13 h	β , γ
^{228}Th	1,91 h	α , γ
^{224}Ra	3,66 d	α , γ
^{220}Rn	55,6 s	α , <1% γ
^{216}Po	0,15 s	α , <1% γ
^{212}Pb	10,64 h	β , γ
^{212}Bi	60,55 min	α , γ
$^{212}\text{Po}(64\%)$ $^{208}\text{Tl}(36\%)$	0,305 μs 3,07 min	α β , γ
^{208}Pb	Stabilný	žiadne

Tabuľka 3. Premenový rad ^{232}Th [1].

Označenie: vodorovná šípka predstavuje α premenu
zvislá šípka - β - premenu



TRANSURÁNY V PRÍRODE

Súčasnú poznatky o syntéze najťažších atómových jadier nás oprávňujú predpokladať, že v čase nukleosyntézy vznikali aj nuklidy s protónovým číslom väčším ako sto ($Z > 100$).

Transurány s dobou polpremeny $T_{1/2} > 10^5$ rokov:

Rádionuklid	Doba polpremeny $T_{1/2}$ [r]
${}^{237}_{93}\text{Np}$	$2,14 \cdot 10^6$
${}^{242}_{94}\text{Pu}$	$3,79 \cdot 10^5$
${}^{244}_{94}\text{Pu}$	$7,6 \cdot 10^7$
${}^{247}_{96}\text{Cm}$	$1,6 \cdot 10^7$
${}^{248}_{96}\text{Cm}$	$4,7 \cdot 10^5$

Dnes $4,5 \cdot 10^9$ rokov po syntéze je možné nájsť v prírode len tie transurány, ktoré majú dobu polpremeny $T_{1/2} \geq 10^8$ rokov. Túto podmienku čiastočne spĺňajú 2 rádionuklidy: ${}^{244}\text{Pu}$, ${}^{247}\text{Cm}$.

Napriek tomu bolo nájdené na Zemi v r. 1952 Pappardonom ${}^{237}\text{Np}$ v nepatrných množstvách: $1,8 \cdot 10^{-12}$ (${}^{237}\text{Np}$) v pomere k ${}^{238}\text{U}$ v uránových rudách

$$\left(\frac{{}^{237}\text{Np}}{{}^{238}\text{U}} \sim 1,8 \cdot 10^{-12} \right).$$

Nie je to však primordiálne neptúnium, jeho zdrojom je jadrová reakcia:

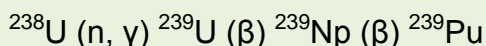


Neutróny indukujúce túto reakciu pochádzajú z kozmického žiarenia a zo spontánneho a indukovaného delenia jadier uránu.

Podobne bol objavený v prírode ${}^{239}\text{Pu}$ ($T_{1/2} = 24,3$ r) (v smolinci, Veľké medvedie jazero, Kanada, Perekman, 1942) s pomerom:

$$\frac{{}^{239}\text{Pu}}{{}^{238}\text{U}} \sim 10^{-11} \div 10^{-13}$$

Zdrojom ${}^{239}\text{Pu}$ je v prírode proces:



Z dlhšie žijúcich transuránov sa podarilo objaviť na Zemi ${}^{244}\text{Pu}$ (1971, Los Alamos). Hmotnostnou spektrometriou bolo dokázaných $8 \cdot 10^{-5}$ g ${}^{244}\text{Pu}$ ($2 \cdot 10^7$ atómov) v 8,5 kg bastnäsitu, teda $1 \cdot 10^{-18}$ g ${}^{244}\text{Pu}$ /1g bastnäsitu (minerál vzácnych zemín).

Transurán ${}^{247}\text{Cm}$ – sa zatiaľ nepodarilo objaviť (pokiaľ je známe).

Hľadanie dlhožijúcich superťažkých prvkov v prírode pokračovalo aj v posledných desaťročiach. Filozofia ich hľadania bola nasledujúca:

-V geologickom období, keď zemská kôra ešte nestuhla, najťažšie atómové jadrá mali tendenciu koncentrovať sa v nižšie položených vrstvách. Preto koncentrácia superťažkých

prvkov by mala byť aj dnes vyššia vo veľkých hĺbkach ako na povrchu.

-Materiál z nižšie položených vrstiev sa dostáva až po samotný povrch prostredníctvom magmy. Hlbinné termálne vody sa dostávajú cez zlomy zemskej kôry do styku s magmou. Potom by sa mali v týchto termálnych vodách vyskytovať superťažké prvky.

Na svete sú známe 3 miesta kde sa hlbinné termálne vody dostávajú do styku s magmou – Saldon City, USA; Nový Zéland; Čelekanský polostrov v Kaspickom mori (300 – 400 g solí / 1ℓ vody). Flerov a kol. z SÚJV Dubna prefiltrovali 50 000 m³ Čelekenských vôd. Nezistili však žiadny jednoznačný výsledok.

 **Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←**

TRANSURÁNY V PRÍRODE

Súčasnú poznatky o syntéze najťažších atómových jadier nás oprávňujú predpokladať, že v čase nukleosyntézy vznikali aj nuklidy s protónovým číslom väčším ako sto ($Z > 100$).

Transurány s dobou polpremeny $T_{1/2} > 10^5$ rokov:

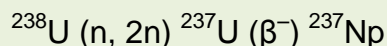
Rádionuklid	Doba polpremeny $T_{1/2}$ [r]
${}^{237}_{93}\text{Np}$	$2,14 \cdot 10^6$
${}^{242}_{94}\text{Pu}$	$3,79 \cdot 10^5$
${}^{244}_{94}\text{Pu}$	$7,6 \cdot 10^7$
${}^{247}_{96}\text{Cm}$	$1,6 \cdot 10^7$
${}^{248}_{96}\text{Cm}$	$4,7 \cdot 10^5$

Dnes $4,5 \cdot 10^9$ rokov po syntéze je možné nájsť v prírode len tie transurány, ktoré majú dobu polpremeny $T_{1/2} \geq 10^8$ rokov. Túto podmienku čiastočne spĺňajú 2 rádionuklidy: ${}^{244}\text{Pu}$, ${}^{247}\text{Cm}$.

Napriek tomu bolo nájdené na Zemi v r. 1952 Pappardonom ${}^{237}\text{Np}$ v nepatrných množstvách: $1,8 \cdot 10^{-12}$ (${}^{237}\text{Np}$) v pomere k ${}^{238}\text{U}$ v uránových rudách

$$\left(\frac{{}^{237}\text{Np}}{{}^{238}\text{U}} \sim 1,8 \cdot 10^{-12} \right).$$

Nie je to však primordiálne neptúnium, jeho zdrojom je jadrová reakcia:

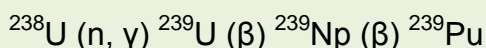


Neutróny indukujúce túto reakciu pochádzajú z kozmického žiarenia a zo spontánneho a indukovaného delenia jadier uránu.

Podobne bol objavený v prírode ${}^{239}\text{Pu}$ ($T_{1/2} = 24,3$ r) (v smolinci, Veľké medvedie jazero, Kanada, Perekman, 1942) s pomerom:

$$\frac{{}^{239}\text{Pu}}{{}^{238}\text{U}} \sim 10^{-11} \div 10^{-13}$$

Zdrojom ${}^{239}\text{Pu}$ je v prírode proces:



Z dlhšie žijúcich transuránov sa podarilo objaviť na Zemi ${}^{244}\text{Pu}$ (1971, Los Alamos). Hmotnostnou spektrometriou bolo dokázaných $8 \cdot 10^{-5}$ g ${}^{244}\text{Pu}$ ($2 \cdot 10^7$ atómov) v 8,5 kg bastnäsite, teda $1 \cdot 10^{-18}$ g ${}^{244}\text{Pu}$ /1g bastnäsite (minerál vzácnych zemín).

Transurán ${}^{247}\text{Cm}$ – sa zatiaľ nepodarilo objaviť (pokiaľ je známe).

Hľadanie dlhožijúcich supertěžkých prvkov v prírode pokračovalo aj v posledných desaťročiach. Filozofia ich hľadania bola nasledujúca:

-V geologickom období, keď zemska kôra ešte nestuhla, najťažšie atómové jadrá mali tendenciu koncentrovať sa v nižšie položených vrstvách. Preto koncentrácia superťažkých prvkov by mala byť aj dnes vyššia vo veľkých hĺbkach ako na povrchu.

-Materiál z nižšie položených vrstiev sa dostáva až po samotný povrch prostredníctvom magmy. Hlbinné termálne vody sa dostávajú cez zlomy zemskej kôry do styku s magmou. Potom by sa mali v týchto termálnych vodách vyskytovať superťažké prvky.

Na svete sú známe 3 miesta kde sa hlbinné termálne vody dostávajú do styku s magmou – Saldon City, USA; Nový Zéland; Čelekanský polostrov v Kaspickom mori (300 – 400 g solí / 1l vody). Flerov a kol. z SÚJV Dubna prefiltrovali 50 000 m³ Čelekenských vôd. Nezistili však žiadny jednoznačný výsledok.

 **Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←**

ROZDELENIE PRÍRODNÝCH NUKLIDOV A MIGRÁCIA

Rozdelenie prírodných nuklidov je dané prvotným rozdelením uránu a tória, ich migračnou schopnosťou a migračnou schopnosťou ich produktov premeny. Základný predpoklad migrácie je uvoľňovanie atómov z pevnej fázy.

Medzi základné procesy prechodu atómov z pevnej fázy do kvapalnej fázy patria:

- emanovanie**: ide o uvoľňovanie plyných produktov premeny
- rozpustenie**: nastáva rozrušenie kryštalickej mriežky v látke
- vylúhovanie**: prechod rádioaktívnych prvkov do kvapalnej fázy bez porušenia mriežky minerálov.

Migrácia uránu a tória :

Urán a tórium sa dostávajú do minerálov v čase ich tvorenia a migrujú prakticky len rozpustením minerálov (existuje možnosť aj difúziou v kryštalických mriežkach).

Migrácia produktov premeny U a Th:

Migrácia produktov premeny môže nastať v dôsledku spätného nárazu pri rádioaktívnej premene ich materských nuklidov (nastane vyrazenie z kryštalickej mriežky) a následným vylúhovaním.

1.1.1 Vplyv rôznych parametrov na migráciu

-Vylúhovanie

Množstvo vylúhovaného prvku závisí od jeho mocenstva (rastie s klesaním mocenstva). Ďalej závisí od mocenstva katiónov v roztoku (rastie s rastom pomeru mocenstva katiónov roztoku k mocenstvu rádioaktívneho prvku).

-Doba polpremeny

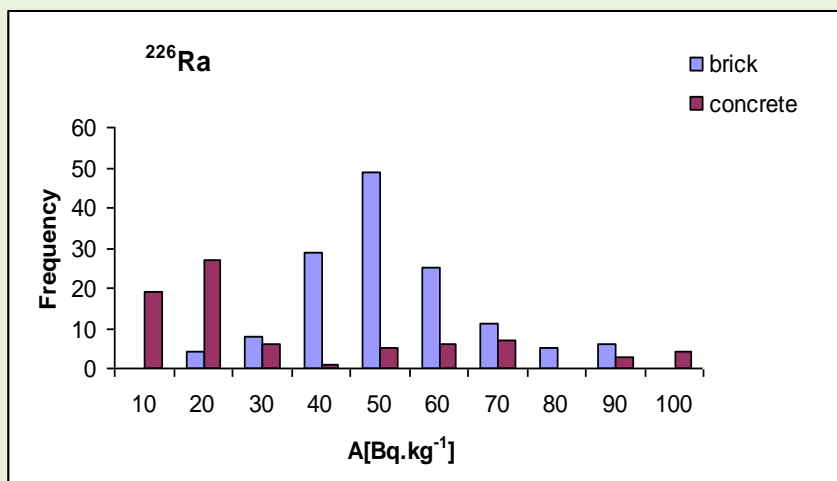
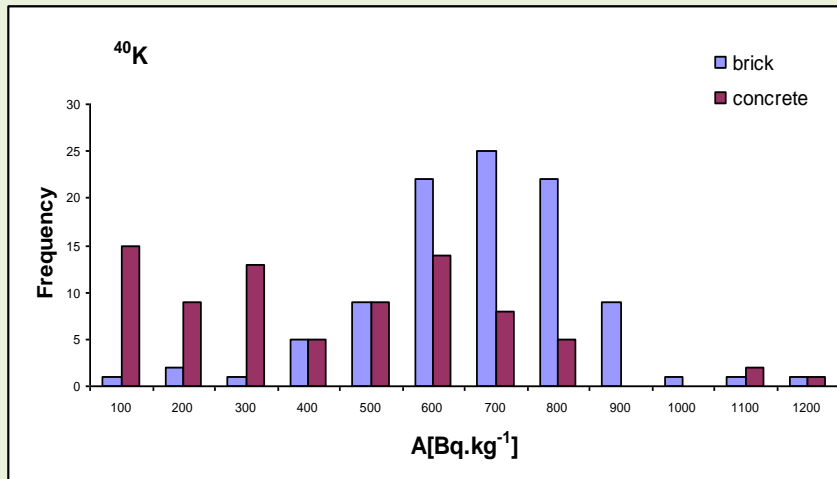
Krátkožijúce rádioizotopy majú väčšiu migračnú schopnosť ako dlhožijúce. Dlhožijúce rádioizotopy sa môžu vplyvom difúzie, rekryštalizácie alebo izotopovej výmeny vrátiť späť do kryštalickej mriežky minerálu.

-Postavenie atómov v kryštalickej mriežke

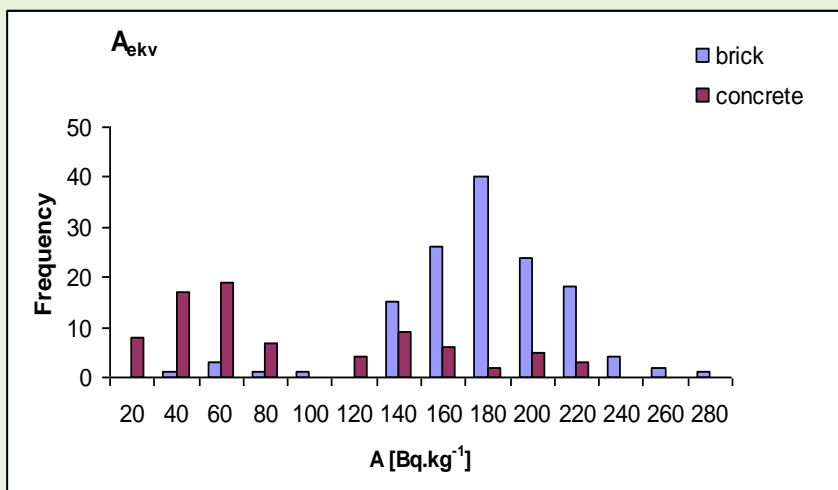
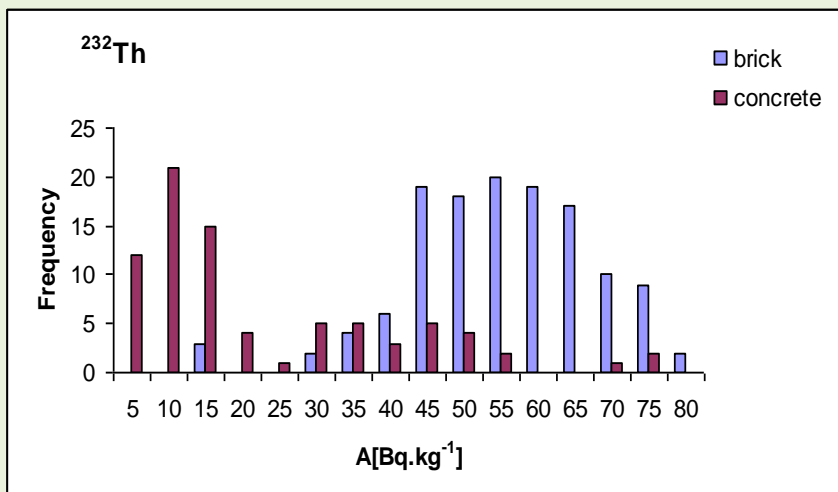
Atómy prímiesí migrujú spravidla viac ako atómy s dominantným postavením.

HMOTNOSTNÉ AKTIVITY ^{40}K , ^{226}Ra , ^{232}Th A EKVALENTNÁ AKTIVITA ^{226}Ra (A_{EKV}) V TYPICKÝCH SLOVENSKÝCH STAVEBNÝCH MATERIÁLOCH

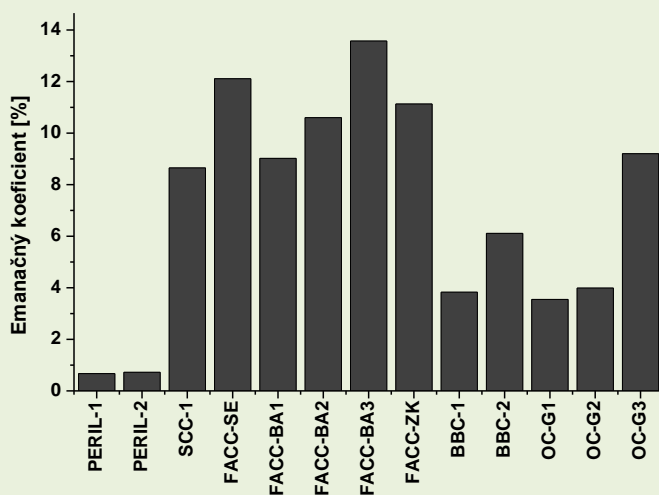
(Zdroj: IRPA-2006-Cabáneková)



Pozámka: $A_{\text{ekv}} = A_{^{226}\text{Ra}} + 1,26A_{^{232}\text{Th}} + 0,086A_{^{40}\text{K}}$



EMANAČNÉ KOEFICIENTY ^{222}Rn PRE NIEKTORÉ STAVEBNÉ MATERIÁLY



(PERIL – perlitocementové betóny, SCC – piesčité pórobetóny, FACC – popolčekové pórobetóny, BBC – tehlobetóny, OC – základné betóny)

(Zdroj: Konferencia čs.fyzikov-2008-Müllerová a kol.)

HĽBKOVÉ PROFILY ^{222}Rn V PÔDE

Radón sa dostáva do pôdneho vzduchu difúziou z pôdných zŕn po rádioaktívnej premene jeho materského rádionuklidu ^{226}Ra . Objemová aktivita radónu v pôdnom vzduchu rastie so zväčšovaním hĺbky, pretože z povrchovej vrstvy pôdy je radón exhalovaný do vonkajšej atmosféry. Za predpokladov, že - radón je v pôde transportovaný len difúziou; rýchlosť produkcie radónu je homogénna; koeficient difúzie radónu je hĺbkovo nezávislý; pre stacionárne podmienky ($\frac{dA_{\text{Rn}}}{dt} = 0$) - je hĺbkové rozdelenie objemovej aktivity ^{222}Rn opísané rovnicou:

$$A_{\text{Rn}}(h) = \frac{K_e A_{\text{Ra}}}{F_p - w} \left(1 - e^{-\frac{h}{L}} \right) \quad (1)$$

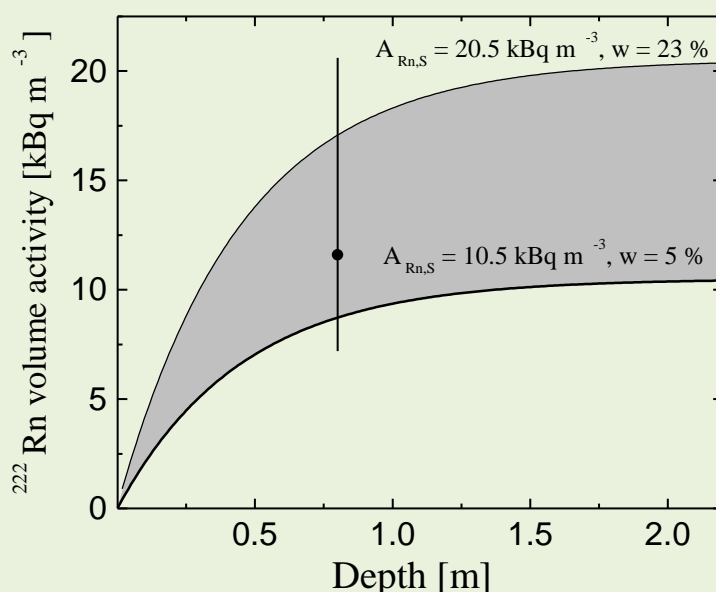
kde $A_{\text{Rn}}(h)$ je objemová aktivita radónu v pôdnom vzduchu v [Bq m^{-3}], A_{Ra} - objemová aktivita ^{226}Ra v pôde [Bq m^{-3}], K_e - emanačný koeficient radónu, F_p - absolútna porozita pôdy, w - objemový obsah vlhkosti v pôde, h - hĺbka pod povrchom [m], $L = \sqrt{\frac{D_{\text{ef}}}{\lambda}}$ je difúzna dĺžka v [m], D_{ef} - efektívny difúzny koeficient radónu v pôde v [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$], λ - konštanta premeny radónu v [s^{-1}].

Pre hĺbky $h \gg L$ dosahuje objemová aktivita radónu nasýtenú hodnotu:

$$A_{\text{Rn,S}} = \frac{K_e A_{\text{Ra}}}{F_p - w} \quad (2)$$

V hĺbke nasýtenia objemovej aktivity radónu je dosiahnutý rovnovážny stav medzi produkciou ^{222}Rn a jeho radioaktívnou premenou a straty radónu difúziou sú zanedbateľné.

Hĺbkové profily objemovej aktivity radónu vypočítané podľa vzťahu (1) pre dve rôzne vlhkosti pôdy sú ukázané na nasledovnom obrázku ($K_e = 14,5\%$, $A_{\text{Ra}} = 37,5 \text{ Bq kg}^{-1}$, $L = 0,45 \text{ m}$).



Obr.1 Vypočítané hĺbkové profily ^{222}Rn v pôdnom vzduchu. Plný krúžok - priemerná hodnota obj. aktivity ^{222}Rn v hĺbke 0,8 m, ktorá bola určená z kontinuálnych meraní počas 4 rokov. Vertikálna čiara ukazuje rozsah meraných hodnôt [38].

ROZPUSTNOSŤ RADÓNU VO VODE A V ĎALŠÍCH KVAPALINÁCH

Rozpustnosť radónu v kvapalinách je daná koeficientom rozpustnosti α (pre rozpustnosť platí Henryho zákon):

$$\alpha = \frac{c'}{c}$$

kde: c' – je koncentrácia radónu v kvapaline

c – je koncentrácia radónu vo vzduchu, ktorý je v dotyku s kvapalinou (pri určitej teplote a vzniknutej rovnováhe)

Potom pre množstvo radónu v kvapaline môžeme písať: $\frac{Q'}{Q} = \frac{c'V'}{cV} = \alpha \frac{V'}{V}$

kde: Q' – je množstvo radónu v kvapaline

Q – je množstvo radónu vo vzduchu v rovnovážnom stave

α – je koeficient rozpustnosti

V' a V sú zodpovedajúce dotýkajúce sa objemy

Koeficient rozpustnosti radónu vo vode závisí od teploty podľa vzťahu:

$$\alpha = 0,1057 + 0,405 e^{-0,0502 t},$$

kde t je teplota vody v [°C].

Tab.1 Vypočítaná závislosť koeficientu rozpustnosti radónu vo vode od jej teploty.

Teplota vody t [°C]	Koeficient rozpustnosti α
0	0,510
10	0,351
20	0,254
40	0,160
60	0,126
80	0,112
100	0,107

Ak je teplota vody $t = 20$ °C a objemy vody a vzduchu sú rovnaké $V' = V$, potom v rovnovážnom stave bude približne $\frac{1}{4}$ radónu rozpustená vo vode.

Pri varení sa radón úplne odstraňuje z vody.

Koeficient rozpustnosti α závisí aj od mineralizácie vody a ďalších vlastností.

V ďalšej tabuľke uvádzame koeficient rozpustnosti radónu v rôznych kvapalinách pri atmosférickom tlaku a pri teplotách $t_1 = 0$ °C, $t_2 = 18$ °C.

Tab.2 Rozpustnosť radónu v rôznych kvapalinách pri atmosférickom tlaku

Roztok	$\alpha_{t_1=0^\circ\text{C}}$	$\alpha_{t_2=18^\circ\text{C}}$
Lieh (etylalkohol)	8,28	6,17
Acetón	7,99	6,30
Benzén	—	12,82
Toluén	18,4	13,24
Hexán	23,4	16,56
Sírouhlík	33,4	23,14
Benzín	—	13,0
Xylén	—	12,75

 **Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←**

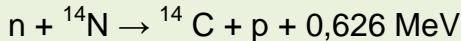
KOZMOGÉNNY RÁDIONUKLID ^{14}C

Jadrové charakteristiky:

-Doba polpremeny: $T_{1/2} = 5730$ r

-Typ jadrovej premeny: β^- , $E_{\beta_{\max}^-} = 156$ keV

Produkcia v atmosfére:



Účinný prierez reakcie:

$$\sigma = 0,269 \cdot E_n^{-1/2}$$

kde E_n – energia neutrónov v [eV]. Pre tepelné neutróny ($E_n = 0,025$ eV) je $\sigma = 1,75 \cdot 10^{-24}$ cm².

Produkčná rýchlosť: $2,5 \cdot 10^4$ at·m⁻²·s⁻¹ (na m² zemského povrchu).

Pretože kozmické žiarenie má geomagnetickú závislosť, tvorba ^{14}C v polárnych oblastiach prevyšuje niekoľkonásobne jeho tvorbu v rovníkovej oblasti.

V dôsledku intenzívneho premiešavania atómov sa mení koncentrácia ^{14}C od rovníkových oblastí smerom k pólom len málo.

V atmosfére sa ^{14}C nachádza hlavne vo forme $^{14}\text{CO}_2$.

Vytvorený $^{14}\text{CO}_2$ sa pohybom vzdušných mäs dostáva do nízkej atmosféry, do hydrosféry a zásluhou fotosyntézy aj do biosféry. Tým sa vytvárajú predpoklady pre datovanie na základe koncentrácie ^{14}C .

Koncentrácia ^{14}C v biosfére je 0,225 Bq/1g C.

Kozmogénny rádionuklid ^{14}C je vhodný nástroj na sledovanie uhlíkového cyklu v prírode (výmeny uhlíka medzi rôznymi rezervoármi).

Dva procesy menia koncentráciu rádionuklidu ^{14}C v atmosfére. Jednak jadrové skúšky zvýšili jeho koncentrácie, jednak emisie fosílného CO_2 do atmosféry s nulovým obsah ^{14}C spôsobujú zníženie koncentrácie ^{14}C .

Koncentrácia ^{14}C v atmosfére klesá s časovou konštantou približne 16 rokov.

^{14}C koncentrácia sa vyjadruje vo forme $\delta^{14}\text{C}$:

$$\delta^{14}\text{C} = \frac{N - N_0}{N_0} \cdot 1000\text{‰}$$

kde: N – početnosť od vzorky

N_0 – 95% z početnosti od rádioaktívneho etalónu (predstavuje prírodnú hladinu ^{14}C v atmosfére pre r. 1950).



Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←

KOZMOGÉNNY RÁDIONUKLID ^3H

(zdroj: Š.Šáro a J.Tölgyessy- [2])

Jadrové charakteristiky:

-Doba polpremeny: $T_{1/2} = 12,26 \text{ r}$

-Typ rádioaktívnej premeny: β^- , $E_{\beta_{\text{max}}} = 18,5 \text{ keV}$, $\gamma = 0$

Produkcia:

-Základná reakcia: $n + {}^{14}\text{N} \rightarrow {}^3\text{H} + {}^{12}\text{C}$

-Menej významné reakcie: $n + {}^{16}\text{O} \rightarrow {}^3\text{H} + {}^{14}\text{N}$

$p + {}^{14}\text{N} \rightarrow {}^3\text{H} + {}^{12}\text{N}$

$p + {}^{16}\text{O} \rightarrow {}^3\text{H} + {}^{14}\text{C}$

Rýchlosť produkcie v atmosfére: $3 \cdot 10^3 \text{ at} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$

Celosvetové zásoby prírodného trícia: $4,7 - 9,5 \cdot 10^9 \text{ Bq}$ (7-10 kg T)

Trícium sa nachádza v atmosfére v trojakej forme:

-vodné pary (HTO, T_2O)

-molekulárny vodík (HT, T_2)

-metán (CH_3T).

Jedinou významnou tríciovou zložkou v atmosfére sú vodné pary HTO.

Stredná doba pobytu ^3H v atmosfére: 2,5 r

Trícium sa dostáva na zemský povrch zrážkami a najmä priamou výmenou medzi atmosférickou vlhkosťou a hydrosférou. Na určovanie koncentrácie trícia v atmosfére a vo vodách je zaužívané používať tzv.: Tríciovú jednotku (Tritium Unit = TU)

1TU = 1 atóm trícia na 10^{18} atómov vodíka

(odpovedá to približne rovnovážnej prírodnej koncentrácii trícia v dažďovej vode nad oceánom)

Pre vodu platí:

1TU = $0,1199 \text{ Bq} \cdot \text{t}^{-1}$ trícia

V nasledujúcej tabuľke sú uvedené koncentrácie ^3H vo vodách pred rokom 1952. V dôsledku jadrových skúšok došlo k zvýšeniu koncentrácie trícia v prírodných vodách.

Tab.1 Tríciová aktivita vôd pred r. 1952

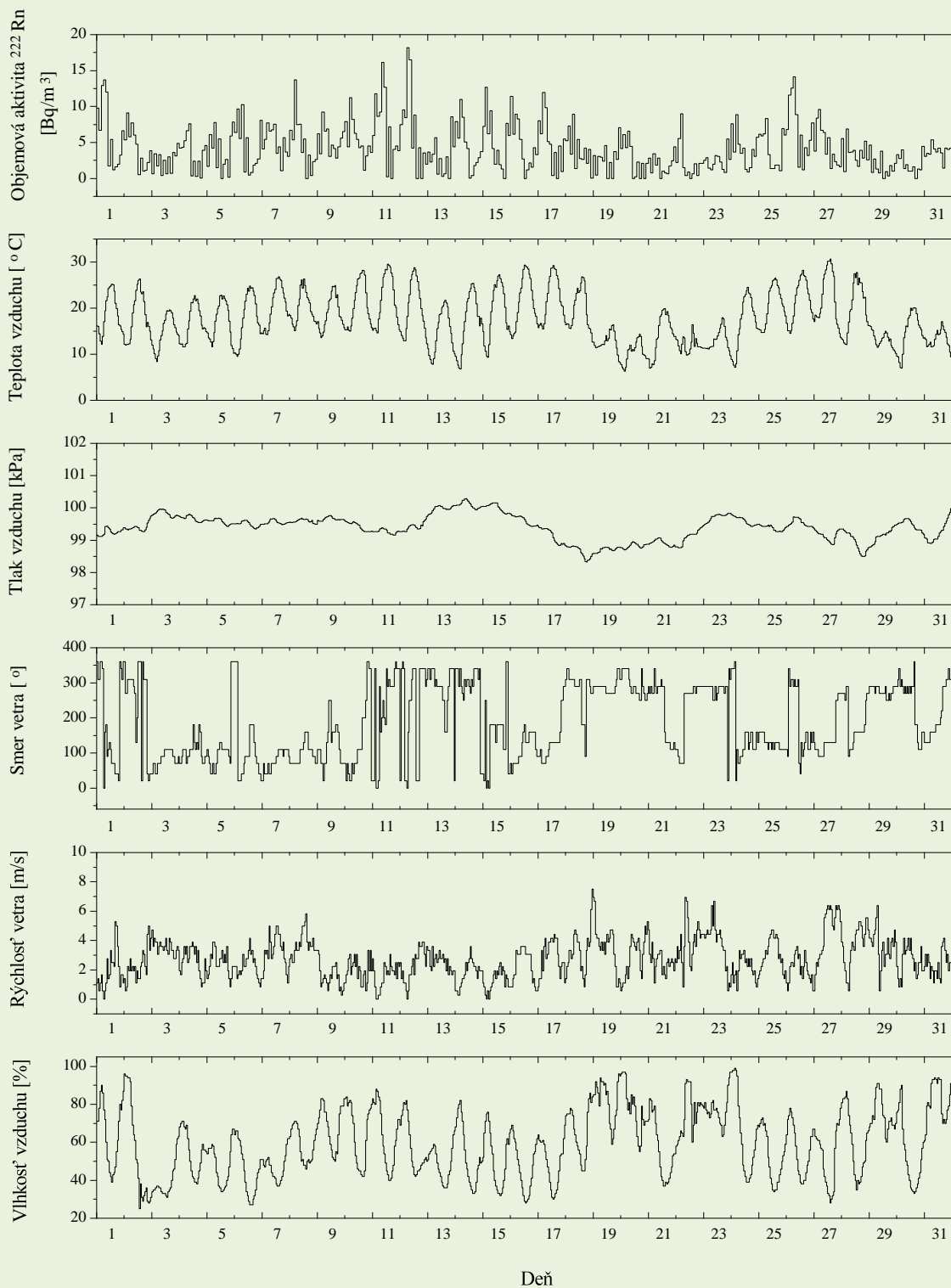
Zdroj vody	objemová aktivita [Bq.t ⁻¹]	[TU]
zrážky nad oceánom	0,1199	1
veľké jazerá	0,1199	1
povrchová vrstva oceánov	0,01	0,1
zrážky nad pevninami	0,6 – 0,8	5 – 7 (v súčasnosti ~ 20)
riečna voda	0,6 – 0,8	5 – 7



Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←

Vplyv meteorologických parametrov na objemovú aktivitu ^{222}Rn v atmosfére

Objemové aktivity ^{222}Rn vykazujú počas prevažnej časti mesiaca pravidelné denné variácie a sú v antikorelácii s teplotou a rýchlosťou vetra. Narušenie variácií a zníženie ich amplitúd je spôsobené zmenami počasia a hlavne vzrastom rýchlostí vetra, čo je dobre viditeľné v niektorých obdobiach druhej polovice mesiaca.



Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←

► **Príloha 13:**

Hromadenie krátkožijúcich produktov premeny ^{222}Rn

Hromadenie krátkožijúcich produktov premeny z čistého radónu (bez produktov premeny) je možné popísať nasledovnou rovnicou:

$$N_n = N_{01} \lambda_1 \dots \lambda_{n-1} \left[\frac{\exp -\lambda_1 t}{\lambda_2 - \lambda_1 \dots \lambda_n - \lambda_1} + \dots + \frac{\exp -\lambda_n t}{\lambda_1 - \lambda_n \lambda_2 - \lambda_n \dots \lambda_{n-1} - \lambda_n} \right]$$

kde význam symbolov je nasledovný:

1 je Rn

2 je RaA (^{218}Po)

3 je RaB (^{214}Pb)

4 je RaC (^{214}Bi)

5 je RaC' (^{214}Po)

N_{01} je počiatočný počet atómov radónu

N_i je nahromadený počet atómov i-teho produktu premeny v čase t

λ_i sú konštanty premeny radónu a nasledujúcich produktov jeho premeny.

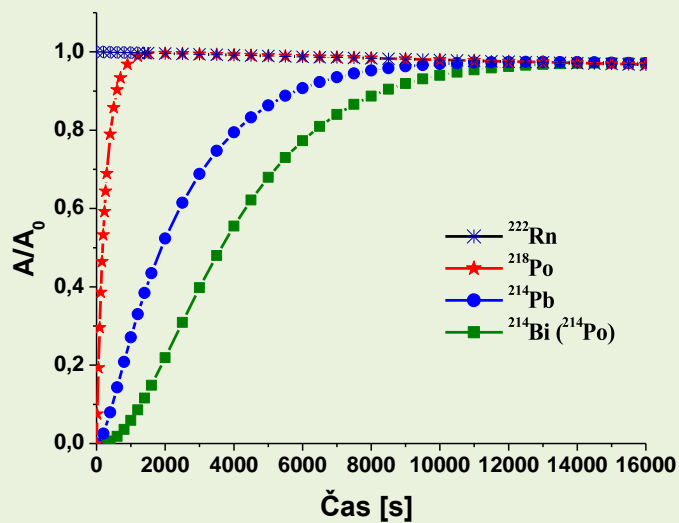
Napríklad pre hromadenie ^{218}Po môžeme potom napísať:

$$N_2 = N_A = N_{\text{Rn}} \cdot \lambda_1 \left(\frac{\exp -\lambda_1 t}{\lambda_2 - \lambda_1} + \frac{\exp -\lambda_2 t}{\lambda_1 - \lambda_2} \right) = N_{\text{Rn}} \cdot \lambda_{\text{Rn}} \frac{1}{\lambda_A - \lambda_{\text{Rn}}} \left[e^{-\lambda_{\text{Rn}} t} - e^{-\lambda_A t} \right]$$

Za predpokladu, že uvažujeme jednotkovú aktivitu ^{222}Rn , tak nárast aktivity jeho krátkožijúcich produktov premeny je vypočítaný v nasledujúcej tabuľke a znázornený tiež na obr.1.

Čas [min]	^{222}Rn	^{218}Po	^{214}Pb	$^{214}\text{Bi} / ^{214}\text{Pb}$
1	0,9999	0,2033	0,0027	0,000032
5	0,9994	0,6787	0,0497	0,0031
30	0,9962	0,9957	0,4799	0,1817
60	0,9925	0,9930	0,7576	0,4937
120	0,9850	0,9856	0,9395	0,8501
180	0,9776	0,9781	0,9721	0,9516

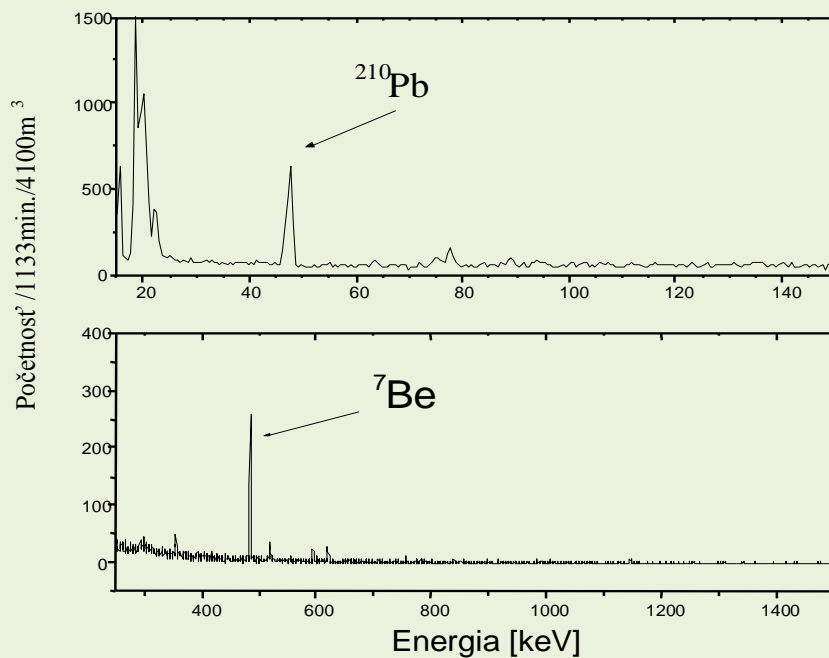
Tab.1 Akumulácia aktivít dcérskych produktov ^{222}Rn



Obr. 1 Nárast aktivít dcérskych produktov premeny ^{222}Rn s časom. Približne za 3 hodiny nastane rádioaktívna rovnováha medzi ^{222}Rn a jeho krátkožijúcimi produktami premeny.

← Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←

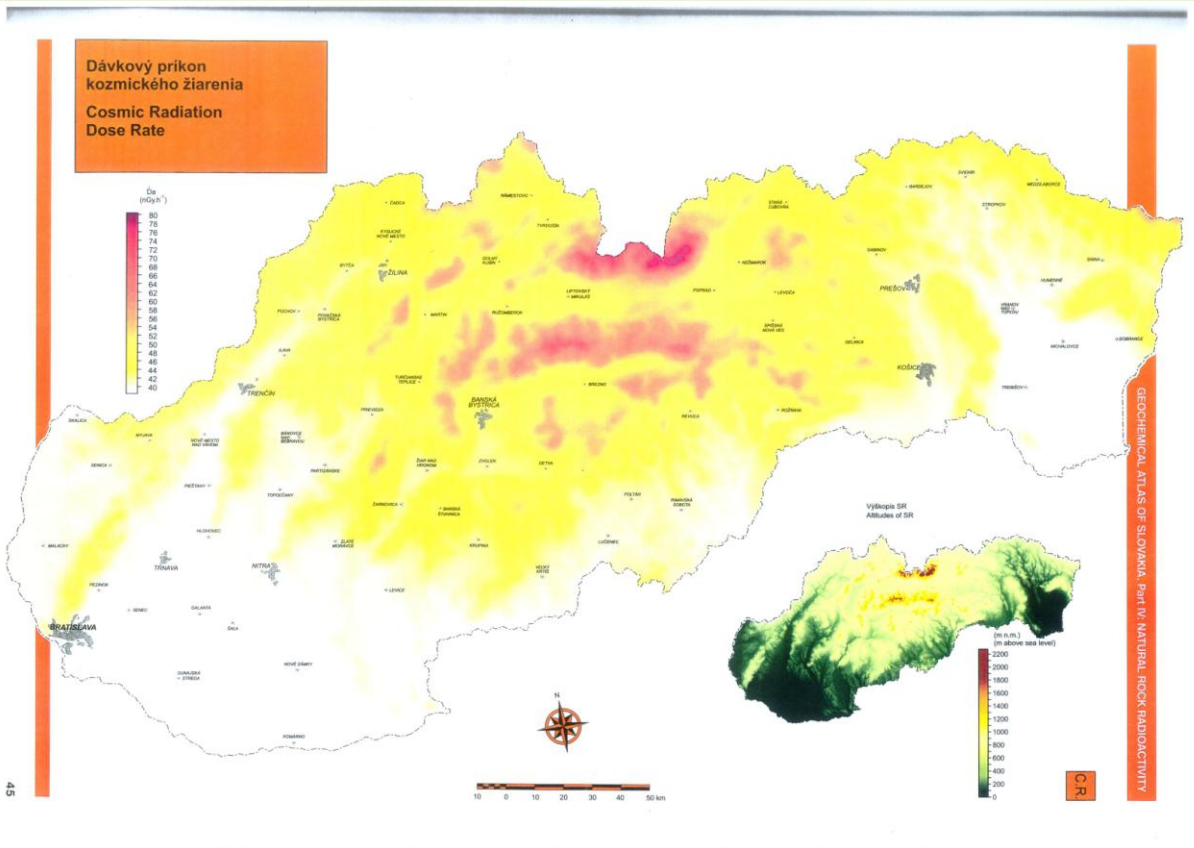
SPEKTRUM GAMA AKTÍVNYCH RÁDIONUKLIDOV



Spektrum gama žiarenia aerosolového filtra merané HPGe detektorom v nízkozaďovom kryte [42]

← Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←

Príloha 15:

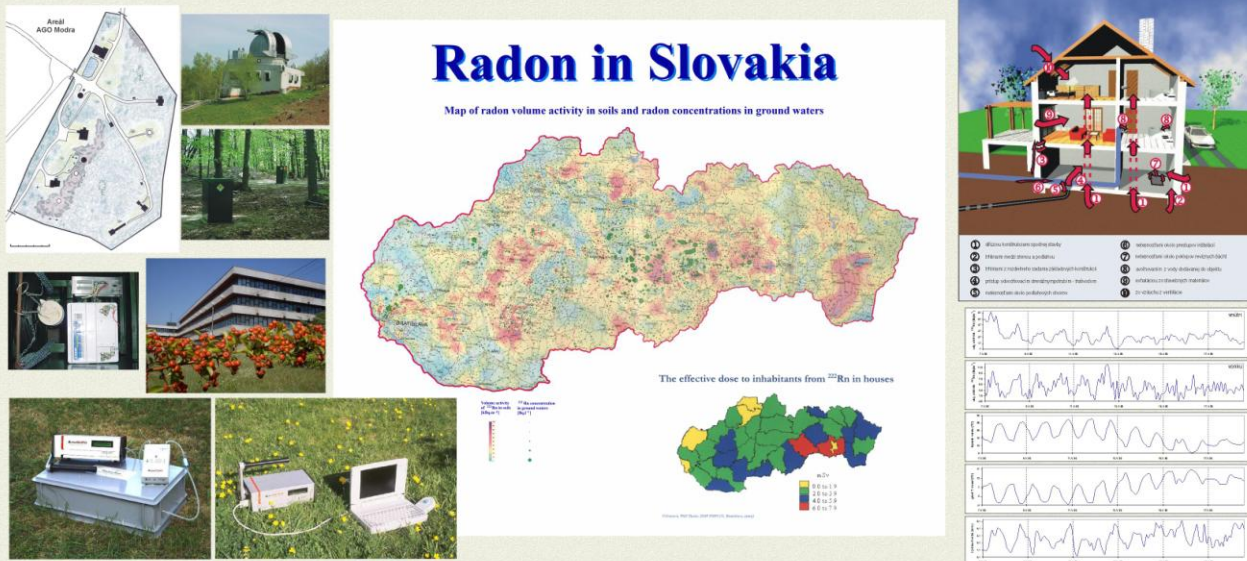


Mapa s jemnejším rozlíšením je prístupná zo vstupného menu dokumentu.



Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←

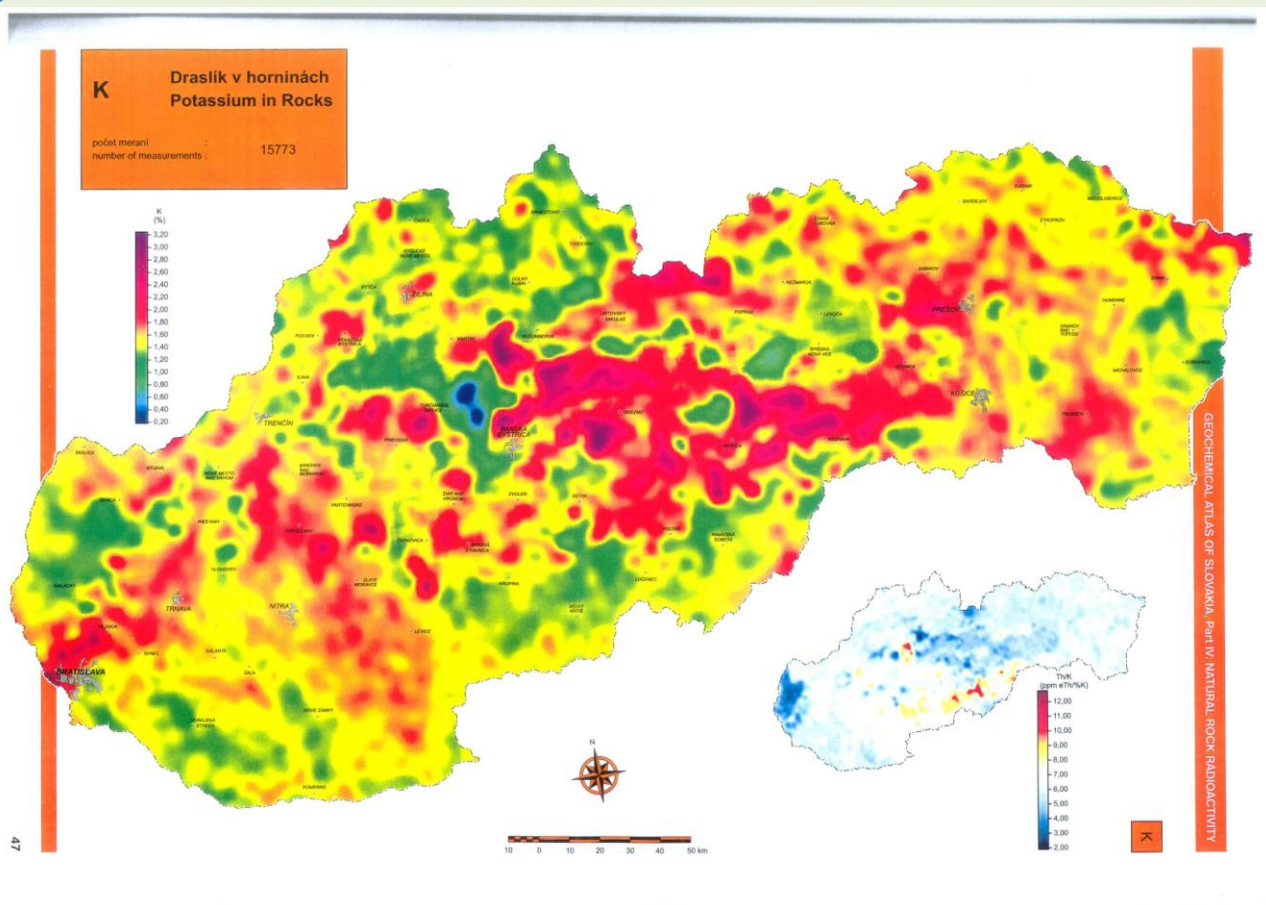
Príloha 16:



Mapa s jemnejším rozlíšením je prístupná zo vstupného menu dokumentu.

← Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←

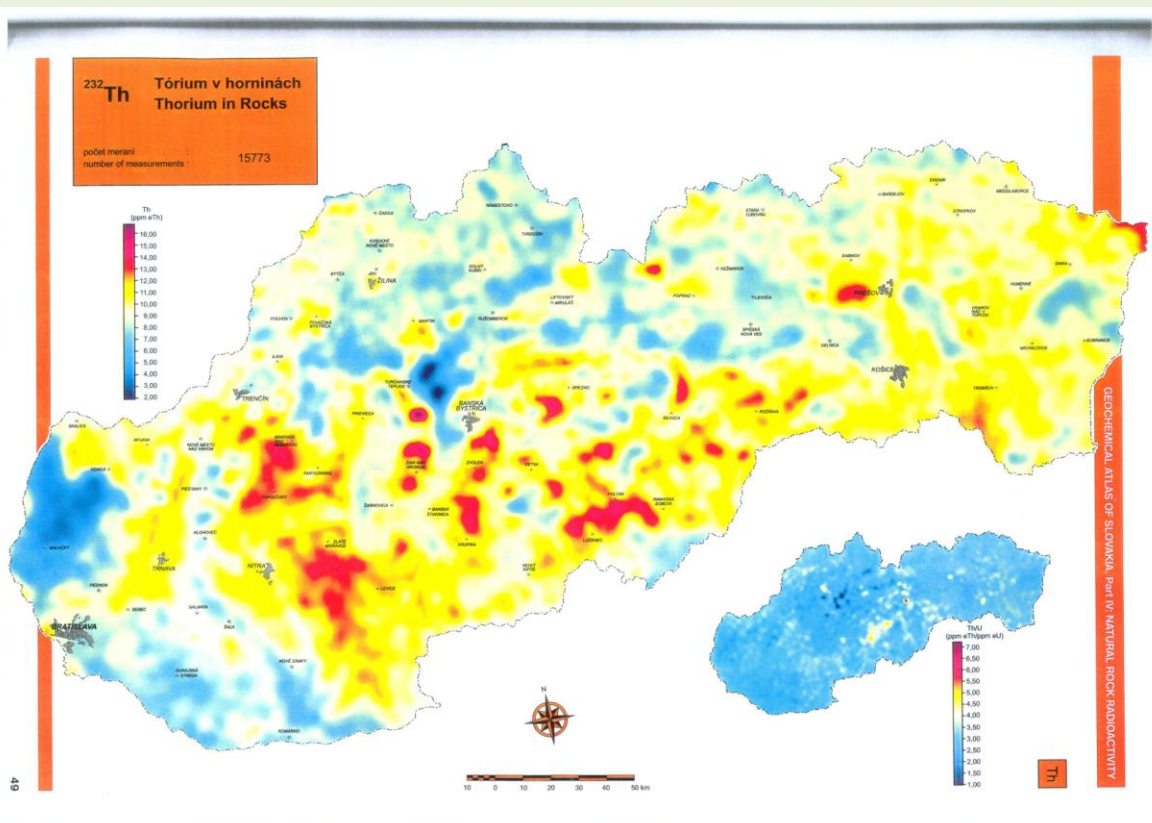
Príloha 17:



Mapa s jemnejším rozlíšením je prístupná zo vstupného menu dokumentu.

← Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←

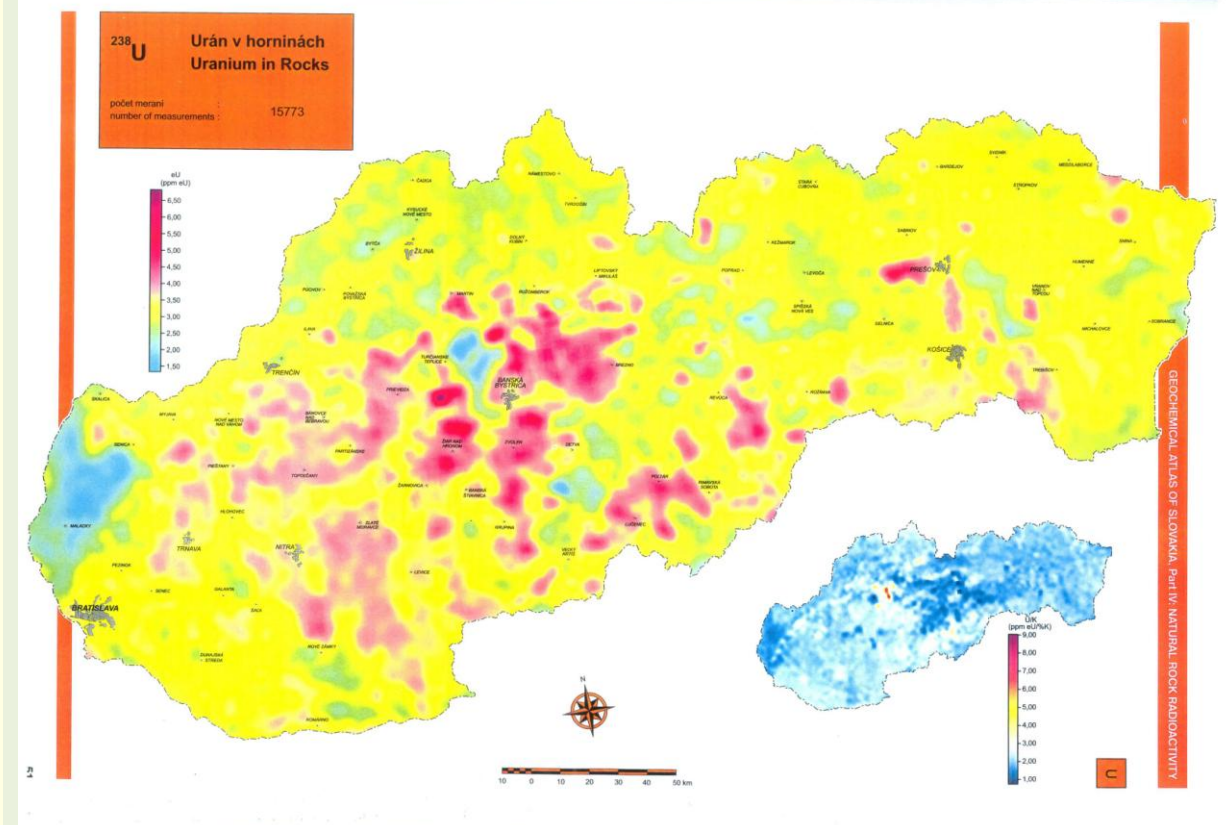
Príloha 18:



Mapa s jemnejším rozlíšením je prístupná zo vstupného menu dokumentu.

← Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←

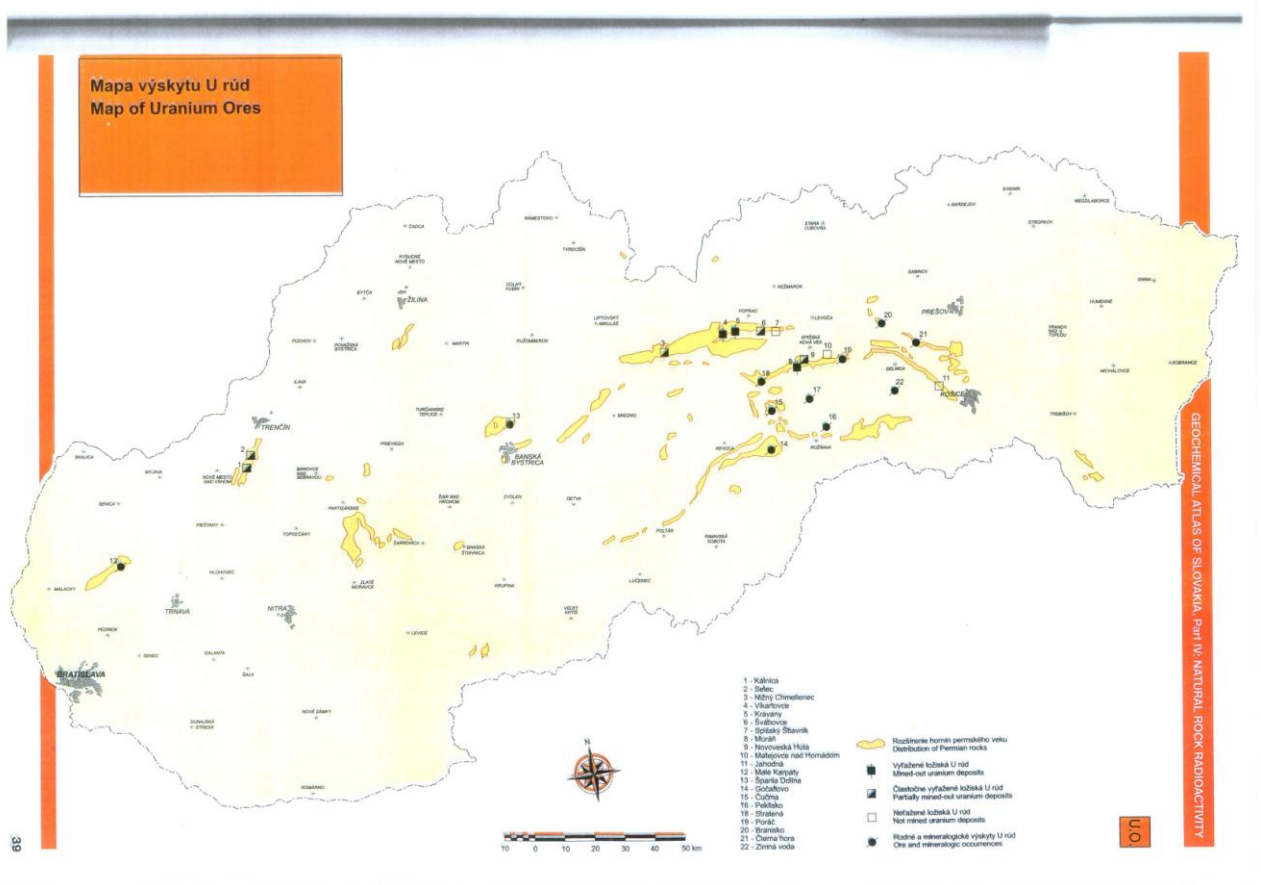
Príloha 19:



Mapa s jemnejším rozlíšením je prístupná zo vstupného menu dokumentu.

← Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←

Príloha 20:

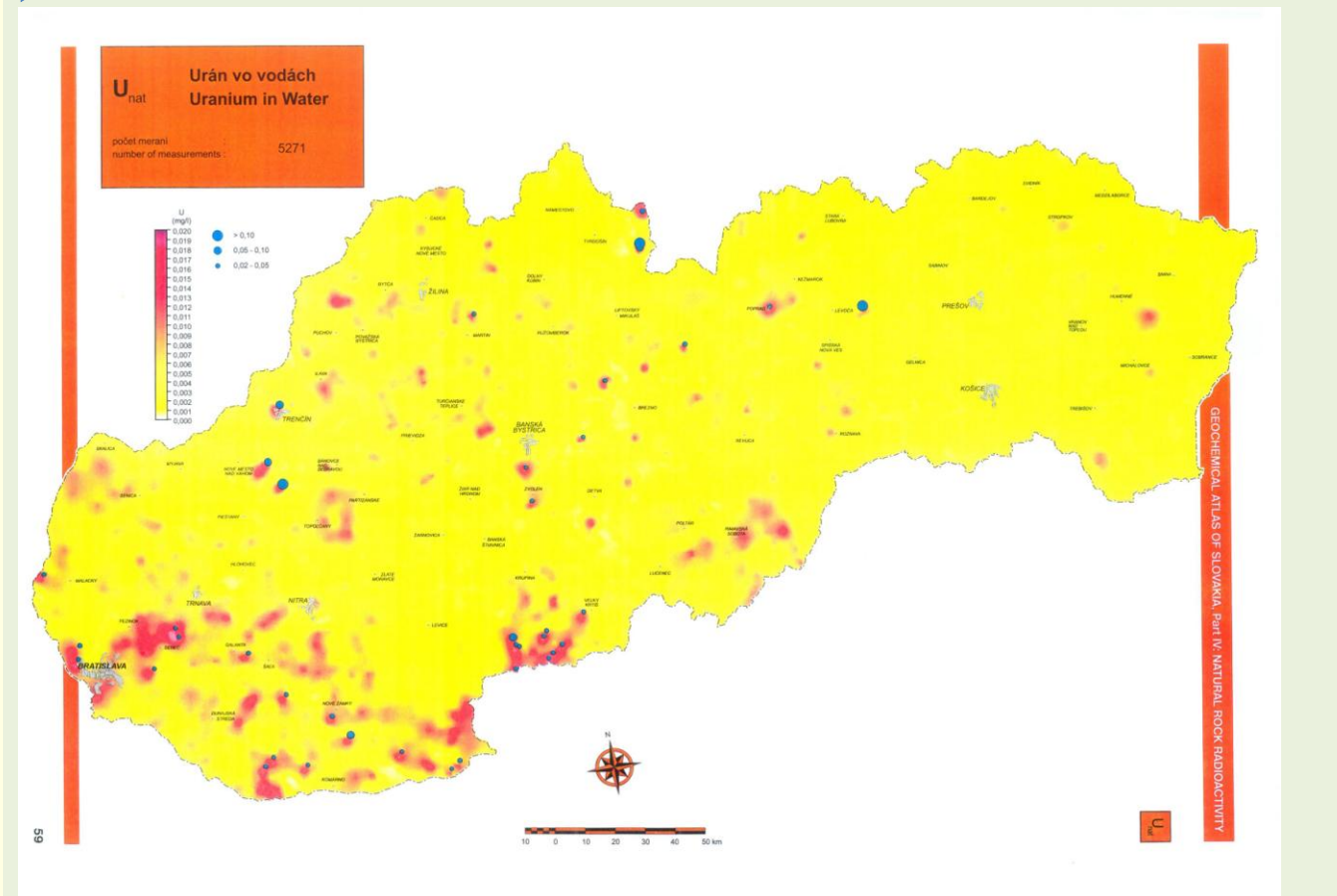


Mapa s jemnejším rozlíšením je prístupná zo vstupného menu dokumentu.



Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←

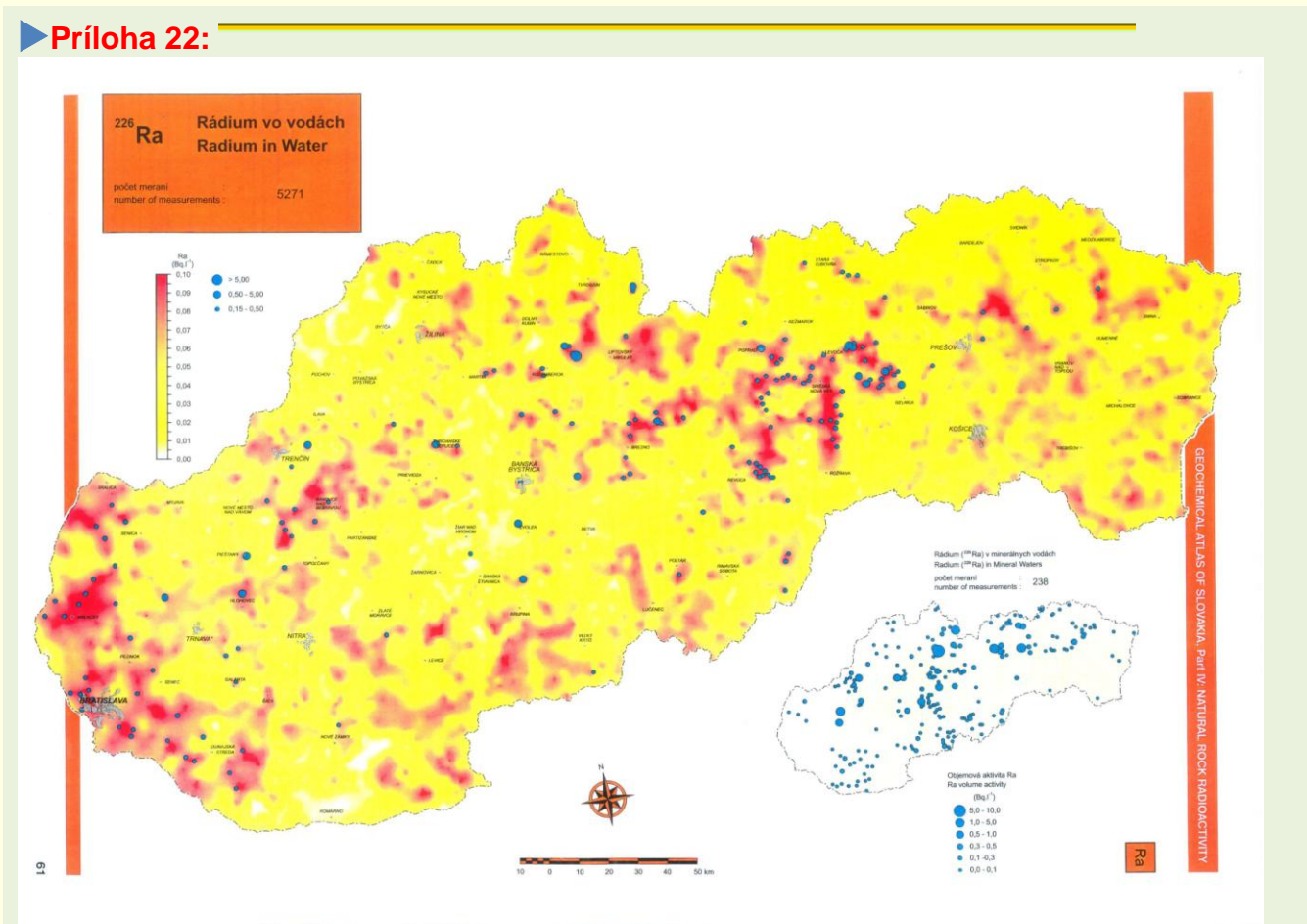
Príloha 21:



Mapa s jemnejším rozlíšením je prístupná zo vstupného menu dokumentu.

← Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←

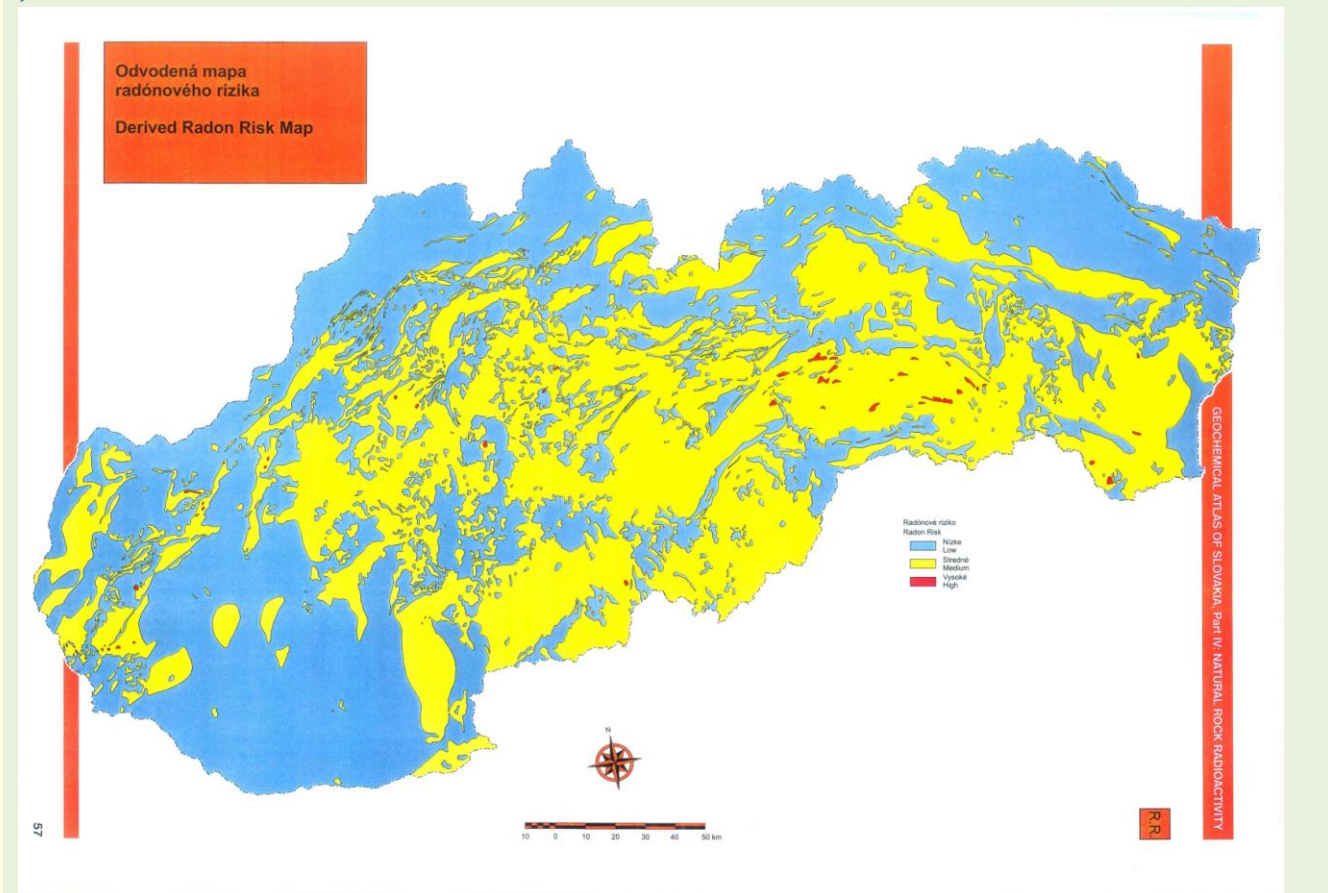
Príloha 22:



Mapa s jemnejším rozlíšením je prístupná zo vstupného menu dokumentu.

← Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←

Príloha 23:



Mapa s jemnejším rozlíšením je prístupná zo vstupného menu dokumentu.

← **Návrat z prílohy pomocou: Alt + ←**

