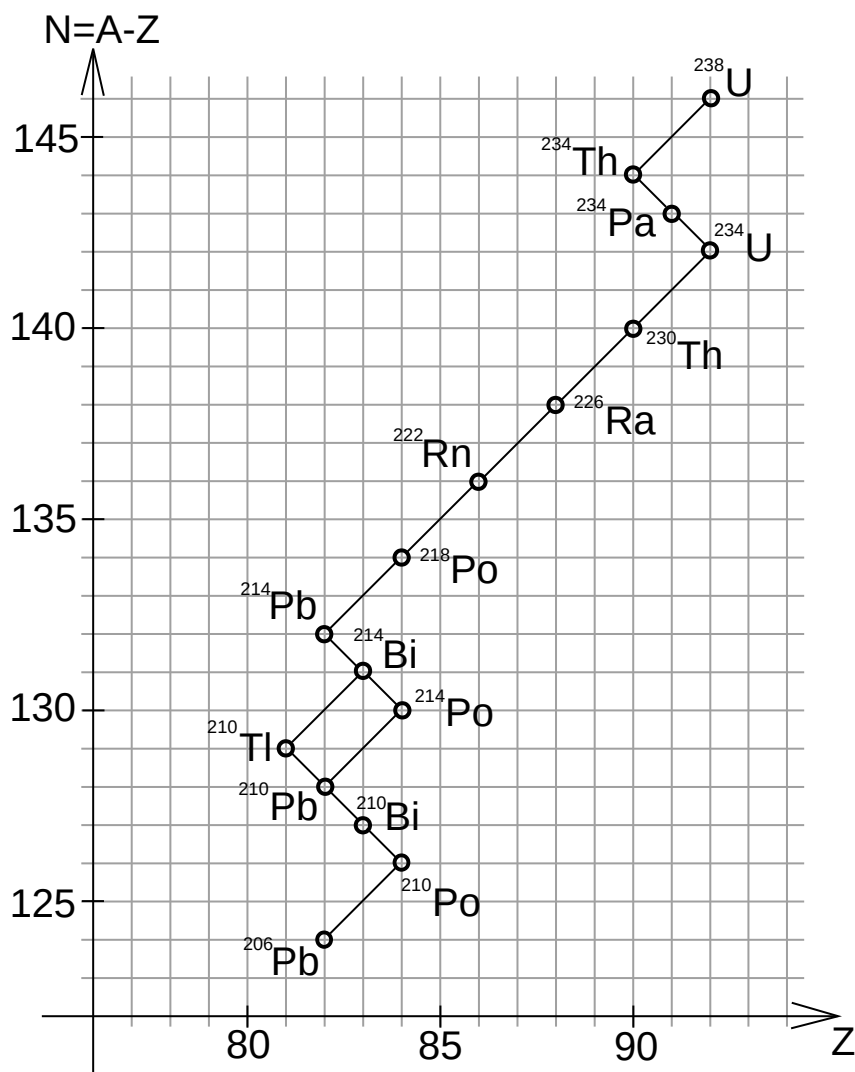


1 RADON A GEOLOGICKÉ PODLOŽÍ

(Richard Jan Hons, červenec 2021)

Podíváme-li se na rozpadovou řadu radonu 222, vidíme, že na jejím počátku stojí v přírodě nejhojněji zastoupený izotop uranu (^{238}U) s poločasem rozpadu 4,47 miliardy let. Následují další členy, až se dostáváme k radiu 226 (^{226}Ra), jež se již přeměňuje přímo na radon 222 (^{222}Rn), a to s poločasem rozpadu cca 1620 let. V tomto bodě rozpadové řady se tedy dostáváme k izotopu radonu, který nás zajímá.



Rozpadová řada ^{238}U . Spojnice šikmo vlevo dolů značí přeměnu alfa, spojnice šikmo vpravo dolů přeměnu beta. (převzato z [wikipedie.cz](https://cs.wikipedia.org))

Zdrojem plynného ^{222}Rn je bezprostředně ^{226}Ra obsažené v zeminách a horninách. Zastoupení ^{226}Ra v geologickém podloží tedy podmiňuje koncentraci radonu v půdním vzduchu. To je neoddiskutovatelné, ale věc je malinko složitější. Podívejme se na tento vztah trochu podrobněji.

Počet částic ^{222}Rn , který vznikne v určité hmotě pevné horniny nebo nezpevněné zeminy za jednotku času je přímo úměrný koncentraci ^{226}Ra v ní obsažené. Háček je v tom, že zdaleka ne všechny vzniklý radon se dostane do půdního vzduchu. Radon vzniklý uvnitř minerálních zrn,

větších horninových úlomků, neřku-li uvnitř kompaktních balvanů a skalního podloží zůstane v podstatné míře uvězněno uvnitř pevné hmoty a nedostane se do půdního vzduchu ve volném prostoru pórů. ^{222}Rn s poločasem rozpadu 3,82 dne se dále přeměňuje na izotop polonia ^{218}Po . Za necelých 40 dnů tedy z radonu vzniklého a uvězněného v pevné horninové hmotě nic nezůstane! Nemůže zvýšit koncentraci nebo aktivitu radonu v půdním vzduchu, jež vyplňuje póry v zeminách.

Z toho logicky plyne, že jemnozrnné zemin y s velkým celkovým povrchem částic přináší do půdního vzduchu větší podíl vzniklého radonu než obdobná hmota hrubozrnná, u níž je celkový povrch daleko menší. Velmi málo radonu emanují větší štěrkovité, kamenité a balvanité horninové úlomky. Nejmenší příspěvek přináší souvislé neporušené skalní podloží.

Pochopitelně vliv mají i další faktory. Záleží na pórovitosti zemin¹, která předurčuje objemový podíl půdního vzduchu v celkovém objemu zeminy. Čím je větší objem pórů, tím menší koncentrace radonu v půdním vzduchu můžeme očekávat a naopak. S pórovitostí souvisí i plynopropustnost, jež podmiňuje rychlost migrace částic radonu. V hrubozrnných zeminách s velkou plynopropustností se může radon snadněji pohybovat a na úrovni povrchu se hladce uvolňuje do volné atmosféry. Uvádí se, že z povrchu půdy uniká radon do atmosféry průměrně rychlostí $20 \text{ Bq m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Těsně při povrchu je z toho důvodu objemová aktivita radonu vždy o něco nižší než v hloubce. Proto se také vzorky půdního vzduchu odebírají ideálně z hloubky 0,8 m.

Neměl bych zapomenout ani na vlhkost zemin, která je dána obsahem vody a úzce souvisí s plynopropustností. Obecně platí, že čím vyšší saturace vodou, tím nižší plynopropustnost. Ve vodě obsažené v zeminách se radon také rozpouští anebo se z ní uvolňuje v závislosti na fyzikálně chemických podmínkách.

Voda prosakující zeminami může obsahovat rozpuštěné radioaktivní prvky jako je U nebo Ra, a to v různé koncentraci. Podstatné je, že tyto prvky se mohou za vhodných podmínek v propustných zeminách a propustných pevných horninách srážet nebo sorbovat, čímž může dojít k navýšení jejich koncentrace. Toto nahromadění může dosáhnout až ložiskových koncentrací.

Pokud budeme mluvit o sorpci, vhodné prostředí obecně představují zpevněné a nezpevněné horniny s vysokým zastoupením jílových minerálů nebo organické substance.

Skalní podloží a pokryv

Uvažujeme-li množství radonu v půdním vzduchu na nějakém místě, musíme uvažovat pevnou horninu skalního podloží a pokryv nezpevněných zemin, který na něm leží. Ten může pochopitelně mít různou mocnost. Mocné pokryvy o tloušťce několik metrů nebo dokonce desítek metrů předurčují množství radonu v půdním vzduchu a vliv skalního podloží bývá zanedbatelný.

Naopak u tenkých, málo mocných poloh pokryvných zemin se úloha skalního podloží projevuje daleko víc. Roli hraje jeho navětrání a rozpukání. Zvláštní význam mají tektonické (zlomové) zóny, často spojené drcením. Na těchto zónách se může radon velmi snadno dostávat z hlouky k povrchu, a proto v půdním vzduchu nad nimi zaznamenáváme obecně zvýšené koncentrace. Tento fenomén využíváme v geologii jako prospekční znak pro lokalizaci tektonických linií.

Zvláštním případem jsou místa, kde pokryv nezpevněných zemin zcela chybí a na povrch vystupuje vcelku čerstvé skalní podloží. I když hornina obsahuje poměrně dost radia, emanace radonu je, jak jsem již naznačil, relativně malá, protože velká část vzniklá uvnitř horninové masy je

1 Pórovitost je definovaná jako poměr objemu pórů ku celkovému objemu zeminy.

zde uzavřená, “nedostane se ven” a uvnitř skalního masívu zaniká přeměnou na další izotopy rozpadové řady.

Místní a cizorodý pokryv

Zásadní je příbuznost složení pokryvu zemin na složení hornin skalního podloží. Dá se konstatovat, že často je velmi těsná a radioaktivita pokryvu odráží radioaktivitu skalního podloží. Typickým příkladem jsou eluvia, tedy zeminy, které představují zvětralínu podložních hornin, která nebyla nikam přemístěná. Ale i deluvia, tedy svahoviny mívají mnohdy takto těsnou vazbu. Je to v případech, kdy sice došlo k jistému přemístění od zdroje po svahu dolů, ale kdy výše položená zdrojová část skalního podloží je tvořena stejným druhem horniny se zhruba stejnou radioaktivitou. Ve všech těchto případech můžeme pokryv považovat z hlediska produkce radonu za **místní**, navázaný na skalní podloží v daném místě.

Zcela jiná je pochopitelně situace, pokud zdrojem svahoviny je výše položené těleso horniny odlišné od horniny, která buduje skalní podloží na daném místě. Není to až tak výjimečná situace. Zcela jednoznačně do tohoto soudku patří naváté usazeniny (spraše, sprašové hlíny, váté písky), náplavy a terasové uloženiny velkých, a ve značné míře i malých toků. Je to kategorie **cizorodých** pokryvů, které nemají z hlediska produkce radonu souvislost se skalním podložím v daném místě. Případů, kdy nastává tato situace bychom našli víc.

Radioaktivita a produkce radonu v různých typech hornin

S produkcí radonu v různých druzích hornin souvisí do značné míry jejich celková radioaktivita. Ta je dána obsahem radioaktivních prvků. Z nich jsou významné pouze ^{232}Th , ^{238}U , ^{40}K a produkty jejich rozpadu. Radioaktivní prvky se vyskytují ve formě samostatných minerálů (smolínec, coffinit a další) nebo jako nepatrná příměs v horninotvorných nerostech, třeba ve slídách. Obsah radioaktivních prvků je prvotně dán jejich množstvím při samotném vzniku horniny. Tím ale geochemická charakteristika horniny nemusí být uzavřena. Při geologických procesech může dojít k nabožení těchto prvků. Ostatně toho jsem se již dotkl v předchozím textu. Je logické, že, když někde dojde k nabožení, tak jinde dochází k jejich ochuzení vyluhováním.

Pochopitelně množství radioaktivních prvků v přírodě se v důsledku radioaktivních přeměn postupně zmenšuje. Například u izotopu ^{238}U jeho poločas rozpadu zhruba odpovídá stáří Země. Při vzniku naší planety jej tedy celkově bylo zhruba dvojnásobné množství. V rámci lidského času ale jeho množství můžeme považovat za stálé.

Byly publikovány různé údaje, jaké jsou průměrné obsahy radioaktivních prvků v zemské kůře. Hála (1998) ve své knize uvádí, že 1 kg průměrné zemské kůry obsahuje 6 mg uranu a 12 mg thoria.

Pro nás je důležitý zejména uran. Zdroj radonu, izotop ^{226}Ra , je totiž v trvalé radioaktivní rovnováze s ^{238}U . Reálný množstevní vztah těchto dvou radioaktivních izotopů v přírodě ale bývá oproti vztahu teoretickému mnohdy porušen. Oba izotopy se z chemického hlediska nechovají stejně a při geochemických procesech často jdou každý vlastní cestou a dochází k jejich vzájemnému oddělení.

Český masív jako celek je z hlediska obsahu radioaktivních prvků v rámci Evropy nadprůměrný. Vyšší je celkový fón, ale vyskytuje se zde i řada lokálních anomálií. Některé z nich představují rentabilní ložiska, jiné pouze menší zrudnělé zóny, které parametry ložiska nemají.

Intenzivní těžba uranu u nás probíhala na řadě míst po druhé světové válce. Bohužel tento potenciál přírodního bohatství, zkušenosti a tradice nebyly po r. 1989 rozvíjeny. Byl přijat útlumový program a nakonec skončila těžba i v našem posledním dole v Dolní Rožince.

V období 1946 až 1997 se u nás vytěžilo víc jak 100 000 tun uranu. Na tom se jednotlivé těžební oblasti podílely zhruba následovně: Příbram 37,8 %, Dolní Rožínka 17,3 %, Stráž pod Ralskem 14,6 %, Hamr 10,7 %, Zadní Chodov 9,4 %, Jáchymov 6,5 % a Horní Slavkov 2,3 %.

K ukončení těžby nedošlo v důsledku vyčerpání zásob. Pod zemí stále spočívá minimálně stejné množství uranu, jež bylo od druhé světové války vytěženo. Nicméně byl nastolen jiný směr a místo rozvoje průzkumu, těžby a maximálního zpracování bylo toto perspektivní průmyslové odvětví pohřbeno.

Po této odbočce se vraťme k radioaktivitě a produkci radonu, které jsou, nehledě na anomálie, v drtivé většině určovány radioaktivitou hornin, k nimž počítáme i pokryvné zeminy.

Radioaktivita různých druhů hornin je obecně odlišná a můžeme vysledovat určité zákonitosti, nehledě na řadu vybočení, se kterými musíme vždy počítat a každé konkrétní hodnocení opřít o měření, nikoliv o odhad, který by vycházel z těchto zákonitostí nebo dokonce pouze z odečtení z map radonových indexů, které by měly sloužit pouze k regionálním úvahám.

Horniny dělíme na tři velké skupiny, na vyvřelé (magmatické), přeměněné (metamorfované) a usazené (sedimentární), k nimž kromě pevných hornin patří i zeminy nezpevněného pokryvu, jež mají pro například pro stavebnictví dost zásadní význam.

Na usazených horninách a v mocných pokryvných útvarech se obecně vyskytují nižší hodnoty objemové aktivity radonu v půdním vzduchu než v půdách na vyvřelinách a přeměněných horninách. Uvedme si pro ilustraci charakteristiku několika horninových druhů z oblastí, odkud mám dostatek vlastních měření.

Místní pokryvy na křídových sedimentech bývají hodnoty objemové aktivity radonu nižší (zejména na opukách) až střední.

Na svrchně proterozoických sedimentech tvořených převážně břidlicemi, prachovci a drobami je situace proměnlivá. Vliv má mocnost pokryvu, tektonika skalního podloží a další vlivy. Nejčastější jsou střední hodnoty, ale setkáváme se i se zvýšenými.

U cizorodých pokryvů se ve středních Čechách, vyskytují rozsáhlé plochy s pokryvem spraší a sprašových hlín. Charakteristické jsou pro ně střední až zvýšené hodnoty. U vápnitých typů bývají hodnoty obvykle nižší než u nevápnitých.

U vátých písků tvořených převážně křemenem se setkáváme s relativně nízkými hodnotami.

Dost proměnlivá je situace u náplavů řek a terasových uloženin. Relativně nízké hodnoty bývají u málo zahliněných, převážně křemenných písků a štěrkopísků, vyšší u méně vytříděných uloženin s obsahem jemné frakce. Zde jsou typické střední hodnoty, ale narážíme i na zvýšené.

S vysokými hodnotami radonu se setkáváme u vyvřelin, typicky u syenitů a durbachytů. Příkladem může být typ Čertovo břemeno nebo tábořský syenit.

Střední až značně vysoké hodnoty jsou i u žul a granodioritů. I zde jsou, například v rámci petrograficky pestrého středočeského plutonu značné rozdíly. Středními až zvýšenými hodnotami se vyznačuje sázavský a požárský typ. Naopak velmi vysoké hodnoty jsou typické pro typ benešovský, sedlčanský, blatenský, kozárovický nebo vltavský. Opačný charakter, nižší až střední hodnoty zase mívají tělesa bazických gaber, třeba peceradský typ.

Velké plochy zaujímají horniny přeměněné. Zde jsou běžné vyšší hodnoty pro ortoruly (např. blanická ortorula). Plošně daleko větší plochy u nás zaujímají pararuly, migmatitizované pararuly až migmatity. Jsou zde značné rozdíly, od nízké střední úrovně až po vyloženě vysokou. Ty se někdy projevují i v rámci relativně malého území (například Votice a okolí), jinde zaznamenáme rozsáhlejší, poměrně fádňní oblasti. Příkladem může být oblast od Vlašimi k Čechticím s typickou nižší střední úrovní.

V závěru tohoto textu je třeba zopakovat, že základem hodnocení a úvah musí být terénní měření. Aby byla vypovídací hodnota takové šetření solidní, je třeba soubor měření objemové aktivity radonu v půdním vzduchu doplnit dalšími geologickými údaji: zrnitostní analýzou zemin, zda se jedná o místní nebo cizorodý pokryv, o jeho mosnosti a pokud možno o skalním podloží.

Literatura

- Barnet I. (2000): Radonové riziko z geologického podloží,- Sylabus přednášek PřF UK, Praha.
Bouška V. a kol. (1980): Geochemie.- Academia, Praha.
Hála J. (1998): Radioaktivita, ionizující záření, jaderná energie,- Konvoj, Brno.

