

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE

VLIV CHARAKTERISTIK JESKYNNÍHO SEDIMENTU A
DALŠÍCH PARAMETRŮ NA SPRÁVNOST
GAMASPEKTROMETRICKÝCH MĚŘENÍ V JESKYNNÍM
PROSTŘEDÍ

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Petr Dleštík

Environmentální geologie (B12-01)
prezenční studium

Vedoucí práce: RNDr. Petr Sulovský, Ph.D

Olomouc, červen 2011

Prohlašuji, že jsem zadanou bakalářskou práci vypracoval samostatně, pod vedením RNDr. Petra Sulovského, Ph.D, s využitím citovaných zdrojů informací.

podpis:

Chtěl bych poděkovat všem, kteří mi pomohli dokončit mou bakalářskou práci.

Děkuji především mému vedoucímu práce za všestrannou pomoc, rady, připomínky a ochotu při řešení bakalářské práce. Dále bych chtěl poděkovat panu Ing. Ivanu Kašparcovi za pomoc při ověření přesnosti přístroje a několik cenných rad.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Petr Dleštík

Název práce: Vliv charakteristik jeskynního sedimentu a dalších parametrů na správnost gamaspektrometrických měření v jeskynním prostředí

Typ práce: bakalářská

Pracoviště: Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, katedra geologie

Vedoucí práce: RNDr. Petr Sulovský, Ph.D

Rok obhajoby práce: 2011

Abstrakt: Bakalářská práce se zabývá zhodnocením vlivů, které mohou zkreslit hodnoty terénního měření radioaktivity (stanovení K, U, Th) zejména v jeskynním prostředí. Práce obsahuje jednak rešeršní část zabývající se problematikou přirozené radioaktivity a jednak teoretické a praktické zhodnocení nejvýznamnějších vlivů ovlivňující naměřené hodnoty terénní gamaspektrometrií s důrazem na charakteristiky měřeného materiálu (zrnitost a vlhkost) a záření pozadí. Zároveň je v práci ověřeno použití olověného stínění a jeho využití ke zjištění podílu pozadí na celkových detekovaných hodnotách v jeskyních.

Klíčová slova: přirozená radioaktivita, terénní gamaspektrometrie, Sloupsko-šošůvské jeskyně, vliv zrnitosti, vliv vlhkosti, pozadí, olověné stínění

Počet stran: 47

Počet příloh: 0

Jazyk: čeština

Bibliographical identification:

Autor's first name and surname: Petr Dleštík

Title: Effect of cave sediment characteristics and other parameters on the accuracy of gamma spectrometric measurements in the cave environment

Type of thesis: Bachelor

Institution: Palacký University in Olomouc, Faculty of Science, Department of Geology

Supervisor: RNDr. Petr Sulovský, Ph.D

The year of presentation: 2011

Abstrakt: This thesis solves the evaluation of the effects that can distort the value of the field of radioactivity measurements (determination of K, U, Th), especially in the cave environment. The work contains review of literature concerning natural radioactivity, and theoretical and practical assessment of the most important influences affecting the values obtained by field gamma-spectrometry with emphasis on the characteristics of the measured material (grain size and humidity) and background radiation. Furthermore it contains results of measurements performed with lead shielding and considers its use for determination of the proportion of background in the total radioactivity levels measured in the caves.

Keywords: natural radioactivity, field gamma-spectrometer, Sloupsko-šošůvské caves, effect of grain size, effect of humidity, background, lead shielding

Number of pages: 47

Number of appendices: 0

Language: Czech

Obsah

1. Úvod	6
2. Přirozená radioaktivita	7
2.1 Radioaktivní záření	7
2.2 Izotopy	9
2.3 Jednotky a veličiny radioaktivity	11
2.4 Radioaktivita homin	13
2.5 Měření jaderného záření	15
2.6 Tloušťka aktivní vrstvy, absorpce	18
3. Ovlivnění terénních gamaspektrometrických měření	20
3.1 Významné vlivy ryze jeskynního prostředí	20
3.2 Vlivy charakteristik měřeného sedimentu	22
3.3 Instrumentální a metodické chyby	23
3.4 Další známé vlivy	24
4. Jeskynní sedimenty	25
5. Klima v jeskyních	27
6. Zhodnocení vlivů charakteristik měřeného materiálu	29
6.1 Příprava zkoumaného materiálu a metodika	29
6.2 Vliv zrnitosti sedimentu	30
6.3 Vliv vlhkosti sedimentu	32
6.4 Vliv vzdálenosti jeskynní stěny	35
7. Olovo jako stínění	38
7.1 Podíl měřené plochy	38
7.2 Eliminace záření z širšího okolí	41
8. Ověření přesnosti měření terénního gamaspektrometru GRM 260	42
9. Závěry	44
Seznam citované literatury	46

1. Úvod

V četných pracích, zabývajících se terénním gamaspektrometrickým měřením obsahů radionuklidů, naráží autoři na rozpor mezi výsledky terénních (zejména u měření v jeskynním prostředí) a laboratorních gamaspektrometrických stanovení. Cílem mé práce je teoreticky a experimentálně zhodnotit nejvýznamnější vlivy, které mohou zkreslit hodnoty terénního měření radioaktivity (stanovení K, U, Th), především z pohledu vlivu záření jeskynního pozadí a charakteristik měřeného materiálu. Pokusím se objasnit vliv zrnitosti a vlhkosti téhož materiálu na hodnotách registrovaných terénním gamaspektrometrem GRM 260, měřených na drtích antuky a vápence jednotlivých zrnitostních tříd. V rámci práce je i snaha použít olověné stínění jednak pro eliminaci záření z širšího okolí měřeného místa a jednak pro zjištění podílu záření z námi detekované plochy sedimentu a pozadí na celkových hodnotách radioaktivity v jeskynním prostředí.

Porovnávání bylo realizováno nejprve na katedře geologie UP v Olomouci a venku na volném prostranství, při známých charakteristikách měřeného materiálu (drtě se známou zrnitostí, vlhkostí a hmotností), posléze v reálných jeskynních podmínkách Sloupsko-šošůvských jeskyní.

2. Přirozená radioaktivita

Přirozená radioaktivita je základní fyzikální vlastností hornin, podmíněna přítomností přirozených radionuklidů (nestabilních izotopů) v horninách, jejichž jádra se samovolně rozpadají na jiná jádra vlivem vnitřních sil a mechanismů působících v jádře. Při radioaktivní přeměně se uvolňuje na základě zákona akce a reakce teplo, které je zdrojem radiogenního tepla Země (Ullmann 2002, Zimák, Štelcl 2004).

Radioaktivita v životním prostředí je dána přirozenými a umělými zdroji radioaktivního záření. Přirozené zdroje tvoří kosmické záření a radioaktivita hornin, vod a ovzduší, umělý zdroj radiace je například radioaktivní spad.

Jádro atomu je stabilní, pokud se počet neutronů rovná počtu protonů. Taková jádra nazýváme *nuklidy*. V tomto případě jsou protony a neutrony navzájem vázané přitažlivými dostředivými (tzv. jadernými) silami. V případě, kdy se počet protonů a neutronů nerovná, má jádro přebytek energie, odpuzivé elektrostatické síly jsou větší než jaderné síly a rozpadá se. Tuto nestabilitu pozorujeme u jader prvků s hmotnostním číslem větším jak 210. Jádra těchto radionuklidů se samovolně rozpadají na jiná jádra a přebytečná energie se uvolňuje emisí částic (radioaktivita alfa a beta), nebo ve formě elektromagnetických vln (radioaktivita gama), tzv. *radioaktivním zářením*. Přechází tak ze vzbuzeného do energeticky stabilního stavu. Jádro se však může rozpadnout na dceřiné jádro, které taktéž není stabilní a dále se rozpadá až na stabilní; tento děj postupných rozpadů nazýváme *rozpadové řady*.

2.1 Radioaktivní záření

Rozlišujeme tři hlavní druhy radioaktivního záření:

Záření alfa α je tvořeno jádry helia ${}^4\text{He}$ (tedy 2 p+ a 2 n), letícími max. 10 % rychlostí světla. Průchodnost hmotou je silně omezena vzhledem k velkým rozměrům He jader. Doběh alfa částic důležitých radioaktivních prvků je ve vzduchu od 2,6 – 8,6 cm, v kapalinách a tuhých látkách řádově 10^{-3} mm, lze tedy odstínit listem papíru (Matolín 1960). Energie emitovaného záření alfa \propto je tím vyšší, čím je kratší poločas rozpadu daného radionuklidu.

Záření beta β je tvořeno proudem elektronů, jejichž rychlost může dosáhnout téměř rychlosti světla (*Matolín 1960*). Rozlišujeme záření beta-, kdy z mateřského jádra vysokou rychlostí emitován elektron e^- , a záření beta+ - při této jaderné přeměně je jádrem emitována částice pozitron e^+ . Dle *Ullmanna (2002)*, podněty nastávají v kvarkové struktuře nukleonů, kde slabá interakce může způsobovat vzájemné přeměny kvarků a tím i přeměny protonů na neutrony a naopak (zde se vysvětluje přítomnost e^- , a e^+ , které původně v jádrech nejsou). Doběh beta částic je ve vzduchu až několik metrů, v hlinách několik cm (*Matolín 1960*).

Záření gama γ je nejpronikavější, neboť jde o elektromagnetické vlnění, s velkou energií (0,05 – 3 MeV). Šíří se přibližně rychlostí světla. Vzniká při deexcitaci (reorganizaci nukleonů) vzbuzených hladin dceřiného jádra vzniklého po radioaktivní přeměně, jejíž energetický rozdíl se vyzařuje právě pomocí elektromagnetického záření. Z toho vyplývá, že gama záření často doprovází předešlé druhy záření. Doběh záření gama je několik set metrů ve vzduchu a několik decimetrů v hornině (*Matolín 1960*).

Uměle v jaderných reaktorech nebo při jaderné explozi lze vyvolat **neutronové záření**. Neutrony jsou však mimo jádro vysoce nestabilní (jejich poločas rozpadu je 11,7 minut).

Energii záření vyjadřujeme v joulech (J), nebo elektronvoltech (eV), případně v kiloelektronvoltech. $1 \text{ eV} = 1,6021892 \times 10^{-19} \text{ J}$ (*Matolín, Chlupáčová 1997*).

Jednotlivé radionuklidy vyzařují záření konkrétní energie, které jsou pro každý izotop charakteristické.

2.2 Izotopy

Jsou atomy prvků, které mají stejné atomové číslo ale různé množství neutronů (různou hmotnost). V přírodě je známo více než 230 jader radioaktivních atomů (*Matolín 1970*). Izotopy mají stejné chemické, ale různé fyzikální vlastnosti. Liší se také svou stabilitou – poločasem rozpadu.

V zemské kůře je lze podle původu rozdělit na primární, to jsou izotopy z počátku historie Země (byly součástí hmoty, z níž se utvářela Země), a sekundární, které vznikly v průběhu vývoje Země. Nejvýznamnější skupinou sekundární izotopů tzv. radiogenní izotopy, které jsou produktem radioaktivních přeměn nestabilních jader (*Zimák, Štelcl 2004*).

Většina prvků v zemské kůře je směsí několika izotopů. Například izotop ^{39}K tvoří 93,2581 % veškeré hmoty K, ^{40}K 0,0117 % a ^{41}K 6,7302 %. Poměr mezi těmito izotopy draslíku je v různých minerálech a horninách v podstatě stejný, mění se pouze v čase díky radioaktivní přeměně.

Pro přirozenou radioaktivitu hornin jsou nejvýznamnější radionuklidy s poločasy rozpadu souměřitelnými se stářím Země (tabulka 1. - izotopy skupiny II), z nichž však vzhledem k látkovému složení hornin zemské kůry mají zásadní význam pouze izotopy: ^{40}K , ^{235}U , ^{238}U a ^{232}Th (*Zimák, Štelcl 2004*).

Ostatní prvky se na radioaktivitě hornin podílejí hodnotami o 3 až 17 řádů nižšími. Měřená gama aktivita hornin výrazně závisí na přítomnosti radia, avšak při popisech radioaktivity hornin obvykle předkládáme přirozený vztah U – Ra v radioaktivní rovnováze a horniny charakterizujeme koncentrací U (*Matolín 1970*).

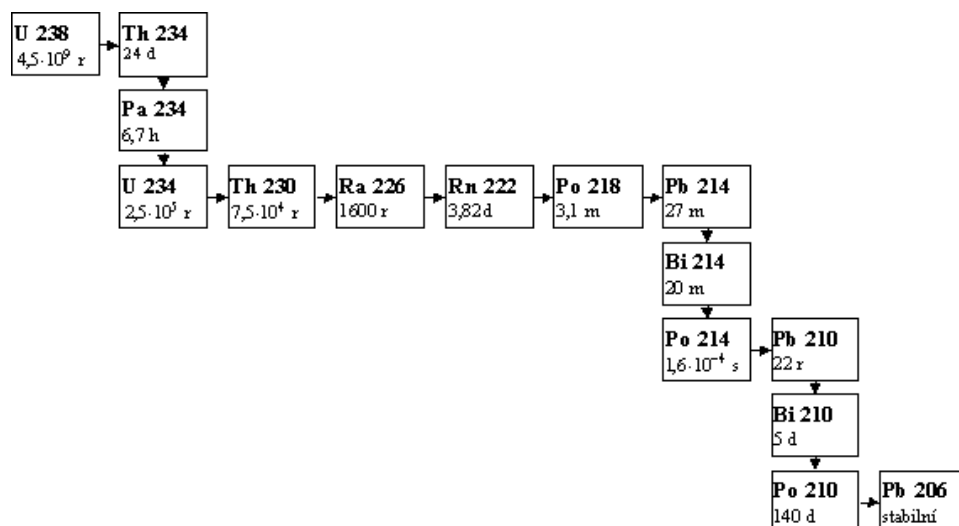
Draslík je v horninách zemské kůry vázán především na draselné živce, biotit, muskovit, sericit, flogopit, illit, foidy, v malém množství je přítomen v plagioklasech (*Zimák, Štelcl 2004*). Průměrná koncentrace v zemské kůře je 2,6 %. Draslík je v horninách značně pohyblivý, takže může obohacovat různé horniny (*Matolín 1970*). Radioaktivní je izotop ^{40}K , tvořící jen 0,0117 % veškeré hmoty K a je zdrojem beta a gama záření. Energie záření gama ^{40}K je 1,46 MeV. 1g přírodního draslíku emituje 3,3 kvant gama za 1 sekundu (*Matolín 1960*).

Uran tvoří samostatné minerály (např. uraninit, coffinit), nebo je jako izomorfní příměs v jiných minerálech (hojně se vyskytuje např. v alanitu, zirkonu, apatitu, titanitu, monazitu a xenotimu), někdy se váže na organickou hmotu. Přírodní uran je tvořen směsí tří izotopů: ^{234}U (tvoří jen 0,005 % veškeré hmoty uranu), ^{235}U (0,720 %) a ^{238}U (99,275 %). Uran a dceřiné produkty jsou v rozpadových řadách zdrojem záření alfa, beta a gama (viz obr. 1 a 2). Koncentrace uranu v zemské kůře se nejčastěji udává $2\text{--}4 \times 10^{-4}$ váhových procent. 1 gram přírodního uranu spolu s produkty přeměny emituje cca 50 000 kvant gama za sekundu (z toho více jak 90 % je generováno rozpadovou řadou ^{238}U) (Matolín 1960).

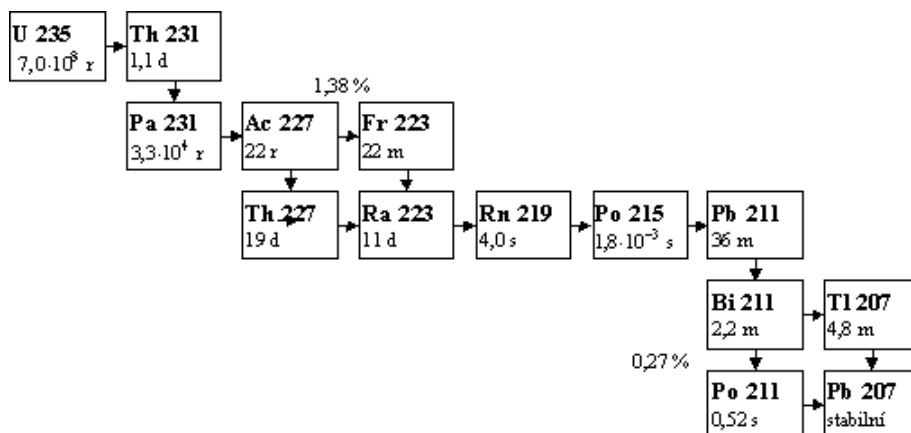
Thorium se v horninách může vyskytovat v podobě samostatných minerálů (thorit, thorianit), nebo může být jako příměs přítomen v minerálech jiných (např. v allanitu, zirkonu, apatitu, titanitu, monazitu a xenotimu, ale také v jílových minerálech). Jelikož jsou thoriové minerály narozdíl od uranu nerozpustné a téměř nevětrají, je jedinou formou pohybu mechanický transport (Matolín 1970). Thorium má šest přírodních izotopů, ale jen ^{232}Th je izotopem s dlouhým poločasem přeměny (Zimák, Štelcl 2004). Členy rozpadové řady jsou zdrojem záření alfa, beta a gama. Koncentrace thoria v zemské kůře se pohybuje kolem $8\text{--}12 \cdot 10^{-4}$ %, 1 gram thoria je spolu s produkty přeměny zdrojem cca 15 000 kvant gama za sekundu (Matolín 1960).

Příklady rozpadových řad:

Obr. 1: Rozpadová řada U^{238}



Obr. 2: Rozpadová řada U^{235}



Posunem ve schématu vpravo je značena alfa přeměna, posunem dolů přeměna beta. Pod názvy izotopů jsou uvedeny poločasy rozpadu ($r = \text{rok}$, $d = \text{den}$, $m = \text{minuta}$, $s = \text{sekunda}$) (Rauner 2011).

2.3 Jednotky a veličiny radioaktivity

Zákon radioaktivního rozpadu se řídí vzorcem: $N_t = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$

N_t – momentální počet atomů radionuklidu, N_0 – počet atomů radionuklidu na počátku,
 λ - rozpadová konstanta (s^{-1}), představuje podíl mezi počtem přeměněných atomů za jednotku času a počtem existujících atomů radionuklidu.

Aktivitu hornin zpravidla vyjadřujeme veličinou hmotnostní aktivita [Bq/kg] (odpovídá aktivitě ekvivalentního množství ^{226}Ra). Vyjadřuje 1 jadernou přeměnu v 1 kg horniny za 1 s.

V případě plošných zdrojů se uvádí plošná aktivita, tj. aktivita vztahovaná na jednotkovou plochu (jednotka Bq/m²) Obdobně u objemových zdrojů (kapaliny, plyny, aerosoly, atd.) se setkáme objemovou aktivitu, jejíž jednotkou je Bq/m³ nebo Bq/l (Štelcl, Zimák 2006).

Počet rozpadů v daném množství radionuklidu v určitém čase označujeme jako aktivita [Bq], která charakterizuje množství radioaktivní látky (čím větší je aktivita dané látky, tím více jader za sekundu se přeměňuje a tím intenzivnější je její záření).

Protože se na úhrnné aktivitě hornin přirozené radioaktivní prvky uplatňují každý různým podílem, provádí se přepoččet stanovených koncentrací U, Th a K na hmotnostní ekvivalent ^{226}Ra , s následujícími přepočtovými koeficienty podle IAEA (2003):

$$1 \% K \text{ v hornině} = 313,00 \text{ Bq.kg}^{-1} \text{ } ^{40}\text{K}$$

$$1 \text{ ppm U v hornině} = 12,35 \text{ Bq.kg}^{-1} \text{ } ^{226}\text{Ra}$$

$$1 \text{ ppm Th v hornině} = 4,06 \text{ Bq.kg}^{-1} \text{ } ^{232}\text{Th}$$

Hmotnostní aktivita se vypočítá pomocí vztahu

$$am = 12,35 U + (1,43 \times 4,06 Th) + (0,077 \times 313 K),$$

Pomocí této veličiny můžeme vyjádřit gama-aktivitu horniny ve sledovaném místě.

(Matolín, Chlupáčová 1997)

Obsahy U a Th jsou udávány v ppm (= part per million); 1 ppm = 1 g/t = 1 mg/kg = 1 x 10⁻⁴ %, obsah K se udává v %.

Poločas rozpadu

Pomocí poločasu rozpadu, což je doba, za niž se rozpadne právě polovina jader určitého izotopu, vyjadřujeme míru stability atomových jader. Je pro každý radionuklid specifický. Podle Zimáka a Štelcla (2004), lze podle poločasu rozpadu přirozené izotopy rozdělit do tří skupin: do skupiny I řadíme izotopy s poločasem přeměny nad 1 x 10¹² roků (s vysokou stabilitou jader), do skupiny II se řadí izotopy s poločasem rozpadu v intervalu 1 x 10⁸ až 1 x 10¹² roků, III. skupinu tvoří izotopy s poločasem přeměny pod 1 x 10⁸ roků. Pro přirozenou radioaktivitu hornin jsou důležité zejména radionuklidy s poločasem přeměny odpovídající stáří Země (tedy izotopy II. skupiny).

Výpočet poločasu rozpadu: $t_{1/2} = \ln 2 / \lambda$ - λ - rozpadová konstanta (s⁻¹)

Za poločas rozpadu (T) bude z výchozího množství radionuklidu 50 %, za 10 T 0,1 % apod.

Tab. 1: Rozdělení izotopů podle poločasu přeměny (T), s důrazem na zájmové izotopy II skupiny - upraveno podle *Polaňski, Smulikovski (1978) a Štelcl, Zimák (2006)*.

	příklady izotopů (T)			
skupina I ($T > 1 \times 10^{12}$ r)	^{204}Pb ($1,4 \times 10^{17}$ r) ^{142}Ce (5×10^{15} r) ^{186}Os (2×10^{15} r) ^{152}Gd ($1,1 \times 10^{14}$ r) ^{148}Sm ($1,2 \times 10^{13}$ r) ^{123}Te ($1,2 \times 10^{13}$ r)			
skupina II ($T = 1 \times 10^8$ až 1×10^{12} r)	izotop	poločas přeměny (roky)	podíl izotopu na složení prvku (%)	průměrný obsah prvku v zemské kůře (ppm)
	^{235}U	$7,02 \times 10^8$	0,720	2,7
	^{40}K	$1,31 \times 10^9$	0,0117	20 900
	^{238}U	$4,51 \times 10^9$	99,275	2,7
	^{232}Th	$1,41 \times 10^{10}$	100	9,6
	^{176}Lu	$2,2 \times 10^{10}$	2,6	0,5
	^{187}Re	$4,3 \times 10^{10}$	62,93	0,001
	^{87}Rb	$5,0 \times 10^{10}$	27,85	90
	^{147}Sm	$1,06 \times 10^{11}$	14,97	6
	^{138}La	$1,1 \times 10^{11}$	0,089	30
	^{190}Pt	7×10^{11}	0,012	0,005
skupina III ($T < 1 \times 10^8$ r)	^{234}U (248 000 r) ^{226}Ra (1620 r) ^{210}Po (138,4 d) ^{222}Rn (3,82 d) ^{223}Fr (22 min) ^{220}Rn (54,5 s)			

2.4 Radioaktivita hornin

Podle *Zimáka, Štelcla (2004)*, závisí přirozená radioaktivita hornin zejména na procesech a podmínkách jejich vzniku. V jednotlivých typech hornin lze pozorovat určité obecné zákonitosti, které však v konkrétních případech nemusí platit.

V případě magmatických hornin obecně platí, že se jejich radioaktivita zvyšuje s rostoucí kyselostí (tj. s rostoucím podílem SiO_2). Vulkanické horniny vykazují obvykle vyšší radioaktivitu než jejich hlubinné ekvivalenty. V případě granitoidních hornin jasných barev (červená, rezavá) často pozorujeme vyšší obsahy radioaktivních minerálů než u tmavých granitoidů (*Matolín 1960*).

Radioaktivita sedimentů závisí na povaze usazovaného materiálu, průběhu diagenetických a dalších procesů, které mohou ovlivnit koncentrace přirozených radioaktivních prvků v jimi postižené hornině. Klastické sedimenty obecně vykazují vyšší radioaktivitu než cementační sedimenty, což nemusí platit v přítomnosti tmelů obsahujícího například vysoký podíl jílovité složky. Klastické sedimenty zpravidla koncentraci radioaktivních prvků ztrácí s rostoucí velikostí klastů. Pelity mají proto obvykle vyšší radioaktivitu než psamity, výjimku mohou tvořit psamity s vyšším podílem těžkých minerálů s obsahem U, Th (např. zirkonu, monazitu, thoriu). Tyto radioaktivní prvky bývají hojně obsaženy v tzv. černých břidlicích, nebo v kaustobiolitech uhelné řady (uhlí, rašelina), které bývají vysoce radioaktivní (*Zimák, Štelcl 2004*). Naopak nejmenší radioaktivitou se vyznačují čisté chemické a organogenní sedimenty (halit, sádrovec, vápenec, dolomit, křemité písky...). Podle *Matolína (1960)*, mají sedimenty hlubokomořské až trojnásobný obsah radioaktivních minerálů než sedimenty kontinentální.

Jeskynní prostředí je tvořeno převážně vápenci, patřícími k nejméně radioaktivním horninám. Lokálně však může v karbonátech endokrasu dojít ke zvýšení obsahu uranu tzv. karstifikací. U jeskynních hlín a fluviálních jeskynních sedimentů můžeme pozorovat vyšší přirozenou radioaktivitu než u krasových karbonátových hornin a speleotém, způsobenou přítomností nekarbonátové složky, u jeskynních hlín i relativně vyšším obsahem radia (*Štelcl, Zimák 2006*).

Radioaktivita púd je podle *Matolína a Chlupáčové (1997)*, dána jednak radioaktivitou podložních, nerozrušených hornin (v jeskynních tedy i materiálem stěn), a podmínkami a procesy zvětrávání, při nichž se zvětšuje pórovitost hornin a tím jejich propustnost pro vodní roztoky, které mohou transportem rozpuštěných látek ovlivnit obsah radioaktivních prvků v horninách. Obecně platí, že púdy a zvětralé vrstvy mají obsahy K, U a Th menší než nerozrušená matečná homina.

Radioaktivita metamorfítů je značně proměnlivá. Závisí na složení protolitu, avšak může být výrazně ovlivněna pohybem radioaktivních prvků během metamorfických procesů.

Tab. 2: Průměrné obsahy K, U, Th ve vybraných typech hornin, převzato a upraveno z práce *Matolína a Chlupáčové (1997)*

Hornina	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
Granity	3,7	5,4	24,6
Syenity	4,8	8,6	27,8
Gabra	0,6	0,6	3,1
Pískovce	0,8	2,0	5,5
Droby	1,3	2,0	6,9
Jíl. břidlice	2,3	3,4	11,5
Vápence	0,7	2,5	2,0
Fylity, svory	2,9	3,0	12,9
Ruly	3,1	4,1	12,5
Mramory	0,2	1,1	2,2
Dolomity	0,4	3,7	2,8

2.5 Měření jaderného záření

Měření radioaktivity hornin bývá při polních i laboratorních výzkumech nejčastěji založeno na detekci gama záření, které má největší prostupnost hmotou a charakterizuje tak největší objem měřeného objektu (*Matolín 1970*).

K měření jaderného záření se používají radiometrické přístroje, jejichž podstatou jsou detektory, přeměňující energii záření na elektrické veličiny.

Detektory

Ionizační detektory fungují na principu ionizačních vlastností jaderného záření, které při dopadu na kondenzátor ionizuje plyn a vzniká zde tak ionizační proud v obvodu.

Nejčastěji používané detektory podle *Mareše et al. (1979)*:

Geiger-Müllerova počítací trubice (GM)

Celý systém je zde uzavřený a naplněný plynem, který ionizuje. Využívá růstu ionizace v elektrickém poli mezi katodou a anodou. Mezi elektrodami protéká proud, který se projeví jako napěťový impuls.

Scintilační počítač

Záření vniká do scintilačního krystalu, zde se absorbuje a část jeho energie se přemění na záblesk (scintilaci) viditelného světla. Scintilační krystal je spojen s fotonásobičem, který převádí světlo na elektrický signál. Tento impuls se vede přes kondenzátor na zesilovač a další elektronické obvody ke zpracování. Amplitudy výstupů jsou úměrné energii detekovaných částic.

Pro detekci α záření používáme jako scintilační látku ZnS aktivovanou (Ag), pro β záření je nejvhodnější CsI (Tl) a pro γ částice se používají krystaly NaI (Tl).

Radiometrické přístroje

Nejvýznamnějšími radiometrickými přístroji jsou spektrometry, můžeme jimi detekovat záření alfa, beta a gama na základě přímé úměry amplitudy impulsu na výstupu daného detektoru a energie detekovaného záření (Mareš *et al.* 1979).

Podle zpracování impulsů z detektoru rozlišujeme gamaspektrometry "integrální" nebo "diferenciální" - viz např: *IAEA (2003)*. Integrální gamaspektrometry registrují pouze impulsy s amplitudou větší než určitý práh diskriminace. Změnou této prahové hodnoty můžeme určovat jednotlivé radionuklidy. Měří počet impulsů za určitý čas, což je úměrné aktivitě měřeného vzorku. Diferenciální gamaspektrometry zaznamenávají impulsy, jejichž amplitudy spadají do daného intervalu (tzv. kanál nebo okno), odpovídající spektru energie gama záření. Jako výstup dostaneme křivku - scintilační spektrum, na jehož základě jsou určovány koncentrace K, U a Th. Tato vyhodnocení jsou založena na specifické energii záření gama jednotlivých radionuklidů.

Jak uvádí *Mareš et al. (1979)*, při průzkumu gama sledujeme:

úhrnnou aktivitu γ , měříme ji pomocí GM nebo scintilačního počítače.

Nerozlišuje se energie detekovaného záření, ale radioaktivitu hodnotíme kvantitativně registrací všech kvant o energii vyšší než je diskriminační úroveň radiometru. Měří se četnost impulsů / s.

gamaspetrometrická stanovení, měříme gamaspetrometry, stanovujeme obsahy K, U a Th. K samotné detekci se však používá produktů jejich rozpadu, které emitují mnohonásobně vyšší množství energie a proto jsou k detekci vhodnější

- na základě ^{40}K je vyčíslena koncentrace draslíku v hornině (v hmot. % K), s E 1,46 MeV,
- na základě ^{214}Bi je nepřímou stanovena koncentrace uranu (ppm eU), s E 1,76 MeV
- na základě ^{208}Tl je nepřímou stanovena koncentrace thoria (ppm eTh), s E 2,615 MeV.

Obr. 3: Terénní gamaspetrometr GRM 260



(<http://vtpup.cz/vyzkum-mereni-analyzy/pristroje-na-up.>)

2.6 Tloušťka aktivní vrstvy, absorpce

Podle Štelcla a Zimáka (2006), však detektor nedetekuje všechno emitované gama záření, ale jen to, co přímo směřuje ke scintilačnímu krystalu a to ještě za podmínky, že při “cestě“ k detektoru nebude absorbováno horninou, kterou prochází. Pro tuto skutečnost je dobré zmínit, z jaké hloubky pochází detekované záření, tedy tzv. aktivní vrstvu.

Konečná energie emitovaného gama záření, registrovaného detektorem, závisí tedy jednak na již zmíněných faktorech, ale i na vlastnostech a množství materiálu mezi zdrojem a detektorem.

Emitované fotony gama záření procházející horninou, či jinou látkou, ztrácí energii prostřednictvím po sobě jdoucích interakčních jevů (převážně Comptonova jevu), až nakonec jsou fotony záření gama s výsledným minimem energie pohlcovány pomocí fotoelektrického jevu (IAEA 2003).

Při průchodu záření gama látkou nastávají 3 základní interakce:

- fotoelektrický jev - v důsledku absorpce elektromagnetického záření látkou jsou emitovány elektrony, tzv. fotoelektrony,

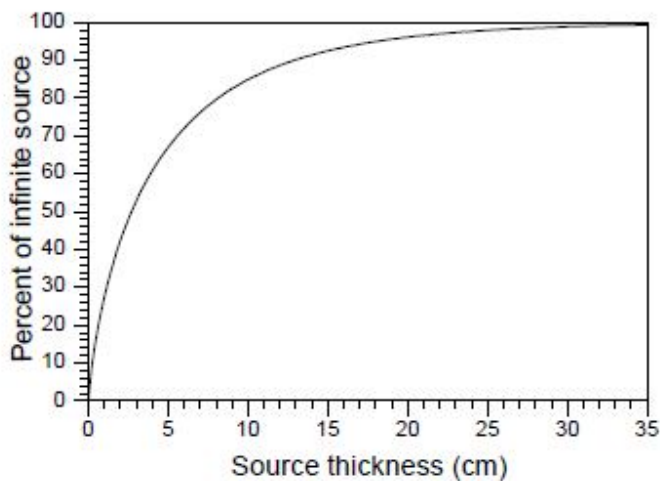
- tvorba elektron-pozitronového páru - foton je pohlcen jádrem, přičemž je vyzářen pozitron, ten se srazí s libovolným elektronem a vzniknou dva fotony,

- Comptonův jev - pružná interakce gama kvant s vyraženým elektronem atomu, oba jsou vychýleny o určitý úhel. Právě tato interakce má stěžejní význam při energiích záření přirozených radioaktivních prvků.

Zmenšení intenzity svazku monoenergetických fotonů γ při průchodu absorbátorem se řídí vzorcem: $I = I_0 e^{-\mu l}$

kde: I – intenzita svazku paprsků gama, které prošly 1 cm absorbátorem, I_0 – intenzita svazku fotonů gama dopadajících na absorbátor, μ – absorpční koeficient (Bělousová, Štukkenberg 1963).

Tloušťka aktivní vrstvy se v závislosti na hustotě materiálu a energii záření mění:



Obr. 4: Graf závislosti tloušťky zdroje záření na množství záření proniklého na povrch - pro záření gama Tl - energie 2,62 MeV. (zdroj - hustota 2,2 g/cm³ a $\mu = 0.0871 \text{ cm}^{-1}$)

Podle grafu na obr. 4 z práce *IAEA (2003)*, lze vyčíst, že více než 98 % záření pochází z vrstvy horniny o tloušťce 35 cm. Tloušťka a objem aktivní vrstvy závisí jednak na hustotě horniny, od níž se odvíjí schopnost pohlcovat gama záření – pro horniny s vyšší hustotou bude tento objem menší, jednak na energii emitovaného záření - pro energie ²¹⁴Bi a ⁴⁰K bude tloušťka pro tento zdroj menší.

Zimák, Štelcl (2004) uvádí aktivní vrstvu pro granit (o průměrné hustotě 2,75 g/cm³) - podle nich pochází většina detekovaných kvant gama z objemu horniny o tvaru mísy o průměru 2 m, 60 % gama záření však jen o průměru kolem 60 cm a tloušťky kolem 15 cm.

3. Ovlivnění terénních gamaspektrometrických měření

Gamaspektrometrické měření obsahů přirozených radionuklidů může být prováděno na místě výskytu sledované horniny pomocí terénní gamaspektrometrie, nebo odebráním vzorků a laboratorním gamaspektrometrickým stanovením. Nelze očekávat shodu ve výsledcích měření, neboť při terénním měření detekujeme celkové hodnoty gama záření, skládající se z několika složek. Kromě vlastní radioaktivity hornin, která odráží množství radioaktivních prvků v hornině, registrujeme množství vlivů ovlivňující stanovované obsahy prvků. Naproti tomu laboratorní gamaspektrometrické stanovení je zkoumáno na základě malého objemu vzorku, který svým gama zářením neodpovídá téměř množství vzorku ve velkém objemu horniny v terénu.

Nejzásadnější složky a vlivy působící na jeskynní měření jsou teoreticky, některé i prakticky řešeny v této práci.

3.1 Významné vlivy ryze jeskynního prostředí

Z výsledků různých měření radioaktivity jsou nejvýznamnějšími zkrslujícími faktory emanace a záření okolních hornin v jeskyni.

Emanacemi nazýváme izotopy radonu, vznikající v rozpadových řadách U a Th jako produkty rozpadu ^{226}Ra . Podle *Matolína (1960)* jsou to:

222 radon s $T = 3,825$ dne, z rozp. řady ^{238}U ,

220 thoron s $T = 54,5$ sek, z rozp. řady ^{232}Th a

219 aktinon s $T = 3,92$ sek, z rozp. řady ^{235}U

Izotopy ^{220}Rn a ^{219}Rn mají velmi krátké poločasy rozpadu a proto se přemění přímo v hornině, kde zůstanou i další dceřiné produkty. Avšak ^{222}Rn díky svému dostatečně velkému poločasu přeměny může se svými produkty pronikat až do atmosféry, příp. speleoatmosféry a ve velkých koncentracích tvoří radioaktivní složku půdního vzduchu. Často se váže na prachové částice a aerosoly, které se zachycují na stěnách jeskyní a mohou tak značně ovlivňovat výsledky gamaspektrometrických měření vyššími hodnotami U a Th.

Doběh jeho gama záření v pevných látkách je jen několik desítek nanometrů, v horninovém prostředí se pohybuje póry difuzí a konvekčním prouděním. Rychlost šíření difuzí v píscích je podle *Matolína (1960)* kolem 0,05 a ve vzduchu 0,1 cm/s. Emanční schopnost je přímo úměrně závislá na zrnitosti a kompaktnosti horniny (př: tektonické poruchy) a hustotě hornin.

Průměrné hodnoty koncentrace ^{222}Rn v ovzduší v Javoříčských jeskyních se dle *Štelcla et al. (1998)*, v závislosti na vnější teplotě vzduchu pohybují v rozmezí 250 – 7300 Bq/m³, průměrně kolem 2600 Bq/m³. Pro srovnání, *UNSCEAR (1988)* uvádí koncentrace ^{222}Rn ve venkovním prostředí na úrovni terénu kolem 5 Bq/m³, a v půdě (o porozitě 20 %) průměrně 25 Bq/kg.

Rozhodujícím faktorem variability koncentrace radonu je hodnota vnější teploty vzduchu a s tím související proudění vzduchu do jeskyně (viz kap. 5), dále s tím související vlhkost vzduchu a změny barometrického tlaku. Vtéká-li do jeskyně méně aktivní okolní vzduch, ředěním aktivitu snižuje (*Štelcl et al. 1998*).

Zkreslení výsledků spočívá jednak v příspěvku záření samotného radonu a jeho produktů, ale i ve faktu, že obsahy uranu jsou stanovovány nepřímo prostřednictvím ^{214}Bi a ^{208}Tl , ležícími v rozpadové řadě až za radonem. Posun k vyšším hodnotám je výraznější v případě U než Th (*Štelcl, Zimák 2006*).

Pozn: *Štelcl a Zimák (2006)* dokonce zkoušeli eliminovat vliv dceřiných izotopů radonu vázaných na prachové částice usazené na stěnách jeskynních chodeb mechanicky (očištěním kartáčem) a ostříkáním vodou. Tento experiment však ve Sloupsko-šošůvských jeskyních nezdařil, neboť tyto devonské vápence údajně vykazují příliš nízké hodnoty eU.

Záření okolních hornin v jeskyni

V jeskynních prostorách záření na scintilační krystal nedopadá jen z měřeného objemu horniny, ale ze všech stran okolní horniny (významnost tohoto vlivu je řešena v kap. 7.1). Pokus o omezení této složky celkového záření gama z tzv. pozadí byl realizován pomocí olověného stínění.

3.2 Vlivy charakteristik měřeného sedimentu

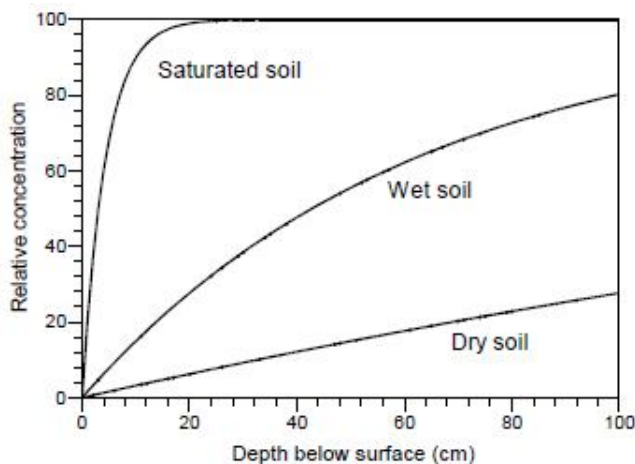
Vliv zrnitosti

Dle obecných předpokladů viz např: Štelcl, Zimák (2006) se v případě klastických sedimentů koncentrace radioaktivních prvků zpravidla zvyšuje s klesající velikostí klastů.

Práce Krajsové (2007), tento fakt v případě obsahu uranu a thoria potvrzuje, avšak dodává, že nejvyšší hodnoty draslíku jsou naopak v sedimentech s převahou štěrkové frakce.

Sizoo a Hoogteijling (1948), se domnívají, že vyšší radioaktivita materiálu s vyšším podílem jílové frakce je dána větším specifickým povrchem minerálních částí a přednostním výskytem radioaktivních minerálů (hlavně zirkon) v menších zrnitostních frakcích.

Vlhkost sedimentu může být taktéž významným zdrojem chyb při gamaspektrometrickém mapování. Zvodnění sedimentu zpravidla snižuje měřené obsahy K, Th, gama aktivita Rn se podstatně nemění kompenzací snížené hodnoty emanování (Mareš et al. 1979). Zvýšení půdní vlhkosti o 10 % může snížit naměřenou hodnotu o stejné procento. Na obrázku 5 vidíme, že radonu uniká výrazně více volně ze suché půdy než z mokré půdy.



Obr. 5: Vliv půdní vlhkosti na objemové aktivity radonu s hloubkou (IAEA 2003)

V karbonátech se mohou vyskytovat oblasti se zvýšenou koncentrací radia, vázaného adsorpcí v pórech či trhlinách obsahující vodu. Protékající voda může lokálně nahromadit radium na stěnách puklin, kudy protéká (Bělousová, Štukkenberg 1963).

Geometrie měřené plochy

Přenosné terénní gamaspektrometry jsou kalibrovány pro 2π geometrie povrchu, což představuje rovný povrch. V místech, kde měřený povrch není rovný, bude stanovení koncentrace stanovovaných prvků s chybou.

V extrémním případě mohou být měřené obsahy K, U a Th, dle *Mussetta a Khana (2000)* až dvojnásobně zvýšeny při detekci na stěnách puklin (jamkách) než na plochých stěnách. Je to dáno zvětšením prostorového úhlu záření.

Jsou-li výsledky hodnot K, U a Th poznamenány vlivem geometrie horniny, uvádíme raději výsledky poměrem Th / U, neboť na poměr K : U : Th nemá geometrie vliv (*Štelcl, Zimák 2006*).

3.3 Instrumentální a metodické chyby

Některé chyby mohou být způsobeny na základě nedokonalostí přístrojů, nahodilými a systematickými chybami. Jak uvádí *Mareš et al. (1979)*, nahodilé chyby jsou způsobeny statistickým charakterem radioaktivního rozpadu, neboť při dlouhém poločasu rozpadu se ve stejných časových intervalech nerozpadá vždy stejný počet atomů. Odchytky od střední hodnoty nazýváme fluktuace.

K chybám systematickým řadíme chybu z mrtvé doby radiometru. Jelikož detekce a registrace každé částice trvá určitou dobu, po kterou přístroj nereaguje na další částice, proto nemusí být některé částice dopadlé na detektor registrovány. Systematickou chybu může způsobit rovněž nesprávné cejchování přístroje (viz kapitola 8).

Další, taktéž konstrukční chybou je vlastní pozadí radiometru, neboť každý radiometr sám o sobě vykazuje jistý počet impulzů, způsobených radioaktivními prvky v materiálu radiometru, podle *Pöschla (1996)* i termální emisí elektronů, šumem zesilovačů, apod. Tato hodnota však nepřevyšuje 3 $\mu\text{r/hod}$ (*Mareš et al. 1979*).

Větší přesnost měření a minimalizaci těchto nepříznivých vlivů dosáhneme dostatečně velkým časovým intervalem měření. Tyto chyby lze stanovit a odečíst matematickou cestou.

Vzdálenost detektoru od měřené plochy

Detektor by měl být položen přímo na měřeném povrchu, nebo být v nízké, ale konstantní výšce. Pokud se vzdálenost detektoru zvýší, parametry (jako hloubka a poloměr) detekovaného objemu horniny se rychle zvyšují, detekujeme tedy záření z většího prostoru.

3.4 Další známé vlivy

Prakticky stálou hodnotou přirozeného pozadí je kosmické záření, tvořené proudem částic velkých energií (řádově $3 - 15 \cdot 10^9$ eV), které dopadají na zem z kosmického prostoru. Rozlišujeme tvrdou složku (tvořena mesony) o velké průchodnosti (nacházíme ji v podzemí i v hloubkách několika kilometrů), a měkkou složku (tvořena elektrony, pozitrony a gama kvanty), která je absorbována 10 cm vrstvou olova (*Bělousová, Štukkenberg 1963*).

Dle *Matolína (1960)*, roste účinek kosmického záření s nadmořskou výškou, na úrovni moře je intenzita přibližně 3 μ r/hod (mikrorentgen) a roste s výškou o 1,5 μ r/hod na 1 km.

Zkoušky atomových bomb, prováděných od roku 1945, vedly k zanesení umělých radionuklidů do životního prostředí. Jak uvádí např. *IAEA (2003)*, nejdéle žijící radionuklid nukleárního spadu je ^{137}Cs s poločasem rozpadu 30 let, který má maximální koncentrace na severní polokouli mezi 40-50 stupni zeměpisné šířky a střední povrchovou aktivitu až 2,9 kBq/m². Izotopy nukleárního spadu jsou obecně přítomny v 10 - 15 cm vrstvě zemského povrchu.

Tyto vlivy (kosmické záření, nukleární spad) však ovlivňují pouze hodnoty celkové gama aktivity a ne stanovení K, eU a eTh.

Dešťové srážky mohou mít značný vliv na naměřené obsahy uranu, neboť dceřinné izotopy radonu se ve vzduchu poutají na prachové částice, které déšť může srážet a ukládat na povrchu. Ty mohou dočasně několikrát zvýšit hodnoty radioaktivity povrchového měření. Proto nesmí být gama průzkum prováděn během srážek nebo krátce (asi 3h) poté (*IAEA 2003*).

Tento jev však nemá větší přímý vliv na horniny jeskynního prostředí, snad jen s výjimkou vstupních otvorů.

4. Jeskynní sedimenty

Jeskynní sedimenty vznikají podobným způsobem jako sedimenty v nekrasových oblastech, avšak jsou specifické tím, že jejich uložení probíhá pod zemským povrchem, kde k charakteristickým vlastnostem patří jen nepatrné působení eroze a intenzivní koroze.

Rozlišujeme sedimenty alochtonní, které byly do jeskyně sekundárně dopraveny, a výplně autochtonní, vzniklé v jeskynních prostorách. Podle polohy rozlišujeme sedimenty vstupní facie – s převahou povrchového materiálu, zejména svahové sedimenty, spraše a tzv. pěnicev (sintr tvořený inkrustacemi CaCO_3 , vyloučených na stélkách mechorostů, lišejníků a řas). Tyto sedimenty bývají ovlivňovány vnějšími klimatickými činiteli. Dále vydělujeme sedimenty vnitrojeskynní facie, které je možné dělit jeskynní sedimenty na klastické, chemogenní a biogenní (*Příbyl et al. 1992*).

Chemogenní sedimenty jsou tvořeny usazením vápence, vylučujícího se z prosakujících se povrchových vod s rozpuštěným uhličitánem vápenatým. Z nich se vylučuje oxid uhličitý a vzniká nerozpustný uhličitán. Shluky takto sraženého vápence označujeme jako sintry, tvořící krápníky a další sintrové tvary (*Příbyl et al. 1992*).

Biogenní sedimenty lokálně tvoří netopýří guáno a fosfátové hlíny.

Klastické sedimenty dělíme na fluviální, jezerní, infiltrační, svahové a eolické. Jejich názvosloví podle podílu jednotlivých zrnitostních frakcí vyplývá z klasifikačního diagramu na obr. 6.

Fluviální jsou nejhojnější alochtonní sedimenty, jsou to převážně periodické naplaveniny vodních toků (povodně) a je pro ně charakteristická přítomnost všech zrnitostních frakcí, s převahou štěrků. Dle *Štecla a Zimáka (2006)* se v takto usazených sedimentech často střídají zrnitostně i látkovým složením odlišné vrstvy a patří s výrazně odlišnou přirozenou radioaktivitou v závislosti na jejich složení. Podobný problém je i v případě podlahových sintrů, v nichž se střídají partie s převahou vápenců se sedimenty fluviálními nebo jeskynními hlínami, obvykle vykazující vysokou radioaktivitu. Jeskynní hlínou rozumíme rezidua (nerozpustný zbytek krasových hornin) a jemnozrné nezpevněné klastické sedimenty o velikosti zrn pod 2 mm, které často nacházíme v jeskynních dutinách.

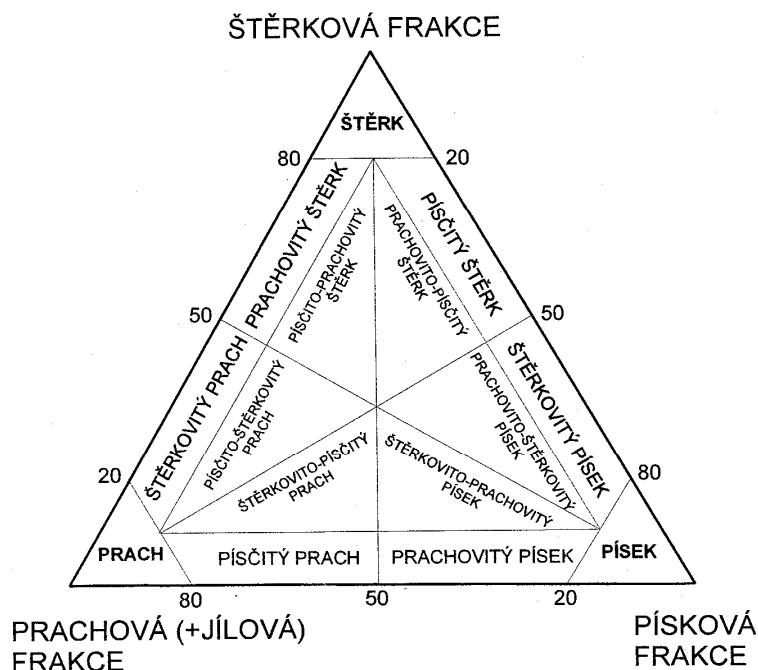
Stupeň zaoblení jeskynních fluviálních valounů je podle *Růžičkové et al. (2003)* větší a tvar protáhlejší než v korytě povrchového toku, díky kolizí klastů se stěnami chodeb a většímu hydrodynamickému potenciálu vody podzemního toku. Uložené valouny se většinou navzájem dotýkají, mezery bývají vyplněny písčitou nebo prachovitou frakcí.

Jezerní sedimenty vznikají usazováním převážně jílové a prachové frakce ve stojaté vodě, které bývají přineseny z povrchu vodními toky neb srážkovými vodami. Jezerní sedimenty ukládané během povodní, mívají charakter rytmitů (*Růžičková et al. 2003*).

Infiltrační jeskynní sedimenty vznikají vertikální redepozicí povrchového, převážně jemnozrnného materiálu periodicky srážkovou vodou, pronikající po puklinách do jeskynních systémů. Nejčastěji bývají nejmladší výplně a jsou tvořeny jílovitým prachem a jemnozrnným pískem (*Růžičková et al. 2003*).

Svahové sedimenty bývají autochtonní, nejčastěji představují tzv. skalní opad, tvořený ostrohrannými kameny a bloky, v extrémních případech zřícené jeskynní stropy.

Eolické sedimenty jsou alochtonní, tvoří je spraše.

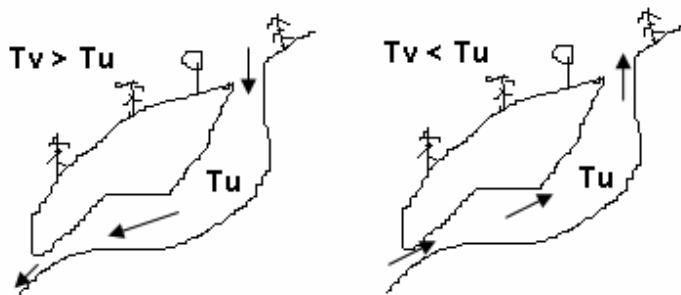


Obr. 6: Klasifikační diagram nezpevněných klastických sedimentů dle zastoupení frakcí (*Konta 1969*).

5. Klima v jeskyních

Pro některá ovlivnění gamaspektrometrických měření v jeskyních (zejména pro vliv emanací) je důležitým faktorem teplota a vlhkost vně a uvnitř jeskyně. Závislostí teploty na vlhkosti a tlaku se v idealizovaných modelech zabýval např. *Jančařík (1992)*. Rozlišuje proto jeskyně na dynamické (mají dva nebo více vchodů v různé nadmořské výšce) a jeskyně statické (jeden nebo více vchodů s nepatrnými rozdíly v nadmořské výšce).

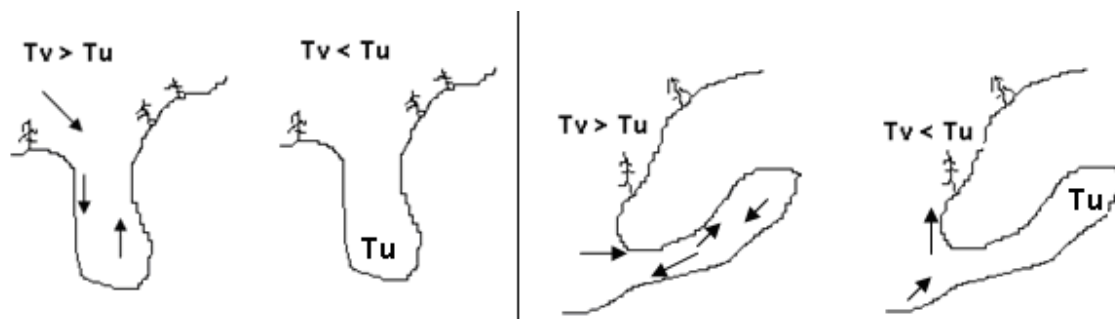
Pro jeskyně dynamické je typické, že v letním období, kdy je vzduch v jeskyni chladnější než v okolí, má větší specifickou hmotnost a klesá od vrchního vchodu ke spodnímu (obr. 7). Vzduch, který je vrchním vchodem nasáván se ochlazuje, což má za následek zvyšování relativní vlhkosti vzduchu až kondenzaci vodních par v jeskynním prostředí. V zimním období se směr proudění jeskynního vzduchu otočí, je nasáván spodním vchodem, při čemž se v jeskyni ohřívá a relativní vlhkost klesá.



Obr. 7: Nákresy dynamické jeskyně s prouděním vzduchu. T_v – teplota vně jeskyně, T_u – teplota uvnitř jeskyně. Podle *Jančaříka (1992)*.

U jeskyní statických je nutno rozlišovat, zda jeskynní prostor leží nad, nebo pod úrovní vchodu. Leží-li převážná část jeskyně pod úrovní vchodu, (tzv. chladná statická jeskyně – obr. 8a) tak v zimním období je do jeskyně nasáván chladný vzduch a teplý (ohřátý jeskyní) stoupá z jeskyně ven. V letním období (okolní teplota je vyšší než jeskynní) proudění ustává a v jeskyni se drží chladnější vzduch. Leží-li převážná část jeskyně nad úrovní vchodu, označujeme ji jako teplá statická jeskyně. Zde platí opačný

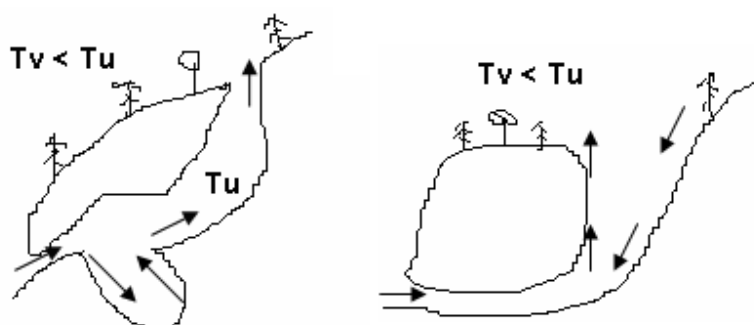
klimatický režim – v letním období vytéká chladný vzduch a nasáván je teplý, v zimním období cirkulace stagnuje (obr. 8b).



Obr. 8a,b: Nákrasy chladné

a teplé statické jeskyně. Podle Jančaríka (1992).

V reálných podmínkách však nacházíme složitější systémy s povahou statických i dynamických jeskyní, proto musíme řešit klimatický režim v jednotlivých částech samostatně (obr. 9).



Obr. 9: Příklady smíšeného statického a dynamického režimu. Podle Jančaríka (1992).

Autor zmiňuje jako další vliv i vnější tlak vzduchu, je-li vnější tlak vyšší než jeskynní, dochází k zatlačování vzduchu do jeskyně a naopak.

Jeskyně v našich podmínkách (Moravský kras) jsou charakterické stabilní teplotou (6 – 8 °C) a vysokou relativní vlhkostí (95 – 100 %).

6. Zhodnocení vlivů charakteristik měřeného materiálu

6.1 Příprava zkoumaného materiálu a metodika

V rámci této práce jsem se zabýval zhodnocením vlivů charakteristik měřeného materiálu působící na výsledky terénních měření radioaktivity převážně experimentální cestou. Byly stanovovány vlivy zrnitosti a vlhkosti téhož sedimentu, měřených na antuce a vápenci, ve dvou různých pozadřových prostorech - ve sklepě fakulty UPOL a venku na volném prostranství.

V této části práce jsem nepracoval přímo s reálnými sedimenty, které mají rozmanité petrografické složení, ale s umělými drtěmi, u kterých se předpokládá ve všech zrnitostních třídách stejné složení. Neřeším tedy obsahy méně, či více radioaktivních minerálů v jednotlivých frakcích, ale pouze vztah velikostí klastů a s tím spojenými vlastnostmi materiálu (pórovitost, měrná hmotnost) na celkovou emisi záření gama téže vzorků ze stejného objemu.

Nejprve bylo potřeba obstarat materiál, aby při stejném petrografickém složení a dostatečně velkém objemu obsahoval jednotlivé stanovené rozmezí velikostí frakcí. S ohledem na možnosti byla vybrána antuka, od firmy CIVAS - CP 05, CS 1 a CN 4, lišící se svými intervaly velikosti zrn.

Sítováním přes síta s velikostí ok 4, 2, 0,5 mm, byla antuka rozdělena na zrnitostní třídy v rozmezí 4 – 2 mm, 2 – 0,5 mm, pod 0,5 mm, každá a objemu cca 31 dm³ (obr. 10). Třídy se však liší svou objemovou hmotností – při stejném objemu (31 dm³) váží zrnitostní třída pod 0,5 mm cca 35 kg, 4 – 2 mm kolem 31 kg.

Obr. 10: Zrnitostní třídy u antuky:



Vápenec byl zakoupen v podobě drti o velikosti 1 – 3 cm a 4 – 2 mm o objemech opět 30dm³, přebytek byl planetovým mlýnkem rozdrčen na frakci pod 0,5 mm o objemu asi 20 cm³.

Měřicí nádoba (kvádrového tvaru, o objemu právě 31 dm³) byla postupně po okraj plněna antukou nebo vápencem o určitých parametrech, na měřený materiál byl položen terénní gamaspektrometr GRM 260. Doba měření byla 200 sekund, měření bylo opakováno 4x; v této práci uvádím průměry z naměřených hodnot.

Pro zaručení stejné hodnoty pozadí v rámci série měření určitého faktoru, probíhaly měření v rámci jednoho dne, tudíž hodnoty pozadí nemají na poměr výsledných hodnot vliv.

Pro zkoumání vlivu zrnitosti byly v měřicí nádobě postupně měřeny již zmiňované zrnitostní třídy, pro potřeby stanovení vlivu vlhkosti (obsahu vody / objem nádoby) byl materiál postupně od spodu vlhčen konvičkou a zasypáván tak, aby ve všech partiích nádoby měl materiál stejnou vlhkost. Maximální vlhkosti (10 / 11 l) představují vyplnění pórů vodou v celém objemu.

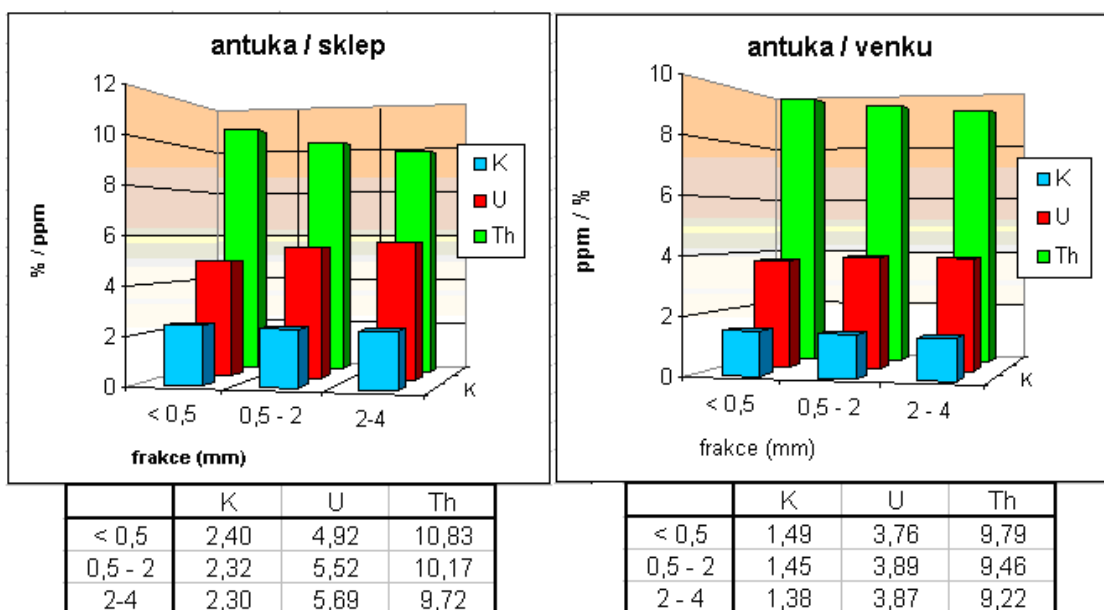
Zmíněné materiály byly úspěšně podrobeny měření laboratorním gamaspektrometrem GS 320 pro ověření, zda se ve všech zrnitostních třídách obsahy K, U a Th rovnají.

Naměřené dílčí výsledky byly prověřeny statistickými metodami (dvouvýběrový F-test pro rozptyl, dvouvýběrový t-test s rovností a nerovností rozptylů) pro potvrzení či nepotvrzení významnosti rozdílů u srovnávaných hodnot při hladině významnosti 90 %.

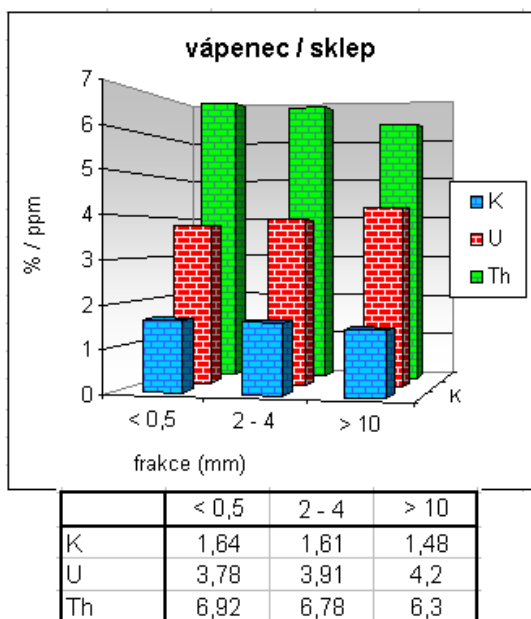
6.2 Vliv zrnitosti sedimentu

V případě mnou zkoumaných umělých drtí jsem se pokusil objasnit vliv velikostí zrn a s tím spojenými vlastnostmi materiálu (objemová hmotnost, pórovitost) na celkovou emisi záření gama téže vzorků ze stejného objemu. Získané výsledky jsou shrnuty v grafech a tabulkách na obr. 11 a 12.

Obr. 11 : Výsledky měření vlivu zrnitosti na antuce ve sklepě a ve venkovních prostorách



Obr. 12: Výsledky měření vlivu zrnitosti na drti vápence ve sklepě.



Na základě různých měření k objasnění vlivu zrnitosti téhož sedimentu na naměřené hodnoty radioaktivity se zdá, že hodnoty K a Th se zvětšující se zrnitostí klesají, naopak obsah U zdánlivě roste. Stoupající hodnoty obsahu U ve hrubších frakcích se dají (za

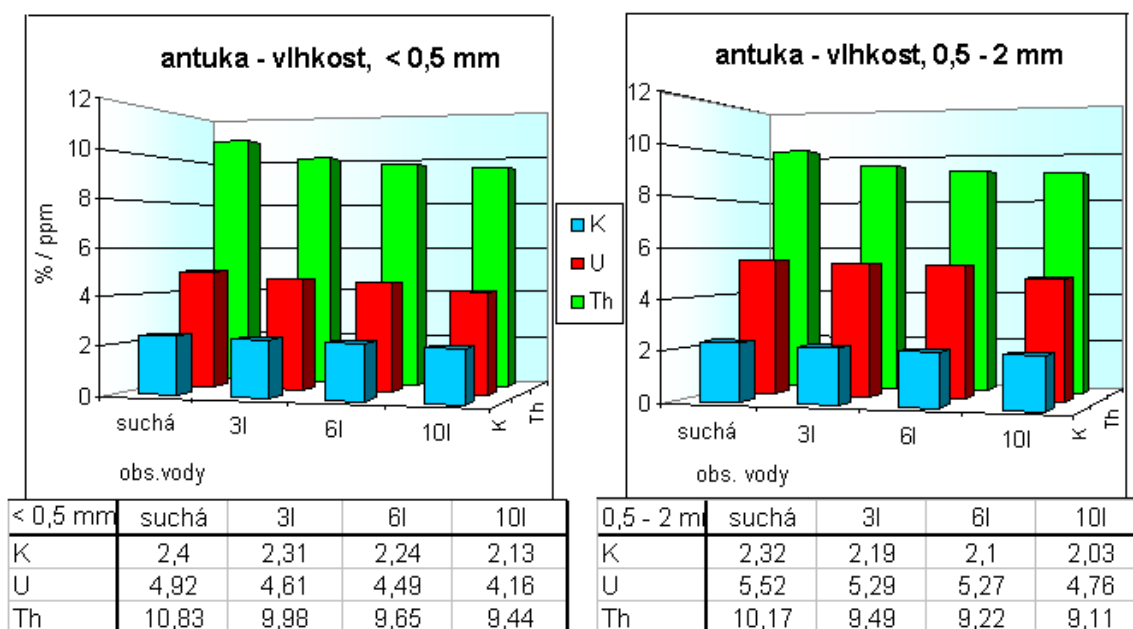
předpokladu, že byly laboratorním měřením potvrzeny obsahy U stejné ve všech frakcích) vysvětlit zvýšenou mírou emanování. Nižší hodnoty K a Th s rostoucí velikostí zrn si vysvětlují menší hmotností hrubozrnnější zrnitostní třídy při stejném objemu (přibližně o 8 %).

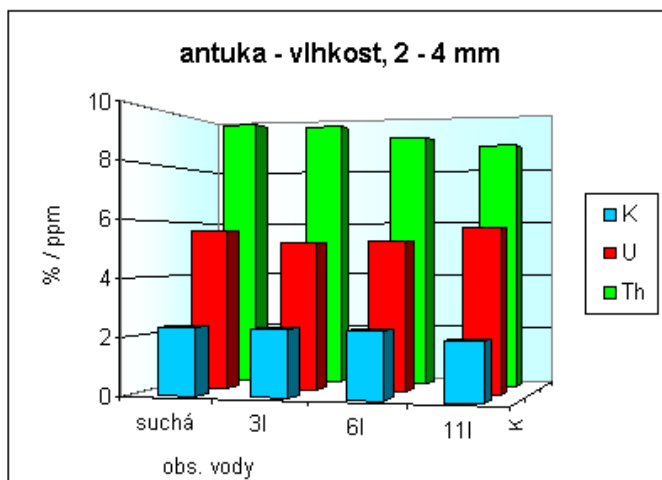
Statistické testy ukazují, že jednotlivé porovnávané hodnoty se na hladině významnosti 90 % liší, jen v případě uranu při porovnání zrnitostních tříd vápence 2 - 4 a > 10 mm měřených venku odlišnost nebyla potvrzena.

6.3 Vliv vlhkosti sedimentu

Jak je zmíněno v kap. 3.2, dalším významným zdrojem chyb při gamaspektrickém mapování může být vlhkost měřeného sedimentu. Tento vliv jsem se rovněž pokusil postihnout experimentálně. Získané výsledky jsou znázorněny formou grafů a tabulek na obr. 13, 14 a 15.

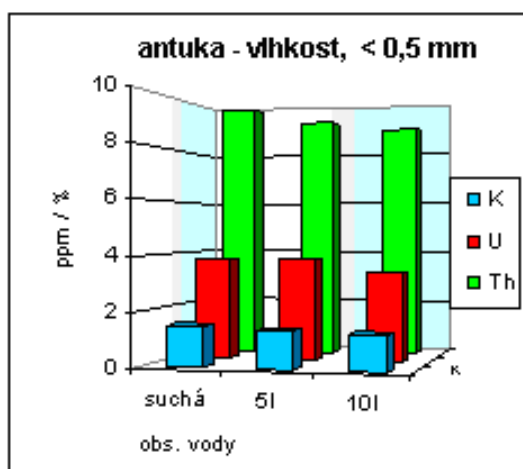
Obr. 13: Výsledky měření vlivu vlhkosti na různých frakcích antuky ve sklepě



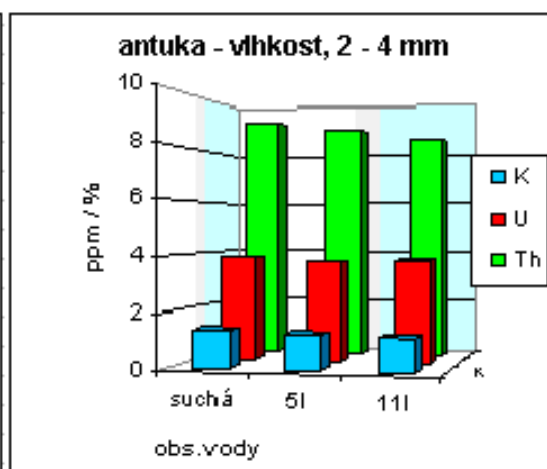


2 - 4 mm	suchá	3l	6l	11l
K	2,3	2,3	2,27	1,99
U	5,69	5,24	5,31	5,75
Th	9,72	9,58	9,11	8,79

Obr. 14: Příklad výsledků měření vlivu vlhkosti na různých frakcích antuky ve venkovních prostorech

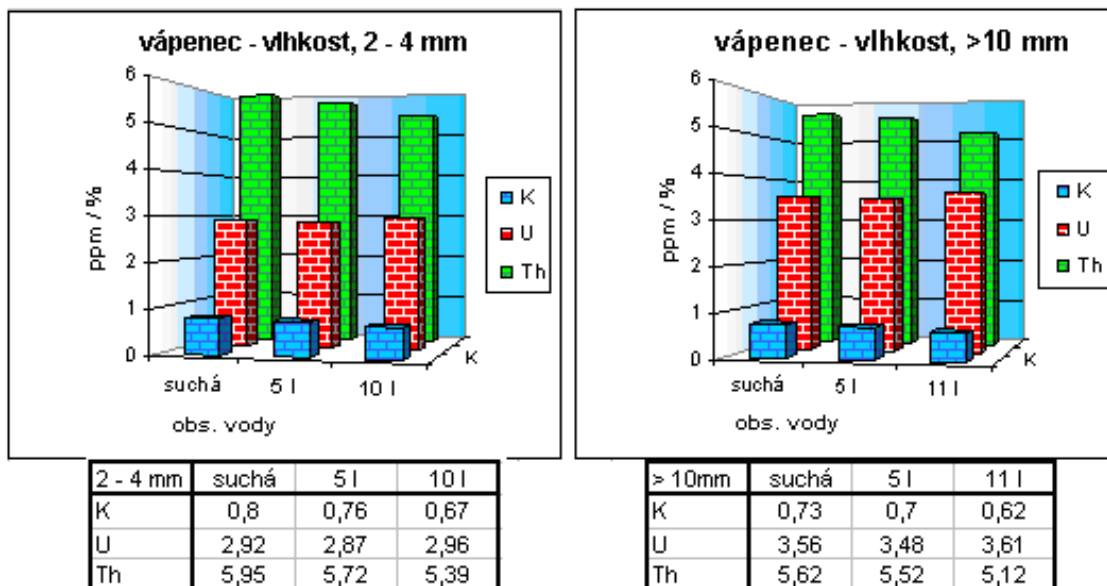


< 0,5 mm	suchá	5l	10l
K	1,49	1,36	1,29
U	3,76	3,82	3,3
Th	9,79	9,19	8,87



2 - 4 mm	suchá	5l	11l
K	1,38	1,28	1,21
U	3,87	3,72	3,78
Th	9,22	8,89	8,47

Obr. 15: Příklady výsledků měření vlivu vlhkosti na různých frakcích vápence ve venkovních prostorách



Na základě měření lze podle předpokladů říci, že se zvyšující se vlhkostí (obsahem vody) v měřeném materiálu, hodnoty měřených prvků klesají, avšak hodnoty U hlavně u hrubších frakcí a vyšším obsahem vody stagnují nebo překvapivě stoupají. Se stoupajícím množstvím vody roste samoabsorpce (voda má přibližně poloviční polotloušťku absorpce záření jako horniny) záření gama v rámci objemu horniny a výsledkem jsou nižší naměřené hodnoty. Vyšší hodnoty U je možné vysvětlit stagnací gama aktivity R_n s vyšší vlhkostí kompenzací snížení hodnoty emanování (radon se tak více kumuluje) (Mareš *et al.* 1979, IAEA 2003).

Statistické testy ukazují, že jednotlivé porovnávané hodnoty se na hladině významnosti 90 % převážně liší, odlišnost výsledků nebyla potvrzena v případě.:

antuky měřené ve sklepech u porovnání suché / 3 l vody:

- v případě uranu u frakce 0,5 - 2 mm a v případě thoria u frakce 2 - 4 mm,

- při porovnání 3 l / 6 l: v případě thoria u frakce 0,5 - 2 mm,

antuky měřené venku u porovnání 5 l / 10 l vody v případě uranu u frakce < 0,5 mm,

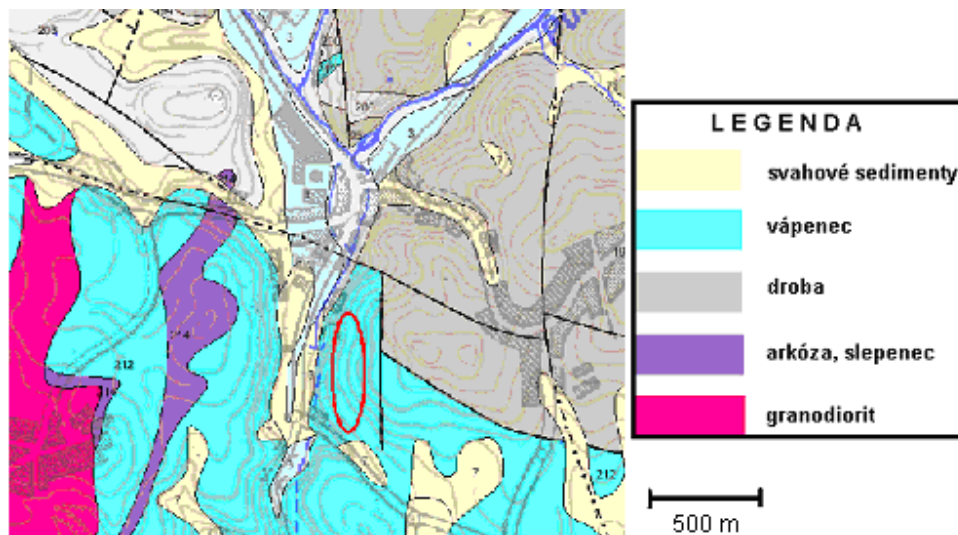
vápence měřeného venku v případě uranu u frakce > 10 mm při porovnání 5 l / 11 l vody.

6.4 Vliv vzdálenosti jeskynní stěny

Jedná se o experiment, který má ukázat, zda se budou měnit naměřené hodnoty K , U a Th z téhož místa v závislosti vzdálenosti měření od stěny.

Měření probíhalo ve sloupské části Sloupsko-šošůvských jeskyní.

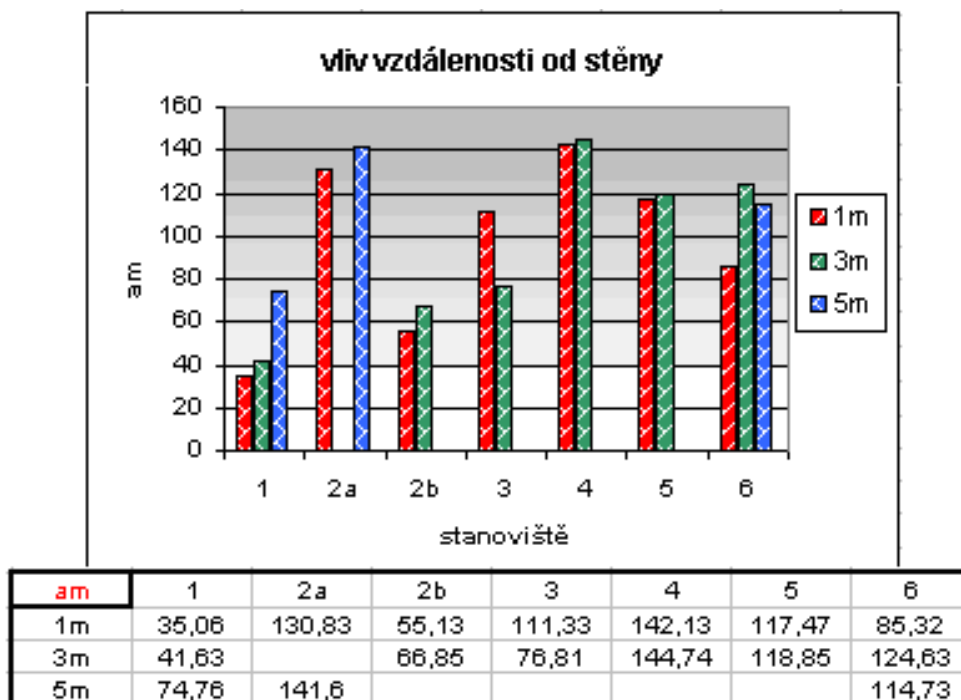
Sloupsko-šošůvské jeskyně se nachází na severním okraji Moravského krasu, jsou součástí Dražanské vrchoviny. Jedná se o dvoupatrové jeskyně, vytvořeny erozní činností Sloupského potoka. Jsou budovány ve vilémovických vápencích macošského souvrství, stáří střední – svrchní devon. Ty na západě nasedají na granodiority brněnského masívu, na východě jsou překryty kulmskými droby a břidlicemi (obr. 16). Převážně droby pak místy tvoří podstatnou část fluviálních sedimentů v jeskyních.



Obr. 16: Geologická mapa okolí Sloupsko-šošůvských jeskyní, s vyznačenou polohou jeskyní (<http://mapy.geology.cz/website/geoinfo/>)

Na jednotlivých stanovištích byla provedena měření sedimentu v různých vzdálenostech (1, 3, příp. 5 metrech) od stěny v jeskynních chodbách nebo dómech. Přednostně byly vybírány chodby s půlkruhovým tvarem a fluviálními sedimenty. V každém měřeném místě byly odebrány vzorky (cca 1 kg) pro případné určení důvodu změny naměřených hodnot. Výsledky měření jsou shrnuty v grafu a tabulce na obr. 17.

Obr. 17: Výsledky měření přepočtené na hmotnostní aktivitu (am)



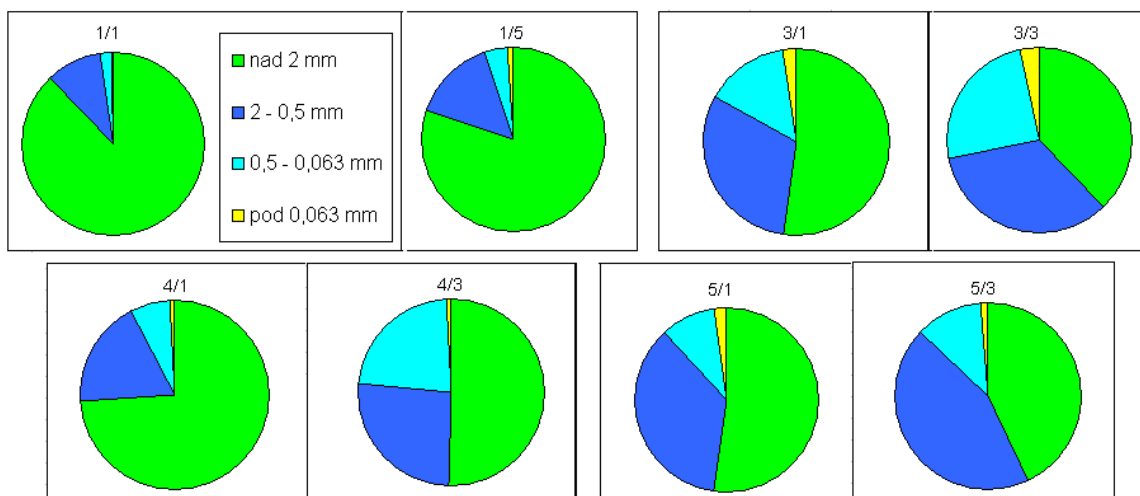
Odebrané vzorky z měřených míst byly změřeny laboratorním gamaspektrometrem GS 320 na katedře geologie Univerzity Palackého v Olomouci. Ukázalo se, že výsledky terénního i laboratorního gamaspektrometrického měření mají podobný trend - sedimenty odebrané dál od stěny vykazují (až na stanoviště 3) vyšší hmotnostní aktivitu. Podle shody trendů výsledků terénního a laboratorního měření lze usuzovat, že vyšší hodnoty dál od stěny nejsou ani tak dány větším okolním zářením, jako spíše radioaktivnějším sedimentem.

Dále byly tyto vzorky podrobeny granulometrickému rozboru a stanovení vlhkosti. Granulometrický rozbor byl prováděn síťováním na frakce nad 2 mm, 0,5 – 2 mm, 0,5 – 0,06 mm a pod 0,06 mm, a následně zvážením jednotlivých frakcí. Podíly jednotlivých zrnitostních tříd jsou vyjádřeny koláčovými grafy na obr. 18. Stanovení vlhkosti spočívalo ve zvážení vzorku odebraného v jeskyni v původním stavu a po vysušení v sušárně na 105 °C po dobu 24 hodin. Z rozdílu hmotností byla vypočtena vlhkost při původním stavu (tab. 3).

Tab. 3: Výsledky granulometrického rozboru a stanovení vlhkosti, (první číslo v označení vzorku je označení lokality, číslo za lomítkem znamená vzdálenost měření od stěny v m.

vzorek	GRANULOMETRIE				VLHKOST
	nad 2 mm	2 - 0,5 mm	0,5 - 0,063 mm	pod 0,063 mm	(%)
1/1	88 %	10 %	2 %	0,3 %	18
1/5	80 %	15 %	4 %	0,9 %	8
3/1	49 %	31 %	15 %	4,1 %	11
3/3	56 %	29 %	13 %	2,4 %	19
4/1	74 %	19 %	7 %	0,6 %	14
4/3	50 %	26 %	23 %	0,6 %	9
5/1	52 %	36 %	10 %	1,9 %	10
5/3	43 %	44 %	12 %	1,2 %	11

Obr. 18: Grafické znázornění granulometrických výsledků, srovnání těžby lokality (dvojice), rozděleno na psefity (zelená), psamity (světle a tmavě modrá) a aleurity + pelity (žlutá)



Na základě těchto stanovení lze říci, že na měřených stanovištích má radioaktivnější sediment mírně jemnozrnější povahu a nižší vlhkost. Granulometrické stanovení a stanovení vlhkosti tak ukázaly, že i zrnitost a vlhkost mohou být důvodem změn hodnot, avšak rozdílné hodnoty nelze korelovat jen se zmíněnými vlivy.

7. Olovo jako stínění

Tloušťka potřebného stínění závisí na tloušťce a hustotě stínícího materiálu a na energii záření gama. Olovo je díky své velké hustotě 11,34 g/cm³ vhodným a nejčastěji používaným materiálem ke stínění záření gama.

V tabulkách se někdy uvádí hodnoty tzv. polotloušťky absorpce, což je tloušťka vrstvy stínícího materiálu, která sníží intenzitu daného záření na polovinu (2 polovrstvy pak na 1/4, atd.)

Výpočet polotloušťky je podle vzorce: $X_{1/2} = \ln 2 / \mu$, kde μ je absorpční koeficient.

V této práci bylo použito olověné stínění jednak pro eliminaci záření z širšího okolí měřeného místa a jednak pro zjištění podílu záření z námi detekované plochy sedimentu na celkových hodnotách radioaktivity v jeskynním prostředí.

7.1 Podíl měřené plochy

Již několikrát zde bylo zmíněno, že při terénní gamaspektrometrii v jeskyni se naměřené hodnoty skládají jednak z detekovaného záření určitého objemu měřeného sedimentu a jednak ze záření okolních hornin v jeskyni. Tímto experimentálním měřením jsem se pokusil stanovit přibližné podíly obou hlavních detekovaných složek.

Princip a metodika

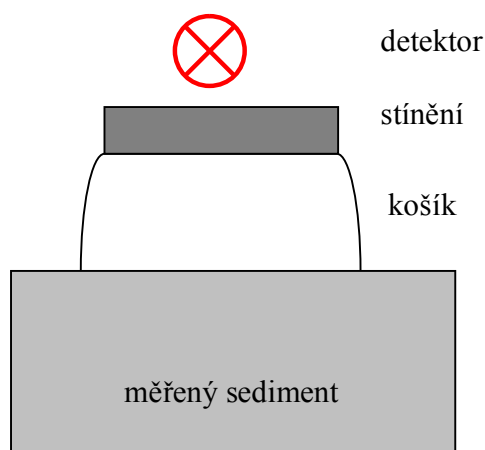
Ke zjištění, jakým podílem se měřený objem sedimentu podílí na celkových hodnotách, bylo použito olověné stínění v podobě desky o rozměrech 20 x 15 cm s tloušťkou 4 cm pro odstínění záření určité plochy sedimentu (viz obr. 19 a 20). Toto stínění bylo při měření položeno na 20 cm vysoký plastový košík (pro větší výšku gamaspektrometru nad sedimentem a tím větší odstíněnou plochu), na něj byl položen gamaspektrometr. V tuto chvíli dopadalo na detektor záření z okolních stěn a okolního sedimentu (podle reliéfu). Poté se totožné místo změřilo bez olověného stínění a po korekci na záchyt záření čtyřmi cm olova byl stanoven podíl ze záření sedimentu pod detektorem. Měření probíhala ve sloupské části Sloupsko – šošůvských jeskyní (v oblasti Trámové, Eliščiny a Nicové jeskyně) pokud možno na rovinných plochách fluvialních sedimentů.

Každé měření bylo opakováno třikrát, doba měření činila 200 sekund. Přehled energií záření jednotlivých detekovaných radionuklidů a polotloušťky olova pro příslušné energie je uveden v tab. 4.

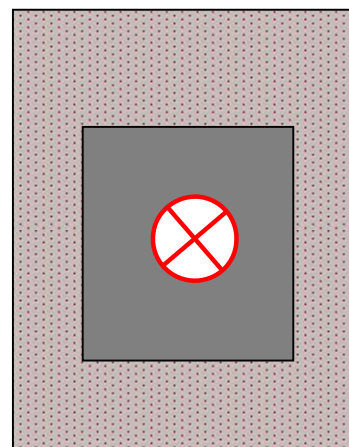
Plocha odstíněného sedimentu je na povrchu obdélníkového tvaru (orientace podle polohy stínění) cca 120 x 90 cm, a pokračuje pod povrch do hloubky aktivní vrstvy. Celkový objem odstíněného materiálu je tedy tvaru jehlanu s obdélníkovou podstavou na jehož vrcholu leží scintilační krystal (o velikosti 52 x 52 mm).

Tab. 4: Přehled energií záření jednotlivých detekovaných radionuklidů, polotloušťky olova a korekce – průchodu záření 4 cm olověného stínění při daných energiích záření

	podíl záření po průchodu		
	energie (keV)	polotloušťka (mm)	4cm olova (%)
^{40}K (K)	1460,8	14,2	14,2
^{214}Bi (eU)	1764,5	15,5	16,8
^{208}Tl (eTh)	2614,7	17,2	20



Obr. 19: Schéma použití stínění při měření



Obr. 20: Schéma použití stínění při měření, pohled shora – detektor, stínění, odstíněná plocha

Tab. 5: Výsledky měření podílu záření měřené plochy (120 x 90 cm) na celkových hodnotách v %, maximální, minimální a průměrné hodnoty ze všech stanovení

%	1	2	3	4	5	6	max.	min.	průměr
K	39	29	42	29	49	46	49	29	39
U	38	23	36	40	37	30	40	23	34
Th	47	37	41	38	55	52	55	37	45

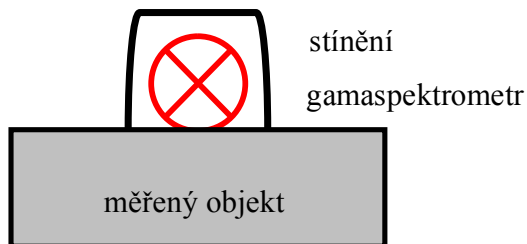
Na základě výsledku měření pro zjištění podílu záření z detekované plochy sedimentu na celkových hodnotách radioaktivity v jeskynním prostředí (tab. 5) lze vyvodit závěr, že se daná plocha fluvialních sedimentů v jeskyních podílí průměrně 40 – 45 % na hodnotách naměřených terénním gamaspektrometrem. Konkrétní hodnoty jsou závislé nejen na charakteru sedimentu a jeskynních stěn, ale i na reliéfu - geometrii měřené plochy podlahy jeskyně tvořené jeskynnými sedimenty, neboť tento materiál má značně vyšší obsahy radioaktivních prvků než vápencové stěny. V místech, kde bylo značné množství sedimentu ve větší výšce než měřicí sestava, byly zjištěny menší podíly záření z detekované plochy.

7.2 Eliminace záření z širšího okolí

Princip a metodika

Dále byla účinnost olověného stínění v podobě krabice bez víka experimentálně využito pro eliminaci vlivu okolního záření (pozadí) v budovách a sklepech, měřením podlahového záření nejprve bez olověného stínění, poté byl gamaspektrometr přikryt olověným stíněním (obr. 21, 22), a následně bylo vypočítáno snížení jednotlivých naměřených hodnot. Každé měření bylo opakováno čtyřikrát, doba měření byla 200 sekund, tloušťka stěny stínění 7 - 8 mm.

Obr. 21: jednoduchý nákres použití stínění



Obr. 22: olověné stínění



Olověné stínění snižovalo průměrně hodnoty K o 18 %, U o 17 – 9 %, Th o 15 %. Stínění se osvědčilo pro eliminaci záření K a Th, i když méně než se zdálo dle teoretických předpokladů o dané tloušťce stínění (8 mm olova by mělo zeslabit hodnoty K o 28 %, hodnoty U o 26 % a hodnoty Th o 23 %). Avšak hodnoty U jsou velmi rozkolísané a z tohoto důvodu je dané stínění nepoužitelné. Nižší hodnoty se dají vysvětlit i menšími rozměry stínění (krabice položená na spektrometr nedoléhala zcela až k zemi).

8. Ověření přesnosti měření terénního gamaspektrometru GRM

260

Pro tuto bakalářskou práci byla přesnost ověřována dvakrát – v říjnu 2010 Ing. Kašparcem (výsledky tabulka 9), po druhé v únoru 2011 mnou (výsledky tabulka 8), oboje ověřování probíhala ve firmě Georadis v Brně.

Ověřování probíhalo na čtyřech kalibračních podložkách (tzv. pads – viz obr. 23), z nichž tři obsahovaly zvýšený podíl K, U, nebo Th a jedna nízké obsahy těchto prvků, pro určení pozadí měření (tabulka 6). Na každém padu byla provedena dvě měření po 200 sekundách, která se zprůměrovala. Hodnoty koncentrací po odečtení pozadí a korekci na nekonečně tlustý a rovinný vzorek při velikosti padu 1 x 1 x 0,3 m, podle *Grasty et al. (1991)*, se podle jednotlivých energií záření pohybují mezi 85 – 87 % koncentrací, které by jinak byly naměřeny při nekonečně tlustém a rovinném vzorku, jak ukazuje srovnání naměřených a zkorigovaných hodnot (tabulka 7) s hodnotami nominálními (tabulka 6).

Tab. 6: Nominální hodnoty (K v %, U, Th v ppm)

	K pad	U pad	Th pad	BG pad
Q K	7,60	1,11	0,89	0,89
Q U	1,17	46,6	1,76	0,83
Q Th	1,87	4,08	129,0	2,32

Tab. 7: Naměřené hodnoty snižené o pozadí a korekční faktory (K v %, U, Th v ppm)

	K pad	U pad	Th pad	BG pad
Q K	6,08	1,07	0,88	0,78
Q U	1,61	44,23	0,43	0,72
Q Th	1,10	4,32	101,32	1,98

Tab. 8: Poměr hodnot nominálních ku naměřeným (z tabulky 6 a 7)

K	1,09
eU	0,92
eTh	1,08

Na základě těchto odlišností lze vyvodit závěr, že gamaspektrometr podhodnocuje obsahy K o 9 %, nadhodnocuje obsahy eU o 8 % a podhodnocuje obsahy eTh o 8 %.

Tab. 9: Poměr hodnot nominálních ku naměřeným – stanovení provedená ing. Kašparcem

K	1,16
eU	0,93
eTh	1,10

Z výsledků dřívějšího měření spektrometr podhodnocuje obsahy K o 16 %, nadhodnocuje obsahy eU o 7 % a podhodnocuje obsahy eTh o 10 %. Odchylky do 10% jsou akceptovatelné, vymyká se pouze draslík.

Pro přesné určení energií záření tímto gamaspektrometrem je vhodné s těmito odchylkami počítat nebo přístroj dle nich zkalibrovat.



Obr. 23: Jedna z kalibračních podložek firmy Georadis

9. Závěry

Cílem mé práce bylo teoreticky a experimentálně zhodnotit jednak možné vlivy na shodu laboratorních a terénních měření a jednak ovlivnění, které mohou zkreslit hodnoty terénního měření radioaktivity (stanovení K, U, Th) v jeskynním prostředí. Z různých zdrojů, zabývajících se problematikou radioaktivity vyplývá, že nejvýznamnějšími negativně působícími složkami v jeskynním prostředí jsou emanace a záření okolních hornin, tzv. pozadí.

Co se týká vlivu charakteristik materiálu na naměřené hodnoty, pak při zkoumání drtí antuky a vápence ve dvou různých pozadových prostorách bylo zjištěno, že vliv zrnitosti na celkovou emisi záření gama vzorků stejného objemu je patrný nižšími hodnotami K a Th, a naopak vyššími hodnotami U s rostoucí velikostí zrn. Stoupající hodnoty obsahu U se dají vysvětlit zvýšenou mírou emanování v hrubších frakcích. Nižší hodnoty K a Th s rostoucí velikostí zrn si vysvětlují menší hmotností hrubozrnější zrnitostní třídy při stejném objemu.

Vliv vlhkosti se jeví klesajícími hodnotami K a Th se zvyšující se vlhkostí v měřeném materiálu, avšak hodnoty U hlavně u hrubších frakcí a vyšším obsahem vody stagnují nebo stoupají. Snižující se hodnoty jsou dány větší mírou samoabsorpce záření gama v rámci objemu horniny se stoupajícím množstvím vody. Vyšší hodnoty U při vyšším obsahu vody, zvláště u hrubších frakcích, je možné vysvětlit vyšším hromaděním plynného radonu v měřeném materiálu.

Zmíněné faktory, působící na změny vlivů charakteristik materiálu na naměřené hodnoty se mohou uplatnit i při reálném terénním měření v jeskyních.

Při zkoumání vlivu vzdálenosti jeskynní stěny byly naměřeny vyšší hodnoty většinou dále od stěny, při rozboru vzorků byl vyloučen vliv vyššího okolního záření v těchto místech, rozdíly jsou dány radioaktivnějším sedimentem. Granulometrické stanovení a stanovení vlhkosti ukázaly, že i zrnitost a vlhkost mohou být důvodem změn těchto hodnot.

Na základě výsledku měření pro zjištění podílu záření z námi detekované plochy sedimentu a záření pozadí na detekovaných hodnotách radioaktivity v jeskynním prostředí

Lze vyvodit závěr, že se daná plocha (cca 1 m²) fluviálních sedimentů v jeskyních podílí průměrně 40 – 45 % na celkových naměřených hodnotách terénním gamaspektrometrem.

Použití olověného stínění pro eliminaci okolního záření měřeného místa se zejména kvůli velké rozkolísanosti hodnot U příliš neosvědčilo, dalším úskalím použití této formy stínění je potřeba větší tloušťky stěn a s tím spojená jeho velká hmotnost.

Seznam citované literatury

- Bělousová L. M., Štukkenberg J. M. (1963): Přirozená radioaktivita. Státní zdravotnické nakladatelství, (Praha), 168 s.
- Grasty, R. L., Holman, P. B. and Blanchard, Y. B. (1991): Transportable calibration pads for ground and airborne gamma-ray spectrometers. Paper 90/23, Geological Survey of Canada, Ottawa.
- International Atomic Energy Agency (2003): Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. (IAEA-TECDOC-1363), Wien, 173 s.
- Konta J.(1969): Quantitative analytical petrological classification of sedimentary rocks. Acta Univ. Carol., Geol. 3, 175-253, Praha.
- Krajsová L. (2007): Klastické jeskynní sedimenty a sedimenty fluviální ve vybraných jeskyních Moravského krasu. Bakalářská práce. Univerzita Palackého, (Olomouc), 37 s.
- Mareš S., Gruntorád J., Hrách S., Karous M., Marek F., Matolín M., Skopec J., Válek R.(1979): Úvod do užité geofyziky. SNTL – ALFA Praha, 592 s.
- Matolín M. (1960): Radiometrické metody užité geofyziky. Státní pedagogické nakladatelství, (Praha), 292 s.
- Matolín M. (1970): Radioaktivita hornin Českého masivu. Academia, (Praha), 100 s.
- Matolín M., Chlupáčová M. (1997): Radioaktivní vlastnosti hornin. In Kobr M. et al.: Petrofyzika. Vydavatelství Karolinum Praha, s. 109-126.
- Musset, A.E., Khan A. M. (2000): Looking into the Earth. An Introduction to Geological Geophysics. Cambridge Univ. Press., 470 s.
- Polański A., Smulikovski K. (1978): Geochémia. SPN, (Bratislava), 381 s.
- Pöschl M. (1996): Základy měření radioaktivity. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, (Brno), 68 s.
- Příbyl J., Jančařík A., Kučera B., Ložek V. et al. (1992): Základy karsologie a speleologie. Academia, (Praha), 354 s.

Rauner K.: Zastoupení jednotlivých nuklidů v rozpadových řadách (A5). Školská fyzika, ročník 7, č. 1, [online]. [cit. 2011-05-30] Dostupné z WWW: <http://sf.zcu.cz/rocnik07/cislo01/a5.html>

Růžičková E., Růžička M., Zeman A., Kadlec J. (2003): Kvartérní klastické sedimenty České republiky. Česká geologická služba, (Praha), 68 s.

Sizoo G. J., Hoogteijling P. J. (1947): Radioactivity and granular composition of soil. Physica, 13 (9), 517-528.

Štelcl J., Zimák J. (2006): Přirozená radioaktivita horninového prostředí Moravského krasu. Univerzita Palackého, (Olomouc), 127 s.

Štelcl J., Zimák J., Navrátil O., Sládek P., Sas D. (1998): Geologické faktory a mikroklima speleoterapeutické léčebny v Javoříčských jeskyních. - Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., 25(1995), Geology, 47-58. Brno.

Ullmann V., (2002): Jaderná a radiační fyzika AstroNuklFyzika [online]. [cit. 2011-05-30] Dostupné z WWW: <http://astronuklfyzika.cz/strana2.htm>

United Nations Scientific Committee On The Effects Of Atomic Radiation (1988): Exposures from Natural Sources of Radiation, Report, [online]. [cit. 2011-05-25] Dostupné z WWW: <http://unscear.org/unscear/en/publications/1988.html>

Zimák J., Štelcl J. (2004): Přirozená radioaktivita horninového prostředí v jeskyních České republiky. Univerzita Palackého, (Olomouc), 104 s.

<http://www.jeskyne.cz/cz/jeskyne/sloupsko-sosuvske-jeskyne/provoz/prohlidkova-trasa/>
<http://vtpup.cz/vyzkum-mereni-analyzy/pristroje-na-up>
<http://sf.zcu.cz/rocnik07/cislo01/a5.html>
<http://mapy.geology.cz/website/geoinfo/>