UNIVERZITA PALACKÉHO
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE

PŘIROZENÁ RADIOAKTIVITA SEDIMENTÁRNÍCH HORNIN SLEZSKÉ JEDNOTKY NA ÚZEMÍ ČESKÉ REPUBLIKY

bakalářská práce

Žaneta Zemanová

Environmentální geologie (B1407)
prezenční studium

vedoucí práce: doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

květen 2012

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem pracovala samostatně na základě pokynů a rad vedoucího, s využitím zázemí pracoviště. Veškeré použité zdroje informací jsou v práci řádně citovány.

podpis: ……

Poděkování:

Děkuji vedoucímu bakalářské práce doc. RNDr. Jiřímu Zimákovi za cenné rady, připomínky a metodické vedení práce.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Žaneta Zemanová

Název práce: Přirozená radioaktivita sedimentárních hornin slezské jednotky na území České republiky

Typ práce: bakalářská

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

Vedoucí práce: doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

Rok obhajoby práce: 2012

Abstrakt: Práce se zabývá měřením přirozené radioaktivity sedimentárních hornin v rámci slezské jednotky na území České republiky. Měření bylo provedeno laboratorní gamaspektrometrií. Výsledky laboratorní gamaspektrometrie byly porovnány s výsledky již dříve publikovanými. Naměřené hodnoty byly zpracovány a vyhodnoceny v závěru.

Klíčová slova: přirozená radioaktivita, gamaspektrometrie, sedimentární horniny, slezská jednotka

Počet stran: 33

Počet příloh: 2

Jazyk: čeština

Bibliographical identification:

Autor's first name and surname: Žaneta Zemanová

Title: The natural radioactivity of sedimentary rocks of the Silesian unit in the Czech Republic

Type of thesis: bachelor

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

Supervisor: doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.

The year of presentation: 2011

Abstrakt: The work deals with the measurement of natural radioactivity in sedimentary rocks of the Silesian unit in the Czech Republic. Measurements were done in a laboratory gamaspektrometrií. Gamaspektrometrie laboratory results were compared with results previously reported. The measured values were processed and analysed in the conclusion.

Keywords: natural radioactivity, gamma-spectrometer, sedimentary rocks, Silesian unit

Number of pages: 33

Number of appendices: 2

Language: Czech

Obsah:

1. Úvod 6
2. Metodika 6
2.1. Literárně rešeršní práce 6
2.2. Terénní práce 6
2.3. Laboratorní práce 6
3. Geologická stavba Západních Karpat na území ČR 8
3.1. Vnější Západní Karpaty na území ČR 9
3.1.1. Čelní předhlubeň 9
3.1.2. Flyšové pásmo 9
3.1.2.1. Kroseňská jednotka 10
3.1.2.2. Magurská jednotka 11
4. Petrografická charakteristika slezské jednotky 12
4.1. Godulský vývoj 12
4.2. Bašský vývoj 16
4.3. Kelčský vývoj 17
5. Přirozená radioaktivita hornin a její příčiny 20
5.1. Radioaktivita hornin 20
5.1.1. Základní pojmy o radioaktivitě 20
5.1.2. Radioaktivní prvky v horninách 20
5.1.3. Radioaktivita sedimentárních hornin 21
5.1.4. Jaderné záření 22
5.2. Přirozená radioaktivita hornin Vnějších Západních Karpat 22
6. Výsledky přirozené radioaktivity hornin sedimentů slezské jednotky 24
7. Diskuze 30
8. Závěr 32
Literatura 33

1. Úvod

Cílem této bakalářské práce je zhodnocení přirozené radioaktivity sedimentárních hornin slezské jednotky na území ČR na základě laboratorní gamaspektrometrie a dále porovnání nově získaných výsledků s daty již publikovanými, případně obsaženými v nepublikovaných zprávách na základě vypracované literární rešerše zaměřenou na geologické poměry Vnějších Západních Karpat na území ČR a dále zaměřenou na problematiku přirozené radioaktivity hornin.

2. Metodika

2.1. Literárně rešeršní práce

Při vypracování literární rešerše na téma geologická stavba Západních Karpat jsem čerpala z publikace Hók et. al. (2001). Údaje o petrografických poměrech slezské jednotky jsem získala hlavně z publikací Stráník et al. (1993), Čtyřoký, Stráník (1995) a také z legendy k mapovým listům zájmového území.

Při literární rešerši zaměřené na problematiku přirozené radioaktivity hornin jsem vycházela radioaktivity jsem vycházela převážně z prací Matolín, Manová (1970, 1989, 1995), Mareš et al. (1979), Štelcl, Zimák 2006).

2.2. Terénní práce

Na vybraných lokalitách v rámci slezské jednotky, která se nachází velkou částí na mapových listech 25-24 Turzovka, 25-23 Rožnov pod Radhoštěm, 26-11 Jablunkov, 25-21 Nový Jičín, 25-22 Frýdek-Místek, 25-14 Valašské Meziříčí a menší částí na mapových listech 25-12 Hranice, 26-13 Čadca, 25-13 Přerov a 15-44 Karviná, jsem odebrala 174 reprezentativních vzorků o hmotnosti cca 1 kg.

2.3. Laboratorní práce

Všechny v terénu odebrané vzorky sedimentů jsem vysušila, následně nadrtila a vložila do plastových kelímků o objemu 250 ml pro provedení laboratorních gamaspektrometrických měření. Vzorky v kelímcích musely být pečlivě uzavřeny po dobu minimálně 20 dní (k ustavení radioaktivní rovnováhy). V laboratoři na katedře geologie PřF UP byl k měřením použit laboratorní gamaspektrometr SG-1000 LAB, který je 1024-kanálový. Vzorky v kelímcích jsou v tomto gamaspetrometru vkládány do válcové komory nad detektorem NaI (Tl) o průměru 76mm x 76mm, umístěném v olověném stínění tloušťky min. 9 cm. Doba měření je 1800 s. U některých vzorků byly koncentrace sledovaných prvků pod mezí detekce: u draslíku je mez detekce 0,5 hmot. %, u uranu a thoria je mez detekce 1,5 ppm.

Na úhrnné gama-aktivitě hornin se přirozené radioaktivní prvky uplatňují různou měrou. Proto byl proveden přepočet stanovených koncentrací K, U a Th na hmotnostní aktivitu ekvivalentu ^{226}Ra (dále jen hmotnostní aktivita nebo a_m), jíž je vyjadřovaná gama-aktivita horniny v analyzovém vzorku. K získání hodnot a_m byly použity tyto přepočtové koeficienty (viz např. Matolín - Chlupáčová 1997):

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

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

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

Hmotnostní aktivita byla vypočtena pomocí vztahu

$$a_m = 12,35U + (1,43x4,06Th) + (0,077x313K),$$

do nějž jsou obsahy U a Th dosazovány v ppm, obsahy K v hm. %.

Při výpočtu hmotnostní aktivity v případě hodnot K, U a Th pod mezí detekce jsem u draslíku kalkulovala s hodnotou 0,33 hmot. % K, u uranu a thoria s hodnotami 1 ppm.
Vypracovala jsem tabulky a grafy s výsledky laboratorních gamaspektrometrických měření. Obsahy uranu a thoria jsou gamaspektrometricky stanovovány jen nepřímo, a proto v tabulkách, grafech i následujícím textu je uvádím jako eU a eTh.

Každý vzorek odebraný na gamaspektrometrická měření jsem makroskopicky popsala. Z některých vzorků klastických sedimentů byly zhotoveny na PřF MU Brno leštěné výbrusy (panem Jiřím Povolným). Výbrusy byly zhodnoceny standardními optickými metodami na polarizačních mikroskopech Olympus BX41 a Olympus BX50. Mikrofotografie byly pořízeny na mikroskopu Olympus BX50 s fotoaparátem Olympus C-7070.

3. Geologická stavba Západních Karpat na území ČR

Západní Karpaty se vyznačují příkrovovou stavbou s výrazným zonálním uspořádáním a polaritou orogenetických procesů, které se přesouvají v čase od jihu na sever. Západní Karpaty, které ovlivnila terciérní tektonika, se dělí na dvě základní jednotky, a to na externidy a internidy viz tab. 1, kde vrásnění internid bylo ukončeno před vrchní křídou a externidy byly zvrásněny v terciéru (viz např. Buday et al. 1967, Stráník et al. 1993, Hók et al. 2001).

Externidy	Vnější Západní Karpaty	❖ čelní předhlubeň ❖ flyšové pásmo - vnější kroseňská jednotka - vnitřní magurská jednotka ❖ bradlové pásmo - čorštýnská sekvence - kysucká sekvence - klapská sekvence - manínská sekvence
Internidy	Centrální Západní Karpaty	❖ pásmo jádrových pohoří (tatrikum, fatrikum a hronikum) ❖ veporské pásmo (veporikum, hronikum a silicikum)
	Vnitřní Západní karpaty	❖ gemerské pásmo (gemerikum, meliatikum, turnaikum a silicikum)

Tab. 1: Tektonické členění Západních Karpat podle Hóka et al. (2001)

3.1. Vnější Západní Karpaty na území ČR

K vnějším Západním Karpatům, které se vyskytují na území ČR, řadíme čelní předhlubeň a flyšové pásmo - viz obr. 1.

Obr. 1. *Tektonické členění Západních Karpat (Hók et al. 2001)*

3.1.1. Čelní předhlubeň

Čelní předhlubeň je tvořena převážnou částí písčitými a jílovými sedimenty neogénu, který leží zčásti přímo na svým původním podloží, kterým je evropská platforma. Sedimenty čelní předhlubně jsou nejsou zvrásněny s výjimkou její nejvnitřnější části, která je přilehlá k flyšovému pásmu, které je tvořeno žďárnickou a pouzdřanskou jednotkou. Tyto jednotky bývají zařazovány i do flyšového pásma. Důvodem je charakter sedimentů (pískovce, jílovce a břidlice), který je typický pro flyšové pásmo (Hók et al. 2001).

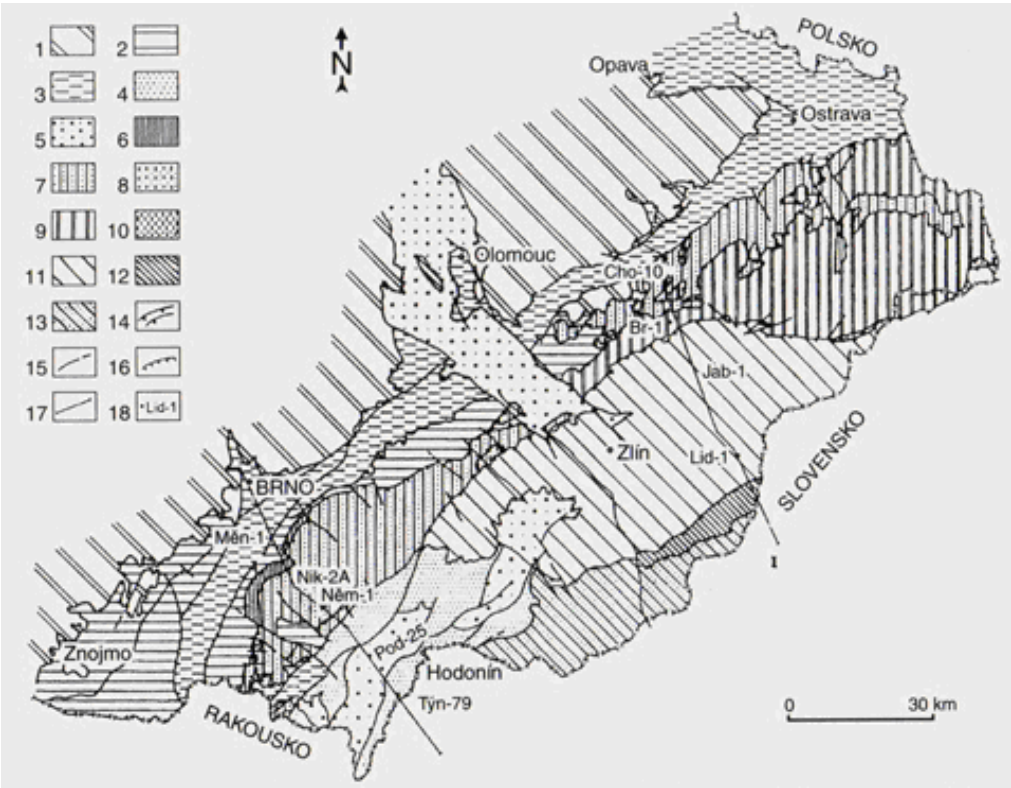
3.1.2. Flyšové pásmo

Flyšové pásmo tvoří mohutný akreční klín (odhadovaná mocnost je až 7 km) s příkrovovou stavbou, budovaný souvrstvími nejvyšší jury, křídy a především paleogénu, převážně ve flyšovém vývoji (střídání jílových břidlic a pískovců). Flyšové hlubokomořské usazeniny, tvořené bazickou kůrou oceánského typu, vznikají na okraji kontinentů v předpolí kterých panuje tektonický nepokoj. Vzhledem k tomu, že i když má oceánská kůra větší hmotnost, je schopna se podsouvat pod lehčí kontinentální. Původní sedimentační prostor flyšového pásma zanikal

postupně od konce paleogénu až do svrchního miocénu v závislosti na procesu subdukce jeho původního podloží pod blok vnitřních Západních Karpat. Při tomto procesu bylo původní podloží úplně pohlcené a sedimentární příkrovy jsou nasunuty (víc jak 80 km) na své předpolí, kterým je evropská platforma. Evropská platforma tvořila vzdálenější severní okraj původního sedimentačního prostoru flyšového pásma. Ve flyšovém pásmu rozlišujeme dvě základní tektonické jednotky, které reprezentují skupiny dílčích příkrovů. Vnější krosněnskou jednotku a vnitřní magurskou jednotku. Vnitřní magurská jednotka je nasunuta na vnější kroseňskou jednotku (Hók et al. 2001).

3.1.2.1. Kroseňská jednotka

Kroseňská jednotka se tektonicky člení na dílčí příkrovové jednotky, a to na podslezkou (také nazývanou žďánicko-podslezskou), slezskou, dukelskou a předmagurskou jednotku viz obr. 2. Dukelská jednotka nevystupuje na území České republiky. Velmi typickým litologickým jevem je menilitové souvrství, které je tvořeno hnědými jílovci s vložkami pískovců a černými rohovci, které vznikly ze schránce rozsivek (svrchní eocén až spodní oligocén) a podmenilitové souvrství (eocén) tvořený pestrými (zelené, šedé, červené) jílovci a pískovci (Hók et al. 2001).



Obr. 2: *Regionální dělení Západních Karpat na území ČR (podle usnesení České statigrafické komise 1994, 1995).* 1 - Český masív, 2 - spodní miocén karpatské předhlubně (eggenburg-karpat), 3 - střední miocén (baden), 4 - svrchní miocén (sarmat-pannon), 5 - pliocén, 6 - pouzdřanská jednotka, 7 - žďánická a podslezská j., 8 - zdounecká j., 9 - slezská

j., 10 - předmagurská j., 11 - račanská j. magurské skupiny příkrovů, 12 - bystrická j. magurské skupiny příkrovů, 13 - bělokarpatská j. magurské skupiny příkrovů, 14 - příkrovy a přesmyky, 15 - zlomy, 16 - okraj transgrese, 17 - linie geologických řezů, 18 - vrty. *(http://kuzelov.atlasweb.cz/pomery.html)*

3.1.2.2. Magurská jednotka

Magurská jednotka je budována podstatnou částí flyšového pásma (Hók et al. 2001). Dělí se na vnitřní a vnější tektonické jednotky (Buday et al. 1967) a zahrnuje dílčí příkrovové jednotky, a to račanskou, bystrickou, krynickou a bielokarpatskou. Je tvořena hlavně flyšovými sedimenty paleogenního stáří (paleocén - střední oligocén). Křídové sedimenty jsou přítomny jen omezeně, i když přítomnost svrchní křídy na bázi příkrovových těles je prokázána (Hók et al. 2001).

4. Petrografická charakteristika slezské jednotky

Slezská jednotka má v rámci vnější (menilito-krosněnské) skupiny flyšového pásma výlučné postavení svým mohutným zastoupením vrstev svrchní jury a spodní křídy. Na Moravě a ve Slezsku v ní byly vyděleny vývoje godulský, bašský a nově definovaný vývoj kelčský (Eliáš 1970). Vzájemné rozložení těchto vývojů ve slezském příkrovu v podstatě odpovídá jejich pozici v sedimentačním prostoru (Stráník et al. 1993).

4.1. Godulský vývoj

Godulský vývoj s kompletním vrstevním sledem (svrchní jura až oligocén) a maximální mocností až 6 000 m představuje vnitřní část sedimentární výplně slezského bazénu. Nejstaršími sedimenty jsou spodní těšínské vrstvy (oxford - ?berrias) (viz obr. 1, 2). Jsou pro ně charakteristické tmavě hnědošedé vápnité jílovce o mocnosti až 400 m. Jde o pelagity uložené v hraniční oblasti neritikum/bathyál za pozvolného poklesu sedimentací nekompenzovaného pánevního dna (Eliáš 1970). Ve stropě vrstev je vyvinuta poloha tilloidních slepenců (ropický horizont). Pelagická sedimentace pokračuje ukládáním kalové facie těšínských vápenců (nejvyšší tithon - spodní valangin). Detritická facie těšínských vápenců, která se laterárně zastupuje s kalovou facií, představuje výplň centrální části pánve (Menčík et al. 1983).

Obr. 3: *Výchoz v obci Vendryně, těšínské vápence (organodetritická facie), stáří berrias. Foto: Žaneta Zemanová 2010.*

Obr. 4: *Výchoz v obci Vendryně, těšínské vápence (organodetritická facie), stáří berrias. Foto: Žaneta Zemanová 2010.*

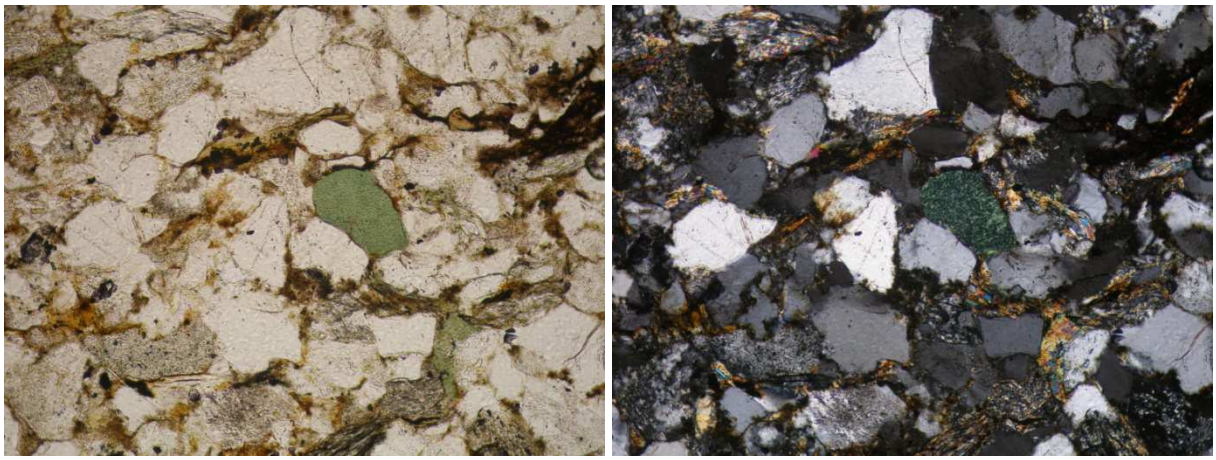
Ve valaginu nastupuje flyšová sedimentace těšínsko-hradišťského souvrství (valangin - spodní apt). Jeho spodní část označovaná jako svrchní těšínské vrstvy je tvořena drobně rytmickým flyšem tmavě hnědošedých vápnitých jílovců a jemnozrnných vápnitých pískovců. Střední část souvrství na SZ godulského vývoje je tvořena hrubě lavicovitými pískovci a slepenci hradišťského typu, jejichž psamiticko-psefitický materiál byl přinášen z bašské elevace. Směrem k JV je klastická sedimentace nahrazována tmavými vápnitými i nevápnitými jílovci s pelosiderity. Pelitická sedimentace zcela převažuje ve svrchní části těšínsko-hradišťského souvrství. Střední a svrchní část souvrství bývá označována jako hradišťské vrstvy. Na těšínsko-hradišťské souvrství je vázáno maximum bazického alkalického a alkalicko-vápenatého vulkanismu hornin těšínitové asociace. Celková mocnost těšínsko-hradišťského souvrství roste od Z k V z několika set metrů až na 1 000 m (Stráník et al. 1993).

Hemipelagická sedimentace svrchní části těšínsko-hradišťského souvrství nabývá v aptu vysloveně pelagický charakter. Reprezentují ji černé slabě prokřemenělé jílovce typické pro nadložní veřovické vrstvy, uložené v extrémně redukčním prostředí v relativně malé mocnosti 200-250 m.

Tento ráz si udržuje i sedimentace lhoteckého souvrství v raném albu. Vyznačuje se tmavošedými a zelenošedými často tmavě skvrnitými vápnitými i nevápnitými jílovci. Ve svrchní části souvrství jsou vyvinuty vrstevnaté spongiové silicity (mikuszowické rohovce). Mocnost lhoteckého souvrství je 200-220 m (Stráník et al. 1993).

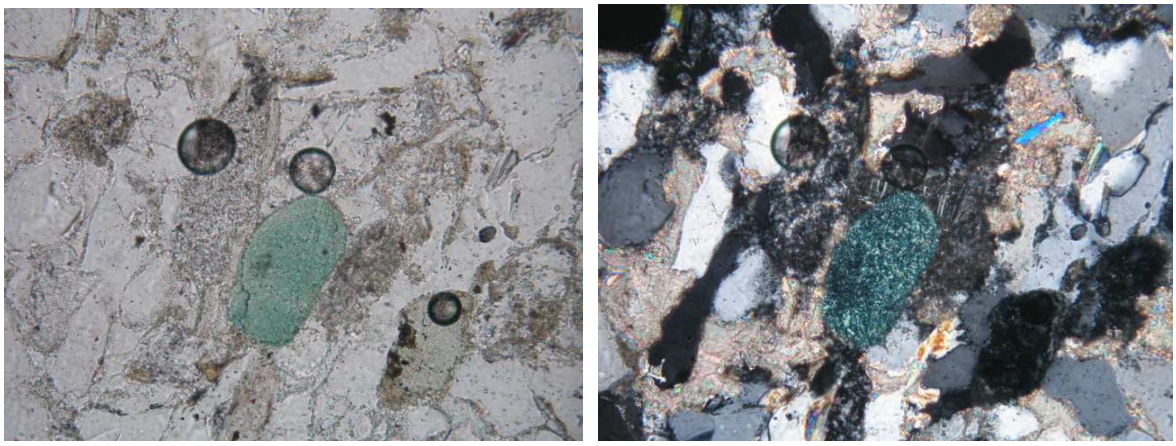
Lhotecké souvrství završuje spodnokřídový sedimentační cyklus charakterizovaný tmavými pelity. S výjimkou svrchních těšínských vrstev a hradišťského pískovce jsou to převážně hemipelagity a pelagity uložené v oblasti bathyálu (pod hloubkou 200 m) v redukčním prostředí s vysokým obsahem organické hmoty. Obsahují četné amonity, jejichž bohaté nálezy byly spojeny s těžbou pelosideritů pro rozvíjející se hutnictví na Ostravsku.

Nadložní godulské souvrství (cenoman - senon) představuje svou spodní částí, tvořenou pestrými godulskými vrstvami (cenoman - spodní turon), laterálně zastupovanými ostravickým pískovcem, přípravné období, po němž slezský prostor vyzrál ve vyhraněný flyšový trog (beskydský příkop - Menčík et al. 1983). Silná mobilita trogu a přilehlých snosových oblastí, které je odrazem austrijských horotvorných pohybů v orogenním pásmu, vyvolala zásadní změnu v sedimentaci. Beskydský příkop vyznačený intenzívní subsidencí byl postupně zaplňován flyšovými sedimenty souvrství godulského s. s. a istebňanského. Godulské souvrství s. s. charakterizuje střídání zelenošedých jílovců a křemitovápnitých glaukonitických pískovců (Stráník et al. 1993). Mikrofotografie glaukonitických pískovců godulského souvrství jsou na obr. 5 a 6. Vedle klastů křemene a živců jsou na obou obrázcích patrny oválné průřezy agregáty glaukonitu. Na obr. 5 jsou patrny šupiny alterovaného biotitu, ve výbruse jsou i alterovaná zrna jiných tmavých minerálů (snad jde o amfiboly); v pískovci na obr. 6 jsou klastické slídy zastoupeny pouze muskovitem. Na obr. 6 lze dobře rozpoznat karbonátový tmel.



Obr. 5: *vzorek č. 30, Horní Lomná - svah Čerčok, pískovec, godulský vývoj, godulské souvrství, šířka snímku 0,8 mm. PPL. Foto: Žaneta Zemanová.*

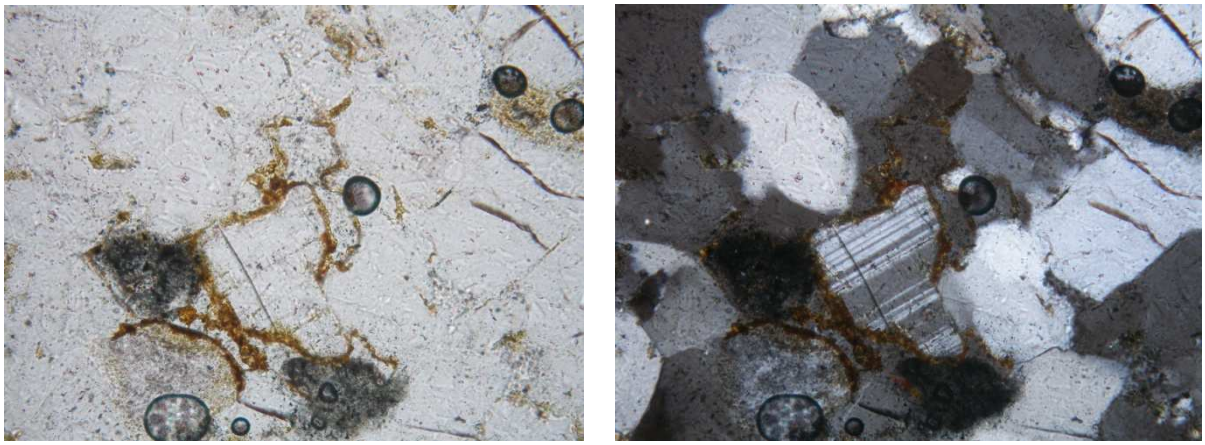
Obr. 5: *vzorek č. 30, Horní Lomná - svah Čerčok, pískovec, godulský vývoj, godulské souvrství, šířka snímku 0,8 mm. XPL. Foto: Žaneta Zemanová.*



Obr. 6: *vzorek č. 50, Horní Lomná-Salajka, pískovec, godulský vývoj, godulské souvrství, šířka snímku 0,8 mm. PPL. Foto: Žaneta Zemanová.*
Obr. 6: *vzorek č. 50, Horní Lomná-Salajka, pískovec, godulský vývoj, godulské souvrství, šířka snímku 0,8 mm. XPL. Foto: Žaneta Zemanová.*

Spodní a svrchní godulské vrstvy, ve kterých převládá vývoj drobně rytmického flyše, jsou rozděleny pískovcovým litosomem středních godulských vrstev. Uprostřed svrchních godulských vrstev je lokálně vyvinut pískovcovo-slepencový obzor Malinowecké skály a pustevenský. Drobně rytmické vývoje godulského souvrství jsou typickými distálními turbidity uloženými ve vnější části náplavového kužele rozplavovaného longitudinálními proudy (Eliáš 1970). Mocnost godulského souvrství je silně proměnlivá. Maxima 2 900 až 3 100 m dosahuje v povodí Morávky a Ostravice. Istebňanské souvrství (campan - paleocén) navazuje na godulské souvrství bez přerušení sedimentace. Jeho rychlý nástup, kterému neprávem byla přisuzována transgresívní povaha se stratigrafickým hiátem, je odezvou subhercynského vrásnění ve vnitřních Karpatech. V istebňanském souvrství dominují arkózové a drobové pískovce až slepence (často tilloidní) a černošedé písčité jílovce. Středně, až hrubě rytmické flyšové sekvence charakteru turbiditů a fluxoturbiditů se střídají s pelitickými sekvencemi 40 až 200 m mocnými. Proměnlivá mocnost souvrství činí 400 až 1 200 m (Stráník et al. 1993).

Sedimentace tmavých pelitů, které převládají ve svrchní části istebňanského souvrství, se vystřídána v paleocénu drobně rytmickou sedimentací podmenilitového souvrství (paleocén - spodní oligocén) s převahou šedých, zelenošedých a červených, většinou nevápnitých jílovců. Na hranici paleocén/spodní eocén vystupuje pískovcovo-slepencový litosom několik desítek metrů mocný ciężkowického pískovce. Celková mocnost souvrství je 500 až 800 m (Stráník et al. 1993). Na mikrofotografii ciezkowického pískovce jsou (obr. 7) vidět vedle klastů křemene, klasty plagioklasů s viditelným polysyntetickým lamelováním, kolem kterých jsou patrny šupiny alterovaného biotitu.



Obr. 7: *vzorek č.8, Radvanov, pískovec, godulský vývoj, ciezkowický pískovec, šířka snímku 0,8 mm. PPL. Foto: Žaneta Zemanová.*
Obr. 7: *vzorek č.8, Radvanov, pískovec, godulský vývoj, ciezkowický pískovec, šířka snímku 0,8 mm. XPL. Foto: Žaneta Zemanová.*

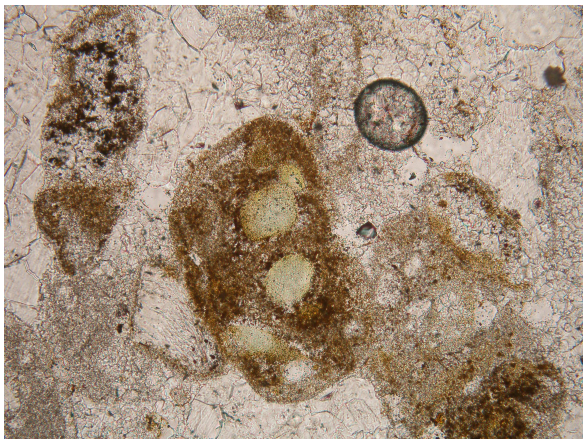
Ve spodním až svrchním oligocénu se uložilo ve slezském bazénu obdobně jako v bazénech podslezském a ždánickém menilitové souvrství, tvořené vrstvami podrolovcovými, rohovcovými, dynowskými slínovci a šitbořickými vrstvami. Ve vnitřní části godulského vývoje se zvýšeným přínosem písčité komponenty. Mocnost souvrství nepřesahuje 100 m. Krosněnské souvrství (eger) reprezentuje závěrečný sedimentační cyklus v slezském bazénu. Má typický flyšový vývoj, charakterizovaný rytmickým střídáním šedých vápnitých jílovců a světle slídnatých vápnitých laminovaných pískovců. Jeho litofacie vykazuje řadu společných znaků se ždánicko-hustopečským souvrstvím ždánické jednotky. Mocnost souvrství v důsledku denudace je cca 100 m. Zásadní změna v sedimentaci mezi menilitovým souvrstvím (pelagity a hemipelagity) a krosněnským souvrstvím (flyš) je výsledkem helvetských horotvorných ohybů ve vyšším oligocénu (Stráník et al. 1993).

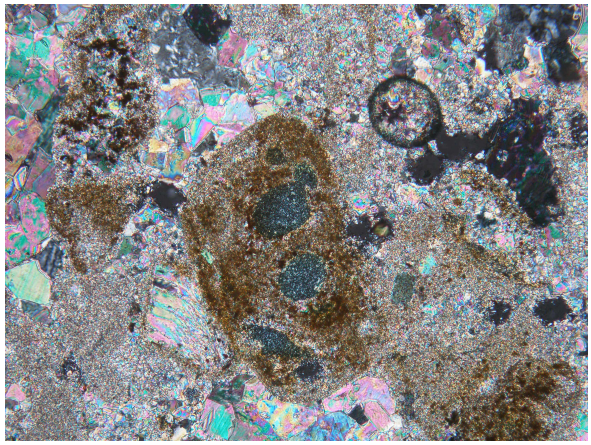
4.2. Bašský vývoj

Bašský vývoj (Matějka - Roth 1955) má ve slezské jednotce prostorově omezené rozšíření vázané na Štramberskou pahorkatinu. Představuje úpatní facii s vrstevním sledem tithon - paleocén. Jsou v něm vymezovány: štramberský (tithon) a kopřivnický vápenec (svrchní tithon - valangin), těšínsko-hradišťské souvrství ve facii kotoučské (jura - cenoman), tvořené převážně tmavými pelity a ve facii chlebovické (valangin - alb), která je litologicky blízká těšínsko-hradišťskému souvrství godulského vývoje. Pro chlebovickou facii je typická přítomnost tilloidních slepenců, tmavě laminovaných pískovců s valouny a bloky štramberského a

kopřivnického vápence. Na tvorbě útesového komplexu se podíleli krabi, řasy a sinice. Četní jsou brachiopodi, ježovky, gastropodi a stratigraficky významní ammoniti a kalpionely. Bašské souvrství (alb - ?turon) se uložily na chlebovické facii těšínsko-hradišťského souvrství ve vývoji středně až hrubě rytmického flyše. Flyšové rytmy tvoří zpravidla sukcese vápnitý pískovec, spongiový rohovec, alodapický vápenec, šedý a zelenošedý, zčásti skrvnitý jílovec. Bašské souvrství lze korelovat s lhoteckým souvrstvím godulského vývoje. Jeho mocnost se blíží 500 m (Stráník et al. 1993).

Pálkovické souvrství (coniac- paleocén) zakončuje sedimentaci v bašském vývoji. Lokálně nesouhlasné uložení na bašském souvrství, kterému byl připisován diskordantní charakter, byl později vykládán podmořskými rozmyvy, vyvolanými rychlou sedimentací za raných subhercynských pohybů (Eliáš 1970). Pálkovické souvrství reprezentuje hrubě písčitý flyš tvořený rytmickým střídáním pískovců, slepenců (často tilloidních) a tmavošedých jílovců. Jsou to úpatní sedimenty (proximální turbidity a fluxoturbidity) podmořského kužele, progradujícího směrem do pánve (Eliáš 1970). Zachovaly se v mocnosti max. 500 m. Pálkovickému souvrství zařadil (Eliáš 1970) kojetínské vrstvy (Stráník et al. 1993). Na mikrofotografii kojetínského souvrství (obr. 8) je vidět fosiliferní vápenec.





Obr. 8: *vzorek č.96, Svinec, fosiliferní vápenec, bašský vývoj, kojetínské souvrství, šířka snímku 0,8 mm. PPL. Foto: Žaneta Zemanová.*

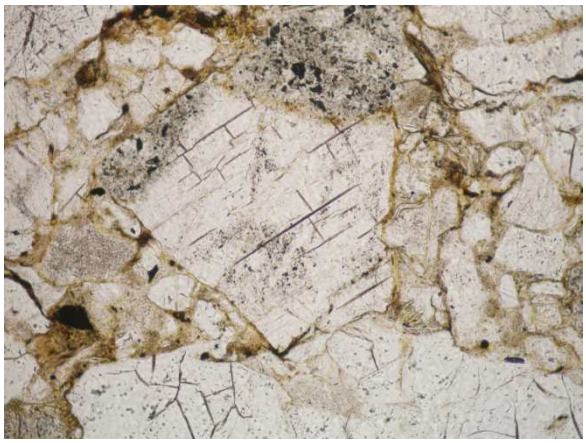
Obr. 8: *vzorek č.96, Svinec, fosiliferní vápenec, bašský vývoj, kojetínské souvrství, šířka snímku 0,8 mm. XPL. Foto: Žaneta Zemanová.*

4.3. Kelčský vývoj

Kelčský vývoj (Eliáš 1970) je vázán na sz. okrajovou část slezské jednotky. Se sousedním bašským vývojem má společné těšínsko-hradišťské souvrství a veřovické vrstvy. Společná je i silicifikace jasenických vrstev (alb), které byly dříve považovány za lhotecké souvrství laterálně

se zastupující s vrstvami bašskými. Mocnost jasenických vrstev činí 100-200 m. Shodnou litologii s godulským vývojem vykazují nadložní německé vrstvy (alb - cenoman). Drobně rytmický flyš těchto vrstev s šedými až zelenošedými a rudohnědými jílovci upomíná na pestré godulské vrstvy, za které byly dříve považovány. Liší se od nich stářím a menším zastoupením červených jílovců (Stráník et al. 1993).

Ve specifické litofacii, zcela neobvyklé pro slezskou jednotku, je vyvinut cenoman. Odpovídají mu dubské vrstvy (Hanzlíková - Matějka 1958), charakterizované hnědošedými vápnitými jílovci s podřadnými pískovci a ojediněle i slepenci. Sedimenty turonu až santonu nebyly v kelčském vývoji zjištěny. Jejich nepřítomnost je vykládána tektonickou redukcí. Finálním členem kelčského vývoje jsou milotické vrstvy (campan - paleocén). Jsou pro ně dominantní šedé, zelenošedé a modrošedé vápnité i nevápnité jílovce uzavírající vzácné lávky pískovců a četná tělesa tilloidních slepenců s valouny štramberských a kopřivnických vápenců a hornin těšínitové asociace. Milotické vrstvy byly dříve řazeny k frýdeckému souvrství (Stráník et al. 1993). Mikrofotografie arkózových pískovců německého souvrství jsou na obr. 9a a 9b. Na obr. 9a jsou vedle klastů křemene a živců patrny drobné klasty muskovitu. Kolem některých zrn můžeme pozorovat šupiny alterovaného biotitu. Na obr. 9b je vidět kromě klastů křemene přiblížené zrno mikroklinu s viditelnými mikropertity.



Obr. 9a: *vzorek č. 84, Vysoká, kelčský vývoj, německé souvrství, šířka snímku 0,8 mm. PPL. Foto: Žaneta Zemanová.*

Obr. 9a: *vzorek č. 84, Vysoká, kelčský vývoj, německé souvrství, šířka snímku 0,8 mm. XPL. Foto: Žaneta Zemanová.*

Obr. 9b: *vzorek č. 84, Vysoká, kelčský vývoj, německé souvrství, Klasty mikroklinu s pertity v pískovci, šířka snímku 0,8 mm. PPL. Foto: Žaneta Zemanová.*

Obr. 9b: *vzorek č. 84, Vysoká, kelčský vývoj, německé souvrství, Klasty mikroklinu s pertity v pískovci, šířka snímku 0,8 mm. XPL. Foto: Žaneta Zemanová.*

5. Přirozená radioaktivita hornin a její příčiny

5.1. Radioaktivita hornin

Radioaktivita je jedna z fyzikálních vlastností hornin, která je podmíněna přítomností přírodních radionuklidů v horninách. Jednotlivé horniny vykazují specifickou radioaktivitu, podle které mohou být studovány, zařazovány a mapovány. Také je měřitelná v terénních a laboratorních podmínkách geofyzikálními metodami. Výsledky mohou být dále využívány při vyhledávání nerostných, zejména radioaktivních surovin, v základním geologickém výzkumu a při hodnocení radioaktivity životního prostředí (jak uvádí např. Matolín-Chlupáčová 1997).

5.1.1. Základní pojmy o radioaktivitě

V procesu předcházejících před formováním Země vznikaly nestabilní izotopy prvků – radionuklidy, z nichž některé, o poločasech přeměny souměřitelných se stářím Země, se zachovaly a nacházíme je v horninách (Matolín, Chlupáčová 1997).

Radionuklidy se dělí na přirozené a umělé. Z hlediska přirozené radioaktivity hornin jsou významné jen ty přirozené a dělíme je na skupinu vytvářející přirozené rozpadové řady a radionuklidy, jejichž prvé produkty rozpadu jsou stabilní. Radioaktivní řady se nazývají podle svých mateřských prvků: řada uranu ^{238}U, řada aktinouranu ^{235}U, řada thoria ^{232}Th. Rozpad v radioaktivních řadách je řetězovitý, izotopy Pb jsou stabilními produkty rozpadových řad. Do skupiny přirozených radionuklidů, jejichž prvé produkty rozpadu jsou stabilní, náleží ^{40}K, ^{48}Ca, ^{87}Rb, ^{96}Zr, ^{147}Sm aj. Z uvedené pětice prvků, vzhledem k přítomnosti v horninách a aktivitě, je nejdůležitějším radioizotopem ^{40}K (Matolín, Chlupáčová 1997).

Poločas přeměny T (s) je čas, za který se přemění z počátečního množství atomů radionuklidů právě jedna polovina jader.

Radioaktivní rozpad jader atomů nezávisí na vnějších podmínkách. Přeměny jader nestabilních atomů jsou provázeny emisí částic nebo energie – jaderným zářením, které podle chování v elektrickém a magnetickém poli se označuje jako záření alfa, beta, gama a záření neutronové. Jednotlivé typy částic jaderného záření mají specifické hmotnostní složení a elektrický náboj a liší se interakcí s hmotou, průchodností hmotou, ionizačními a radiologickými účinky. Energie jaderného záření má široký interval hodnot (Matolín, Chlupáčová 1997).

5.1.2. Radioaktivní prvky v horninách

Radioaktivní prvky vzniklé syntézou při evoluci Země jsou označovány jako primordiální. Z velkého množství vzniklých primordiálních radionuklidů se zachovaly pouze radionuklidy s velkým poločasem přeměny např. ^{40}K, ^{87}Rb, ^{147}Sm, ^{176}Lu, ^{187}Re, ^{232}Th, ^{235}U, ^{238}U. Vzhledem

ke koncentracím jednotlivých radionuklidů v zemské kůře a jejich měrné aktivitě jsou pro radioaktivitu hornin významné pouze K, U a Th (Matolín, Chlupáčová 1997).

Zastoupení draslíku v zemské kůře je v průměrné koncentraci 2,5%. Radioaktivní izotop ^{40}K o poločasu přeměny 1,3 . 10^9 roků je zastoupen v přírodní směsi izotopů K hodnotou 0,012%. ^{40}K se přeměňuje beta rozpadem na ^{40}Ca a záchytem elektronu na ^{40}Ar, které jsou stabilní. ^{40}K je zdrojem beta a gama záření. Draslík je velmi rozšířeným prvkem litosféry. V horninách mají nejvyšší obsah draslíku draselné živce, leucit, biotit, muskovit (včetně sericitu), flogopit a illit.

Přítomnost uranu je v zemské kůře v průměrné koncentraci 2 - 3 ppm U. V přirozené směsi radioaktivních izotopů uranu jsou zastoupeny ^{238}U (99,274 %, T = 4,51 . 10^9 roků), ^{235}U (0,720 %, T = 7,02 . 10^9 roků) a ^{234}U jsou mateřskými prvky přírodních rozpadových řad, jejichž koncovými stabilními produkty jsou izotopy ^{206}Pb a ^{207}Pb. Při přeměně mateřského a dceřiných prvků na místě vzniká v přeměnových řadách radioaktivní rovnováha. Uran a dceřiné produkty v přeměnových řadách jsou zdroji záření alfa, beta a gama (Matolín, Chlupáčová 1997).

Uran je litofilním prvkem. Tvoří samostatné minerály nebo je izomorfně přítomen v jiných minerálech. V horninách se uran nachází ve zvýšených koncentracích v akcesorických minerálech titanitu,apatitu, zirkonu, xenotimu a monazitu tvoří řadu sekundárních minerálů (Matolín, Chlupáčová 1997).

Průměrná koncentrace *thoria* v zemské kůře je uváděné v mezích 8 – 13 ppm Th. Přirozeným radioaktivním izotopem thoria je ^{232}Th, jehož poločas přeměny je 1,4.10^{10} roků. Koncovým stabilním produktem rozpadu ^{232}Th je ^{208}Pb. Při tomto rozpadu se uvolní alfa, beta a gama záření. Energie gama záření a produktů rozpadu ^{232}Th leží v intervalu hodnot do 2614 keV. Thorium se v horninách vyskytuje ve třech formách, a to jako jeden z hlavních krystalomorfních elementů, nebo izomorfně zastupuje jiné prvky, a nebo se vyskytuje ve formě rozptýlení. Je to stabilní prvek, který se nachází především v magmatogenních minerálech vzniklých za vysokých teplot (Matolín 1976). Jako součást akcesorických minerálů se ve vyšší koncentraci může vyskytovat v apatitu, titanitu, zirkonu, epidotu, allanitu, monazitu a případně i v jílových minerálech (Matolín, Chlupáčová 1997).

5.1.3. Radioaktivita sedimentárních hornin

Radioaktivita sedimentů závisí na povaze usazeného materiálu. Pelitické sedimenty jsou zpravidla více radioaktivnější než psamity. Klastické terigenní sedimenty vykazují v průměru vyšší radioaktivitu než sedimenty chemické. Pro změny radioaktivity sedimentů je význačná rozpustnost uranu, jeho mobilita v šestivalentní formě a depozice ve vhodném geochemickém

prostředí. Nejvyšší radioaktivitou vyznačují jíly, jílovce, fosfority, draselné soli a bituminózní sedimenty a nejnižší radioaktivitu mají vápence, sádrovce, kamenná sůl, křemenec a dolomit (Matolín, Chlupáčová 1997).

Extrémně vysokých hodnot radioaktivity dosahují černé thoriové plážové písky v Evropě, Brazílii aj. Uvádí se, že radioaktivní psamity a psefity s Th anebo a Th i U se nacházejí v aluviích a příbřežních pásmech sedimentačních prostorů. Zvýšené obsahy Th a U mají např. naplaveniny řeky Lužnice u rybníka Rožmberk. Z prekambria Severní a Jižní Ameriky a Jižní Afriky jsou známy výskyty zlatonosných a uranonosných slepenců s obsahy U až 1000 ppm i více. Proslulé slepence se nacházejí ve Witwatersrandu z Transvalu. Slabou radioaktivitu vykazují karbonáty s výjimkou bituminózního vápence barrandienského siluru, který je typický zvýšeným obsahem uranu. Velmi vysoké obsahy U jsou typické pro černé břidlice. Typickým výskytem jsou pro ně např. formace Chattanooga. Vcelku se nejvyšší obsahy U vyskytují v břidlicích tam, kde organický uhlík dosahuje 10 – 30%. Mezi černými břidlicemi jsou i výjimky, které nepatří k uranonosným typům a to jsou např. černé břidlice vrbenské skupiny z oblasti Jeseníků (Matolín, Chlupáčová 1997).

Zvýšené obsahy Th a U mohou obsahovat i některé uhelné bazény nebo jen některé jejich sloje a to např. v Rusku a Ukrajině, kde se průměrné hodnoty koncentrace U pohybují od 2 do 8 ppm a koncentrace Th od 2 do 9 ppm.

Význačnými uranonosnými sedimenty jsou fosfority s koncentracemi 20 – 300 ppm U. Zvýšené obsahy mají také bentonity s koncentracemi od 7 do 42 ppm.

Obsahy U jsou velmi variabilní, ale existují větší sedimentační prostory, kde vznikají sedimenty s s koncentracemi v desítkách až stovkách ppm. Značnou roli přitom hraje podíl organické substance a anaerobní prostředí s H_2S (Matolín, Chlupáčová 1997).

5.1.4. Jaderné záření

Přeměna jader je doprovázena zářením alfa, beta a gama. Gama záření je z těchto tří nejpronikavější a je způsobeno elektromagnetickým vlněním. Rychlost šíření odpovídá rychlosti světla c. Energii záření gama můžeme pospat vztahem $E = hv = hc\lambda\text{-}1$, kde h je Planckova konstanta ($h = 6{,}6256.10^{-34}$ J.s. Průchodnost γ záření ve vzduchu je asi 700 m, v horninách pouze do 1 m, v olovu je doběh pouze několik desítek mm (Mareš 1979).

5.2. Přirozená radioaktivita hornin Vnějších Západních Karpat

Při studiu radioaktivity hornin Západních Karpat bylo užito leteckých měření, automobilových měření, pěšího průzkumu a laboratorních radiometrických měření (Matolín

1976). Západní Karpaty jsou bradlovým pásmem pieninského lineamentu rozděleny na vnitřní (centrální) a vnější. Nejrozsáhlejší část centrálních Karpat je tvořena předsvrchnokřídovými jednotkami tatrika, veporika a gemerika (Matolín, Manová 1989).

Západní úsek flyšového pásma je omezen na JZ česko-rakouskou státní hranicí, v pruhu širokém 60 km se táhne přes Zlín, Vsetín a Čadcu k česko-polské hranici, která jej omezuje na SV. Orograficky zahrnuje Moravskoslezské Beskydy, Ždánický les, Chřiby, Hostýnské, Vízovické a Vsetínské vrchy, Slovenské Beskydy, Kysuckou vrchovinu, Javorníky a Bílé Karpaty (Matolín 1976). Západní Karpaty zasahují pouze na východní část území ČR, jako západní úsek flyšového pásma Západních Karpat, které si udržuje monotónní pole radioaktivity, jejíž hodnoty Da leží v rozmezí 50-65 $nGy.h^{-1}$ (Matolín, Chlupáčová 1997). Výsledky laboratorních analýz hornin psamitického vývoje (K 0,9 %, U 1,6 ppm, Th 6,2 ppm) a pelitického vývoje (K 1,5 %, U 2,2 ppm, Th 10,8 ppm) (Ibrmajer 1989). Nižší hodnoty byly naměřeny u slezské jednotky (Matolín, Chlupáčová 1997). Mezi strukturními jednotkami je zřetelné nízké pole radioaktivity hornin křídového stáří slezské jednotky (D_a = 45-50 $nGy.h^{-1}$) a proměnlivá radioaktivita soláňských vrstev račanské jednotky (D_a = 50-85 $nGy.h^{-1}$), které odrážejí pestrost horninového materiálu. Bazické typy vyvřelin těšínitové formace slezské jednotky s malým povrchovým rozšířením vykazují zvýšenou radioaktivitu pikritů a těšínitů. Radioaktivita hornin flyšového pásma je místně ovlivněna kvartérními pokryvy (Ibrmajer 1989).

6. Výsledky přirozené radioaktivity hornin sedimentů slezské jednotky

V této kapitole jsou sumarizovány výsledky gamaspekrometrických měření sedimentů godulského, bašského a kelčského vývoje (tab. 2 až 9).

Tab. 2: Obsahy draslíku, uranu a thoria v psamitech godulského vývoje

geol. jednotka / hornina	**n**	**K (hmot. %)**			**eU (ppm)**			**eTh (ppm)**		
		min.	**max.**	**x**	**min.**	**max.**	**x**	**min.**	**max.**	**x**
těšínské vápence										
pískovec	4	<0,5	<0,5	<0,5	<1,5	2	<1,5	<1,5	9,9	4,1
těšínsko-hradišťské souvrství										
pískovec	7	<0,5	2,6	0,7	<1,5	1,9	<1,5	<1,5	3,6	2,8
svrchní těšínské vrstvy										
pískovec	2	<0,5	<0,5	<0,5	<1,5	1,6	<1,5	2,1	5,2	3,7
hradišťský pískovec										
pískovec	2	<0,5	<0,5	<0,5	<1,5	<1,5	<1,5	2,4	3,7	3,1
veřovické vrstvy										
pískovec	1	1	1	1	1,6	1,6	1,6	<1,5	<1,5	<1,5
lhotské vrstvy										
pískovec	1	0,8	0,8	0,8	<1,5	<1,5	<1,5	4,5	4,5	4,5
lhotské souvrství										
pískovec	3	<0,5	0,6	0,42	<1,5	2	1,3	2,5	6,7	3,9
ostravický pískovec										
pískovec	7	0,8	1,7	1	<1,5	1,6	<1,5	1,9	7,6	4,3
pestré godulské vrstvy										
pískovec	1	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6	1,6	5,3	5,3	5,3
godulské vrstvy spodní oddíl										
pískovec	11	<0,5	1,7	0,8	<1,5	2,9	<1,5	1,7	11,9	5,2
godulské vrstvy střední oddíl										
pískovec	7	1,6	2,3	2	<1,5	2,6	1,6	3	11,2	7,5
godulské vrstvy svrchní oddíl										
pískovec	9	0,8	2,3	1,4	<1,5	2,4	1,6	4,5	10,2	6,9
godulské souvrství										
pískovec	13	0,6	2,2	1,3	<1,5	2,6	1,9	4,8	10,2	7,1
godulské souvrství střední oddíl										
pískovec	2	<0,5	0,6	0,5	1,7	1,8	1,8	3	6,3	4,7
přechod mezi svrch.a střední oddíl godulského souvrství										
pískovec	2	1,4	2,3	1,9	<1,5	<1,5	<1,5	3,4	4,6	4
godulské souvrství svrchní oddíl										
pískovec	4	1,7	2,4	2	<1,5	2,4	<1,5	5,4	8,2	6,3
istebňanské vrstvy										
pískovec	24	0,7	2,7	1,4	<1,5	2,9	<1,5	2,6	11,7	5,1

istebňanské souvrství										
pískovec	3	1,2	1,5	1,4	<1,5	<1,5	4	3	5,5	4,4
ciezkowický pískovec										
pískovec	1	2,7	2,7	2,7	<1,5	<1,5	<1,5	7,5	7,5	7,5
menilitové souvrství										
pískovec	2	0,7	0,8	0,8	3,7	5	4,4	2,6	4,1	3,4
kroseňské souvrství										
pískovec	5	1,4	0,7	1	1,9	2,4	2,1	4,5	6,3	5,6

Tab. 3: Obsahy draslíku, uranu a thoria v psefitech godulského vývoje

geol. jednotka / hornina	**n**	**K (hmot. %)**			**eU (ppm)**			**eTh (ppm)**		
		min.	**max.**	**x**	**min.**	**max.**	**x**	**min.**	**max.**	**x**
godulské souvrství střední oddíl										
slepenec	1	0,9	0,9	0,9	<1,5	<1,5	<1,5	3	3	3
godulské souvrství svrchní oddíl										
slepenec	1	3,1	3,1	3,1	<1,5	<1,5	<1,5	4,7	4,7	4,7
istebňanské vrstvy										
slepenec	7	<0,5	1,5	0,7	<1,5	<1,5	<1,5	1,7	4,8	3,2
istebňanské souvrství										
slepenec	1	0,9	0,9	0,9	<1,5	<1,5	<1,5	3,2	3,2	3,2

Tab. 4: Obsahy draslíku, uranu a thoria ve vápencích godulského vývoje

geol. jednotka / hornina	**n**	**K (hmot. %)**			**eU (ppm)**			**eTh (ppm)**		
		min.	**max.**	**x**	**min.**	**max.**	**x**	**min.**	**max.**	**x**
hradišťské vrstvy										
vápenec	1	<0,5	<0,5	<0,5	1,8	1,8	1,8	<1,5	<1,5	<1,5
menilitové souvrství										
vápenec	1	<0,5	<0,5	<0,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5
kroseňské souvrství										
vápenec	1	<0,5	<0,5	<0,5	<1,5	<1,5	<1,5	3,1	3,1	3,1

Tab.5: Obsahy draslíku, uranu a thoria v pelitech godulského vývoje

geol. jednotka / hornina	n	K (hmot. %)			eU (ppm)			eTh (ppm)		
		min.	max.	x	min.	max.	x	min.	max.	x
istebňanské vrstvy										
jílovec	1	2,4	2,4	2,4	4,2	4,2	4,2	18,8	18,8	18,8
ciezkowický pískovec										
jílovec	1	2,5	2,5	2,5	4,5	4,5	4,5	18,1	18,1	18,1

Tab. 6: Obsahy draslíku, uranu a thoria v psamitech bašského vývoje

geol. jednotka / hornina	n	K (hmot. %)			eU (ppm)			eTh (ppm)		
		min.	max.	x	min.	max.	x	min.	max.	x
kojetínské souvrství										
pískovce	4	<0,5	0,5	<0,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	3,1	1,5
pálkovické vrstvy										
pískovce	1	<0,5	<0,5	<0,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5
pálkovické souvrství										
pískovce	3	0,8	1,8	1,3	<1,5	<1,5	<1,5	2,5	4,8	3,7
bašské vrstvy										
pískovce	2	<0,5	1,9	1,1	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	3,4	2,2
chlebovické vrstvy										
pískovec	2	0,5	0,6	0,6	<1,5	<1,5	<1,5	1,7	2	1,9

Tab. 7: Obsahy draslíku, uranu a thoria ve vápencích bašského vývoje

geol. jednotka / hornina	n	K (hmot. %)			eU (ppm)			eTh (ppm)		
		min.	max.	x	min.	max.	x	min.	max.	x
kojetínské souvrství										
vápence	3	<0,5	<0,5	<0,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5
pálkovické vrstvy										
vápence	5	<0,5	0,7	<0,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	3	<1,5
bašské vrstvy										
vápence	2	<0,5	<0,5	<0,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5
štramberské vápence										
vápenec	3	<0,5	<0,5	<0,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	2,2	<1,5

Tab. 8: Obsahy draslíku, uranu a thoria v psamitech kelčského vývoje

geol. jednotka / hornina	n	K (hmot. %)			eU (ppm)			eTh (ppm)		
		min.	max.	x	min.	max.	x	min.	max.	x
těšínsko-hradišťské souvrství										
pískovec	7	<0,5	3,9	1,1	<1,5	2,8	1,5	2,1	11,3	6
jasenické souvrství										
pískovec	5	<0,5	0,8	0,6	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	5,1	2,6
německé souvrství										
pískovec	6	<0,5	0,6	<0,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	2,1	1,7

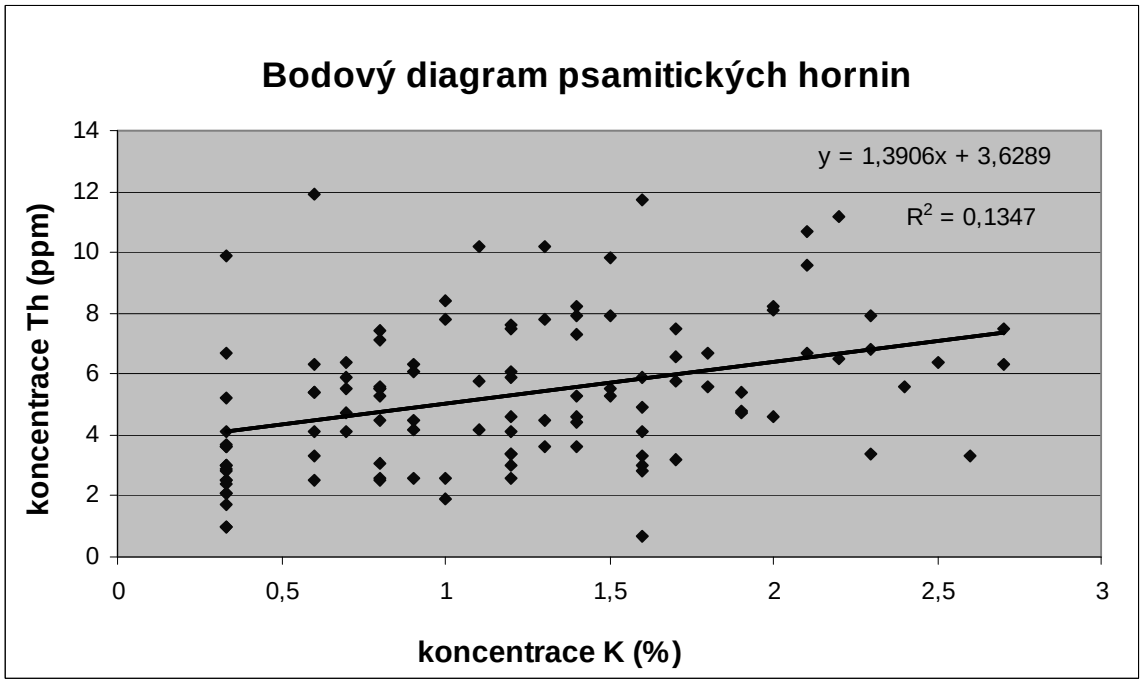
Tab. 9: Obsahy draslíku, uranu a thoria ve vápencích kelčského vývoje

geol. jednotka / hornina	n	K (hmot. %)			eU (ppm)			eTh (ppm)		
		min.	max.	x	min.	max.	x	min.	max.	x
těšínsko-hradišťské souvrství										
vápenec	2	<0,5	<0,5	<0,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5
jasenické souvrství										
vápenec	2	<0,5	<0,5	<0,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5
německé souvrství										
vápenec	1	<0,5	<0,5	<0,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5

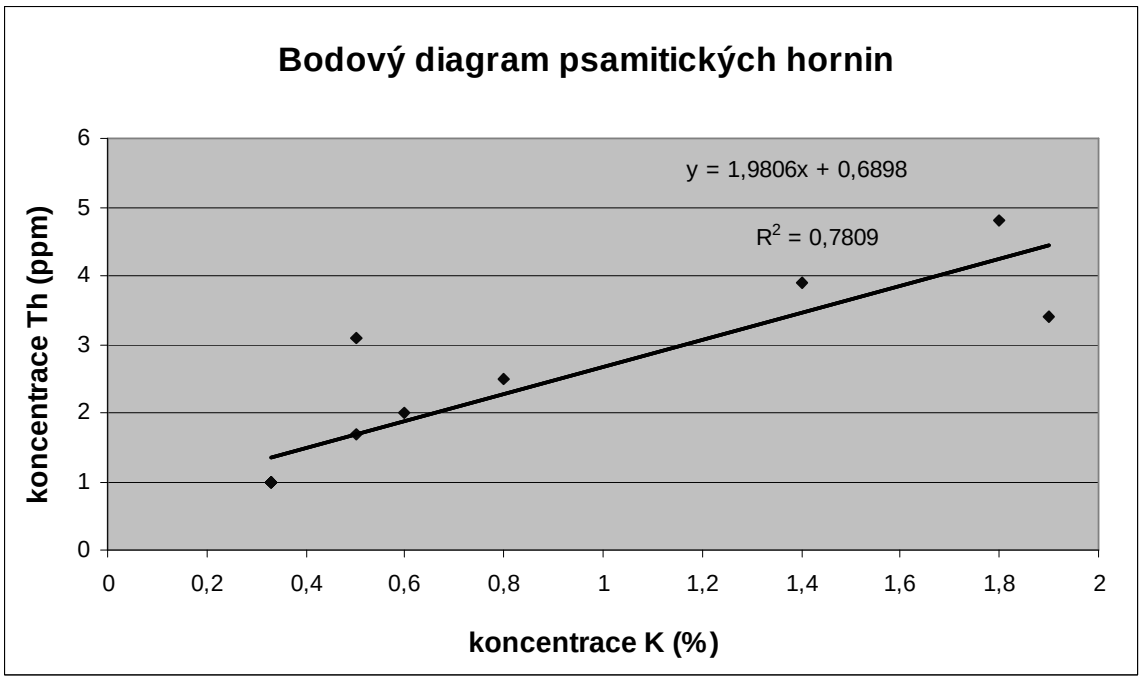
V tab. 2 až 9 jsou sumarizovány výsledky všech provedených gamaspetrometrických měření Tabulky jsou dále rozděleny dle typů hornin a obecně zařazeny do geologické jednotky (nejsou blíže specifikovány).

Z tab. 4, 7 a 9 (godulského, bašského a kelčského vývoje) je zřejmé, že obsahy všech tří gamaspektrometricky sledovaných přirozených radioaktivních prvků ve vápencích mají velmi nízké hodnoty a většina výsledků se pohybuje pod mezí detekce. Pelity v godulském vývoji mají relativně vysoké koncentrace všech tří sledovaných prvků (tab. 5).

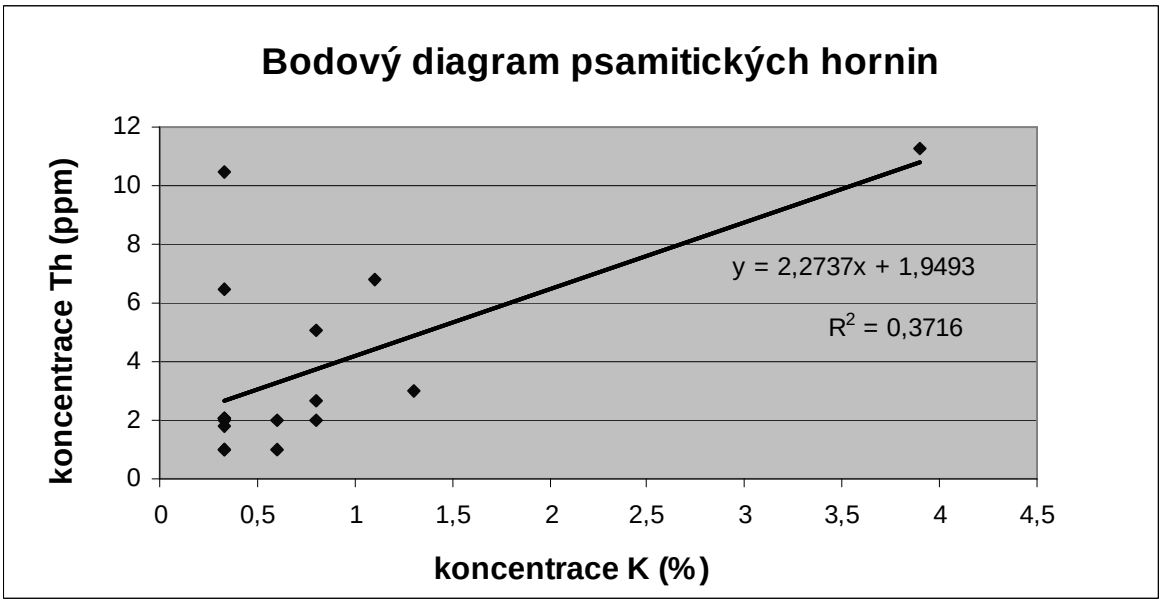
K vyjádření závislosti obsahu draslíku na obsahu thoria byly z naměřených hodnot sestaveny tři bodové diagramy pro psamitické horniny všech tří vývojů (obr. 10 až 12). Pozitivní korelace mezi draslíkem a thoriem ve skupině psamitů v godulském a kelčském vývoji není příliš výrazná (viz obr. 10 a 12), naopak v psamitech bašského vývoje je pozitivní korelace mezi draslíkem a thoriem velmi výrazná (viz obr. 11). V případě psefitů a pelitů godulského vývoje jsem vzhledem k malému souboru dat tyto diagramy nesestrojila, v případě vápenců tyto diagramy nejsou uvedeny vzhledem k nízkým koncentracím draslíku a thoria (často pod mezí detekce).



Obr.10: *Lineární závislost obsahu draslíku na obsahu thoria v psamitech godulského vývoje.*



Obr.11: *Lineární závislost obsahu draslíku na obsahu thoria v psamitech bašského vývoje.*



Obr.12: *Lineární závislost obsahu draslíku na obsahu thoria v psamitech kelčského vývoje.*

7. Diskuze

V této tabulce jsou sumarizovány výsledky gamaspekrometrických měření sedimentů godulského, bašského a kelčského vývoje (tab. 10).

Tab. 10: Sumarizace výsledků měření psamitů

Geologický vývoj		**K (%)**		**eU (ppm)**		**eTh (ppm)**		**a_m(Bq/kg)**
	poč.měření	**rozsah**	**průměr**	**rozsah**	**průměr**	**rozsah**	**průměr**	
godulský	114	<0,5-2,7	1,2	<1,5-5	1,5	<1,5-11,9	5,3	77,7
bašský	12	<0,5-1,9	0,7	<1,5-<1,5	<1,5	<1,5-4,8	2,1	42,2
kelčský	18	<0,5-3,9	0,7	<1,5-2,8	1,2	<1,5-11,3	3,6	53,4

Z tab. 10 lze vyčíst, že průměrné hodnoty K, eU, eTh a a_m jsou nejvyšší pro psamity godulského vývoje, nejnižší pro psamity bašského vývoje.

V tab. 11 je srovnání výsledků gamaspekrometrických měření psamitů slezské jednotky (na základě vlastních dat) a psamitů magurské skupiny příkrovů (na základě dat Czereové 2011). Z této tabulky je zřejmé, že průměrné hodnoty eU, eTh a a_m jsou vyšší v psamitech magurské skupiny příkrovů než v psamitech slezské jednotky. Průměrné obsahy K v psamitech jsou v obou srovnávaných jednotkách v podstatě totožné. V případě psefitů, pelitů a vápenců slezské jednotky jsem vzhledem k malému souboru dat tabulky nesestavila.

Tab. 11: Sumarizace výsledků měření psamitů slezské jednotky a magurské skupiny příkrovů

		K (%)		**eU (ppm)**		**eTh (ppm)**		**a_m(Bq/kg)**
	poč.měření	**rozsah**	**průměr**	**rozsah**	**průměr**	**rozsah**	**průměr**	
Slezská jednotka	144	<0,5-3,9	0,9	<1,5-5	<1,5	<1,5-11,9	3,7	57,8
Magurská skupina příkrovů	283	<0,5-4,6	0,9	<1,5-3,5	1,6	<1,5-23,9	6,8	81,2

Slezskou jednotku lze srovnávat s dostupnou literaturou jen velmi obtížně. Komplexně byla přirozená radioaktivita na našem území studována, a ne příliš podrobně, týmem pod vedením prof. RNDr. Milana Matolína, DrSc. před cca padesáti lety. Hodnoty v radiometrické mapě jsou navíc udávány v hodnotách dávkového příkonu (nGy.h-1). V publikaci Matolín (1976),

hodnotící přirozenou radioaktivitu hornin Západních Karpat na území ČR a Slovenska, jsou uváděny speciální jednotky dávky záření pro laboratorní stanovení (Q) a jiné pro terénní stanovení (I). Tyto jednotky nelze nějak jednoduše převést na koncentrace draslíku, uranu a thoria, se kterými jsem pracovala.

Matolín (1976) uvádí hmotnostní procenta jen v případě mediánů stanovovaných prvků v horninách Západních Karpat na území ČR a Slovenska: 1,8 % K; 2,3 ppm U; 10,3 ppm Th. Z tohoto jasně vyplývá, že přirozená radioaktivita sedimentů slezské jednotky na území ČR (viz data v tab. 11) je výrazně nižší než komplexní přirozená radioaktivita Západních Karpat. To souvisí se skutečností, že slezská jednotka je tvořena sedimentárními horninami o nízké radioaktivitě, zatímco na celkové přirozené radioaktivitě Západních Karpat se kromě sedimentů významně podílí i magmatické a metamorfované horniny, které obecně vykazují vyšší hodnoty přirozené radioaktivity.

8. Závěr

Hlavním cílem této práce bylo zhodnocení přirozené radioaktivity sedimentárních hornin slezské jednotky na území České republiky, kde jsem v rámci terénní etapy provedla odběr 174 vzorků k laboratornímu gamaspektrometrickému stanovení K, U a Th v horninách.

Ve sledovaném území je největší měrou zastoupen godulský vývoj. Sedimentární horniny celkově vykazují nízkou radioaktivitu, která mírně vzrůstá v závislosti na snižující se velikosti zrna, proto pelitické horniny godulského vývoje (istebňanské vrstvy a ciezkowický pískovec) na základě uvedených dat vykazují nejvyšší radioaktivitu (okolo 220 Bq/kg). Naopak nejnižší hodnoty vykazují vápence všech vývojů (bašský, godulský a kelčský), které jsou tímto typické (koncentrace K, U i Th byla převážně pod mezí detekce). V rámci psamitů vykazují nejvyšší hodnoty hmotnostní aktivity pískovce godulského vývoje (okolo 78 Bq/kg). U psamitů bašského vývoje existuje výrazná pozitivní korelace mezi draslíkem a thoriem. V případě psamitů godulského a kelčského vývoje je tato korelace nevýrazná. Psefity a také karbonátové horniny (vápence) slezské jednotky vykazují jen velmi nízkou přirozenou radioaktivitu, ještě nižší než psamity v této jednotce.

Ze srovnání výsledků gamaspekrometrických měření psamitů slezské jednotky a psamitů magurské skupiny příkrovů je zřejmá vyšší přirozená radioaktivita psamitů magurské skupiny příkrovů. V případě psefitů, pelitů a vápenců slezské jednotky jsem vzhledem k malému souboru dat tabulky nesestavila.

Literatura

Buday T. et al. (1967): *Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty. Sv. 2*, Academia Praha.

Czereová K. (2011): *Přirozená radioaktivita sedimentárních hornin magurské skupiny příkrovů na území České republiky*. MS. Dipl. práce. PřF UP Olomouc.

Čtyřoký P., Stráník Z. (1995): *Zpráva pracovní skupiny české statigrafické komise o regionálním dělení Západních Karpat.* - Věstník Českého geologického ústavu 70, 3, 67-69. Praha.

Eliáš M. (1970): *Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech*. - Sbor. geol. věd, Ř. G, 18, 7-99. Praha.

Hók J. et al. (2001): *Geológia Slovenska*. Univerzita Komenského v Bratislavě, vydavatelství UK.

Matolín M. (1976): *Radioaktivita hornin Západních Karpat*. Knih. Ústř. úst. geol., Praha.

Matolín M., Chlupáčová M. (1997): *Radioaktivní vlastnosti hornin*. In Kobr M. et al.: Petrofyzika, s. 109-126. Vydavatelství Karolinum Praha.

Manová M., Matolín M. (1989): *Radioaktivita hornin ČSSR*. In Ibrmajer J.,Suk M. et al.: Geofyzikální obraz ČSSR, s.196-213. ÚÚG- Academia Praha.

Manová M., Matolín M. (1995): *Radiometrická mapa České republiky 1 : 500 000*. ČGÚ Praha.

Mareš S. (1979): *Úvod do užité geofyziky*. SNTL – ALFA Praha.

Menčík E. et al. (1983): *Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny*. Ústř. úst. geol. v Akademii, Praha.

Stráník Z., Menčík E., Eliáš M., Adámek J. (1993): *Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku*. In Přichystal A.,Obstová V., Suk M. (1993): *Geologie Moravy a Slezska*. Moravské zemské muzeum a Sekce geol. věd PřF MU. 107-120. Brno**.**

Štelcl J., Zimák J. (2006): *Přirozená radioaktivita horninového prostředí Moravského krasu*. Univerzita Palackého v Olomouci.