

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI

Přírodovědecká fakulta

Katedra geologie



**Litofaciální analýza vsetínských vrstev v okolí Nového
Hrozenkova (zlínské souvrství račanské jednotky, flyšové
pásmo Západních Karpat)**

Bakalářská práce

Martina Randuchová

Environmentální geologie

prezenční studium

Vedoucí práce: RNDr. Tomáš Lehotský, Ph.D.

Olomouc 2023

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracovala samostatně, pod odborným dohledem vedoucího práce a za použití citované literatury.

V Olomouci dne:

.....

Martina Randuchová

Poděkování

Ráda bych poděkovala vedoucímu mé bakalářské práce RNDr. Tomáši Lehotskému, Ph.D. za cenné rady, odborné vedení, trpělivost, a milý přístup během psaní práce. Mgr. Jaroslavu Kapustovi, Ph.D. a RNDr. Kamilu Kropáčovi, Ph.D. děkuji za pomoc, ochotu a čas při přípravě vzorků. V neposlední řadě bych chtěla poděkovat panu Mgr. Danielu Šimíčekovi, Ph.D. za zapůjčení literatury a konzultace.

Obsah

1. Úvod.....	8
2. Poloha studované oblasti.....	9
2.1 Geomorfologická charakteristika studované oblasti.....	10
3. Geologická charakteristika Vnějších Západních Karpat.....	11
3.1. Magurská skupina.....	12
3.2. Račanská jednotka	13
3.3. Zlínské souvrství.....	15
3.4. Vsetínské vrstvy	15
4. Modely flyšové sedimentace.....	17
4.1 Gravitační proudy	18
4.2 Členění gravitačních proudů.....	19
5. Metodika	21
5.1 Terénní etapa	21
5.2 Terénní gamaspektrometrie	22
5.3 Litologický profil.....	22
5.4 Litologické facie sedimentů.....	24
5.4.1 Facie střednozrnných a jemnozrnných pískovců	24
5.4.2. Facie jemnozrnných pískovců a prachovců	24
5.4.3 Facie jílovců až prachovců.....	24
5.4.4 Facie jílovců.....	24
5.5 Optická mikroskopie.....	25
5.5.1 Gazzi-Dickinsonova metoda.....	25
5.5.2 Horninové složky	27
6. Výsledky	29
6.2. Popis litologických profilů	29
6.2.1. Fojtství	29

6.2.2. Kobylská	32
6.2.3 Hrubá Brodská	35
6.2.4. Brodská	39
6.2.5. Hluchá	43
6.2.6. Kladňáčka soutěska.....	46
6.6.7. Kladňáčka	48
6.6.8. Stanovnice.....	51
6.2.9 Na Káni	54
6.3. Výsledky terénní gamaspektrometrie	58
6.4. Faciální vliv na kontrakce draslíku, uranu a thoria	60
6.5. Mineralogické složení pískovců z vybraných lokalit	62
7. Diskuze	67
8. Závěr	71
9. Literatura.....	72
10. Přílohy	77
10.1 Naměřené hodnoty vrstevnatosti a puklin	77
10.2. Terénní gamaspektrometrie	79

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Martina Randuchová

Název práce: Litofaciální analýza vsetínských vrstev v okolí Nového Hrozenkova (zlínské souvrství račanské jednotky, flyšové pásmo Západních Karpat)

Typ práce: bakalářská

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

Vedoucí práce: RNDr. Tomáš Lehotský, Ph.D.

Rok obhajoby práce: 2023

Abstrakt: Bakalářská práce se zaměřuje na litofaciální analýzu vsetínských vrstev v okolí Nového Hrozenkova. Na studovaných lokalitách byl uskutečněn litologický popis, fotodokumentace a odběr vzorků. Celkově bylo vyčleněno 5 faciálních tříd, které byly porovnány s klasifikacemi Pickeringa et al. (1986) a Słomky (1995). Na vybraných lokalitách byly nalezeny fosilní stopy. Popsány byly následující ichnotaxony: *Planolites* isp. NICHOLSON, 1879, *Bergaueria* isp. PRANTL, 1946, *Thalassinoides suevicus* (RIETH, 1932), *Saerichnites* isp. BILLINGS, 1866, *Palaeophycus tubularis* HALL, 1847, *Cochlichnus* cf. *anguineus* HITCHCOCK, 1858 a *?Cosmorhaphe* isp. FUCHS, 1895. Z výsledků z gamaspektrometrie vyplývá, že sedimenty v okolí Nového Hrozenkova vykazují slabou až středně silnou radioaktivitu. Laboratorní část se zaměřuje na optickou mikroskopii, kdy za pomoci Gazzi-Dickinsonovy metody byla provedena analýza modálního složení pískovců. Studované vzorky spadají podle Folka (1980) do subarkóz a zdrojová oblast klastického materiálu odpovídá kratonní oblasti, kdy je možný přechod do přechodné kontinentální kůry.

Klíčová slova: račanská jednotka, vsetínské vrstvy, turbiditní proudy, gamaspektrometrie, Gazzi-Dickinsonova metoda, ichnofosilie

Počet stran: 76

Počet stran s přílohami: 81

Jazyk: čeština

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Martina Randuchová

Title: Lithofacial analysis of the Vsetín member around Nový Hrozenkov (Zlín Formation of the Rača Unit, Flysch Belt of the Western Carpathians)

Type of thesis: bachelor

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

Supervisor: RNDr. Tomáš Lehotský, Ph.D.

The year of presentation: 2023

Abstract: The bachelor's thesis focuses on the lithofacial analysis of the Vsetin member in the vicinity of Nový Hrozenkov. A lithological description, photo documentation, and sampling were carried out at the selected localities. A total of 5 facies classes were identified and compared with the classifications of Pickering et al. (1986) and Słomka (1995). Trace fossils have been found in selected locations. The following ichnotaxones were described: *Planolites* isp. NICHOLSON, 1879, *Bergaueria* isp. PRANTL, 1946, *Thalassinoides suevicus* (RIETH, 1932), *Saerichnites* isp. BILLINGS, 1866, *Palaeophycus tubularis* HALL, 1847, *Cochlichnus* cf. *anguineus* HITCHCOCK, 1858 a *?Cosmorhaphe* isp. FUCHS, 1895. The gamma-ray spectrometry results indicate that sediments around Novy Hrozenkov show weak to moderate radioactivity. Practical part focuses on optical microscopy, where the modal composition of sandstones was analyzed using the Gazzi-Dickinson method. According to Folk (1980), the studied samples belong to the subarkoses, and the source area of the clastic material corresponds to the cratonic area, where a transition to transitional continental crust is possible.

Keywords: Rača unit, Vsetín member, turbidity currents, gamma-ray spektrometry, Gazzi-Dickinson method, ichnofossils

Number of pages: 76

Number of pages with appendices: 81

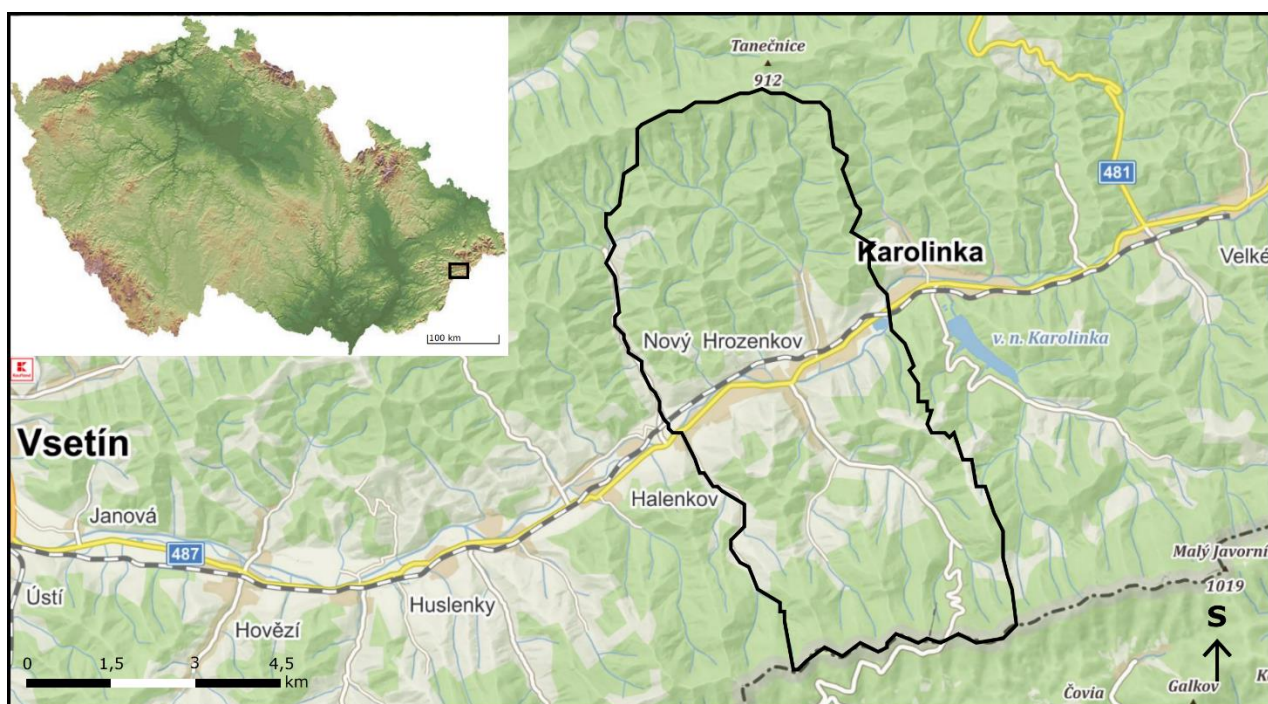
Language: Czech

1. Úvod

V předložené bakalářské práci se zabývám vsetínskými vrstvami, které se nacházejí v okolí Nového Hrozenkova. Vsetínské vrstvy tvoří siliciklastické sedimenty, které vznikaly v hlubokomořském prostředí vlivem gravitačních proudů. V práci se zaměřuji na detailní popisy studovaných lokalit. U profilů bylo zhodnoceno jejich petrografické složení, změny v mocnosti vrstev a texturní znaky. Dále jsem popsala nalezené fosilní stopy, které se vyskytovaly na vrstevních plochách pískovců. Na závěr jsem porovнала vztahy mezi mineralogickým složením, gamaspektrometrií a faciemi.

2. Poloha studované oblasti

Zájmová oblast se nachází v severovýchodní části Zlínského kraje, v okrese Vsetín. Tvoří pruh o délce 10,5 km a šířce 4,5 km, jehož delší strana je orientována na sever (Obr. 1). Přibližná rozloha Nového Hrozenkova je 43,57 km² s průměrnou nadmořskou výškou 453 m n. m. Nejvyšším bodem území je Stolečný vrch, který dosahuje výšky 962 m n. m. Hranice studované oblasti jsou na severní straně vymezeny hřebenovou cestou mezi Beskydem a Tanečnicí. Hřeben mezi sedlem Převodné a Stolečným vrchem tvoří jižní hranici, zatímco západní hranici odděluje lušovský potok. Hřebenová cesta mezi Tanečnicí a vrcholem Humenec vytváří východní hranici (Kazmír, 2009). Jižní hranici tvoří hranice mezi Českou republikou a Slovenskou republikou, která prochází hřebenovou partií mezi sedlem Převodné a Stolečným vrchem.



Obr. 1: Lokalizace Nového Hrozenkova s vyznačenými hranicemi katastru městyse (upraveno podle mapy.cz).

2.1 Geomorfologická charakteristika studované oblasti

Studované území leží v geomorfologickém celku Hostýnsko-vsetínské hornatiny, která spadá do jihozápadní části Západních Beskyd (Demek, et al. 2006). Přibližná rozloha oblasti je 677,65 km² se střední nadmořskou výškou 593 m n. m. Na severní straně sousedí s Rožnovskou brázdou, Moravskoslezskými Beskydy a na jižní straně s Javorníkem a Vizovickou vrchovinou. Údolí Vsetínské Bečvy rozděluje Hostýnsko-vsetínskou hornatinu na dvě části – západní Hostýnské vrchy a východní Vsetínské vrchy (obr. 2). Nejvýznamnější body území jsou Vysoká 1024,3 m n. m., Kelčský Javorník 864,7 m n. m. a Hostýn 734,6 m n. m. Charakteristickým rysem oblasti je erozní reliéf s častými sesuvy na svazích (Demek, et al. 2006).



Obr. 2: Hlavní geomorfologické jednotky západní části Vnějších Západních Karpaty (upraveno podle Janoška, 2003 a google.cz/maps).

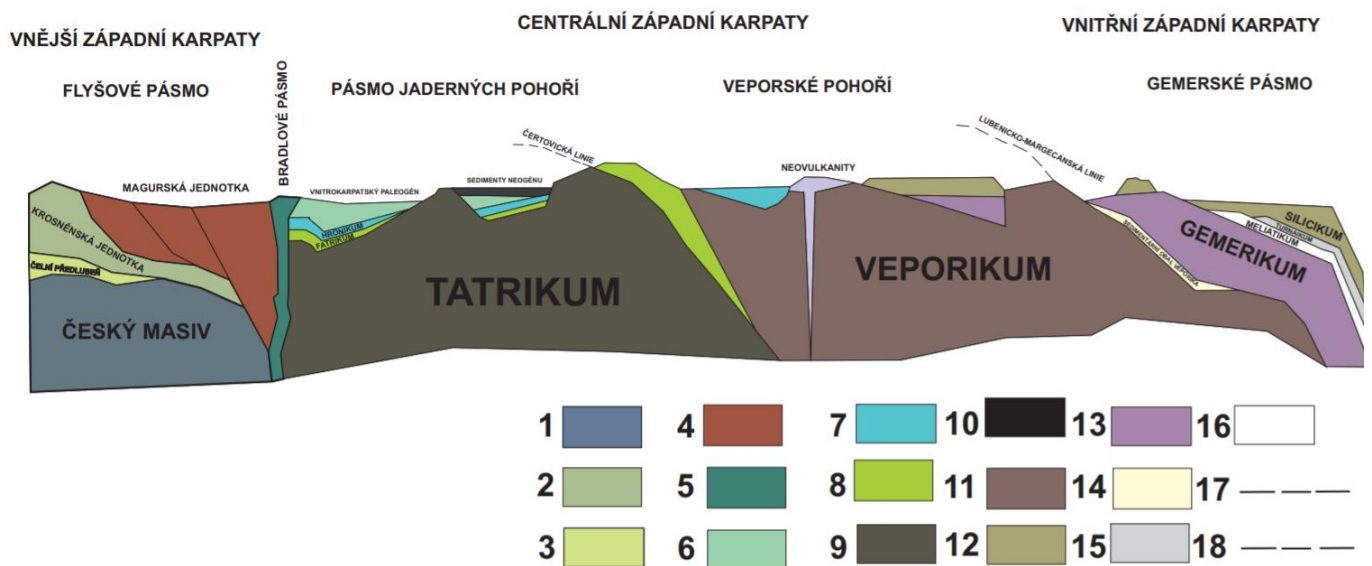
3. Geologická charakteristika Vnějších Západních Karpat

Východní část České republiky a severovýchodní část Rakouska představují nejzápadnější segment Západních Karpat. Západní Karpaty tvoří součást alpinského orogenního systému, který je spojen s východními Alpami (Pícha, et al. 2006).

Západní Karpaty se vyznačují příkrovovou stavbou s výrazným zonálním uspořádáním. Na základě rozdílného tektonického vývoje a horninového složení jsou Západní Karpaty rozděleny na vnější, centrální a vnitřní (Hók, et al. 2001). Současný karpatský orogenní systém se vyvinul během pozdního paleozoika, mezozoika a kenozoika, prostřednictvím divergentních a konvergentních procesů (Pícha, et al. 2006). Vnější Západní Karpaty jsou tvořeny flyšovým pásmem, čelní předhlubní a částí bradlového pásma, které v České republice nevystupuje (obr 3). Flyšové pásmo reprezentuje alochton, jehož sedimenty byly přesunuty v podobě příkrovů směrem k severozápadu. V České republice se flyšové pásmo Vnějších Západních Karpat nachází ve východní části Moravy a Slezska, kde se rozděluje na vnější, menilito-krosněnskou, skupinu a vnitřní magurskou skupinu příkrovů (Straník, et al. 1993).

SZ

JV

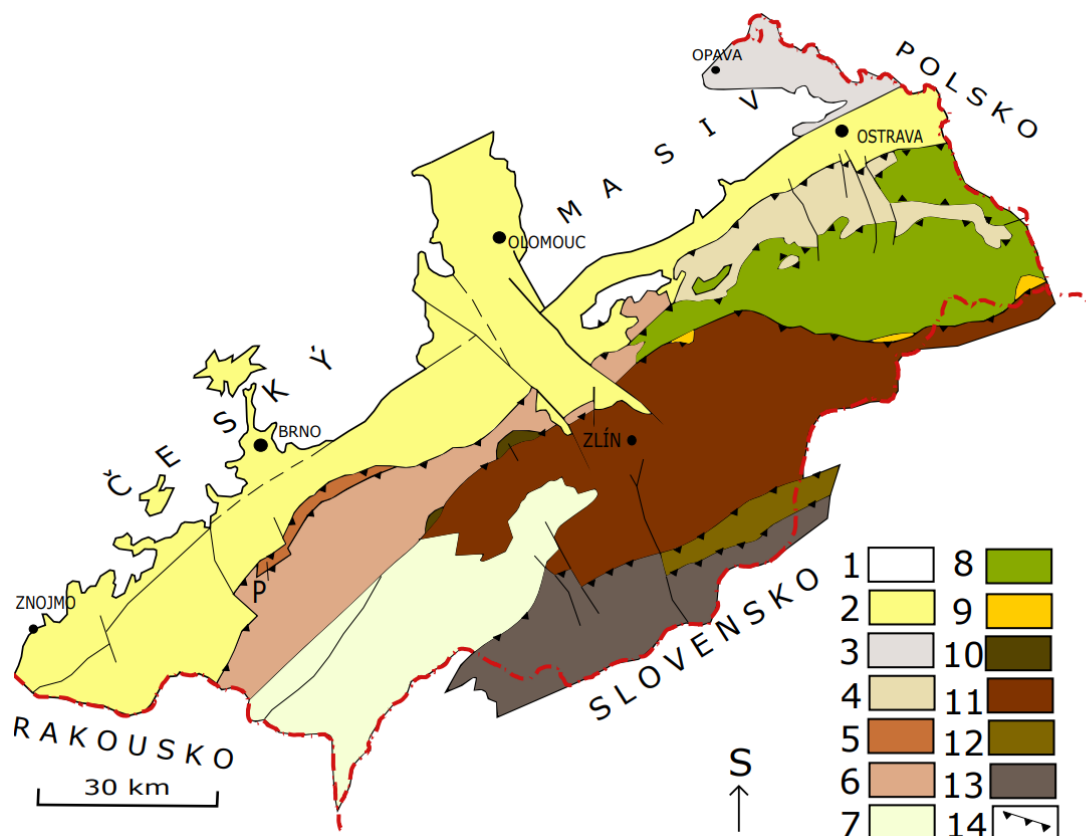


Obr. 3: Zjednodušený tektonický profil Západních Karpat (upraveno podle Hóka et al. 2001). 1 – Český masiv, 2 – krosněnská jednotka, 3 – čelní předhlubeň, 4 – magurská jednotka, 5 – bradlové pásmo, 6 – vnitrokarpatský paleogén, 7 – hronikum, 8 – fatrikum, 9 – tatrikum, 10 – sedimenty neogénu, 11 – veporikum, 12 – silicikum, 13 – gemerikum, 14 – sedimentární obal veporika, 15 – turnaikum, 16 – meliatikum, 17 – Čertovická linie, 18 – Lubenicko-margecanská linie.

3.1. Magurská skupina

Magurská skupina příkrovů reprezentuje významnou regionální jednotku Vnějších Západních Karpat, kterou tvoří sedimenty svrchní křídly až miocénu. Skupinu příkrovů reprezentují hlubokomořské turbiditní facie, jež jsou tvořeny z hemipelagických bahen, turbiditních proudů, suťových toků a v menší míře olistostrom. Laterální a vertikální uložení pískovců a jílovců nasvědčuje, že sedimentační prostředí bylo dynamické a složité. Magurskou skupinu příkrovů lze považovat za jednu z nejtypičtějších flyšových facií, které se vyskytují v pásu Západních Karpat (Pícha, et al. 2006).

Podle litostratigrafických a strukturních rozdílů se magurská skupina příkrovů rozděluje do tří hlavních celků. Do vnější části se řadí jednotky račanská a bystrická, zatímco do vnitřní části se řadí bělokarpatská jednotka (obr. 4). Faciální vývoj prvních dvou jmenovaných jednotek je velmi podobný, kdežto sedimenty bělokarpatské jednotky jsou zcela odlišné (Matějka, Roth 1950 in Pícha, et al. 2006). Tyto jednotky jsou navzájem odděleny přesmyky či složitými zlomy. Vnitřní stavbu račanské jednotky představují podélná, antiklinální a synklinální pásma a tvoří je výrazně provrásněné paleocenní sedimenty. Vzácně se zde nachází i sedimenty svrchnokřídového stáří. Na račanskou jednotku byl nasunut pouze drobný úsek bystrické jednotky. Bystrickou jednotku tvoří neprůběžná antiklinální pásma, která mají přesmykový charakter a směr sklonu k severozápadu až severu. Směrem na západ se bystrická jednotka ztrácí pod nasunutím bělokarpatské jednotky (Buday, et al. 1961).

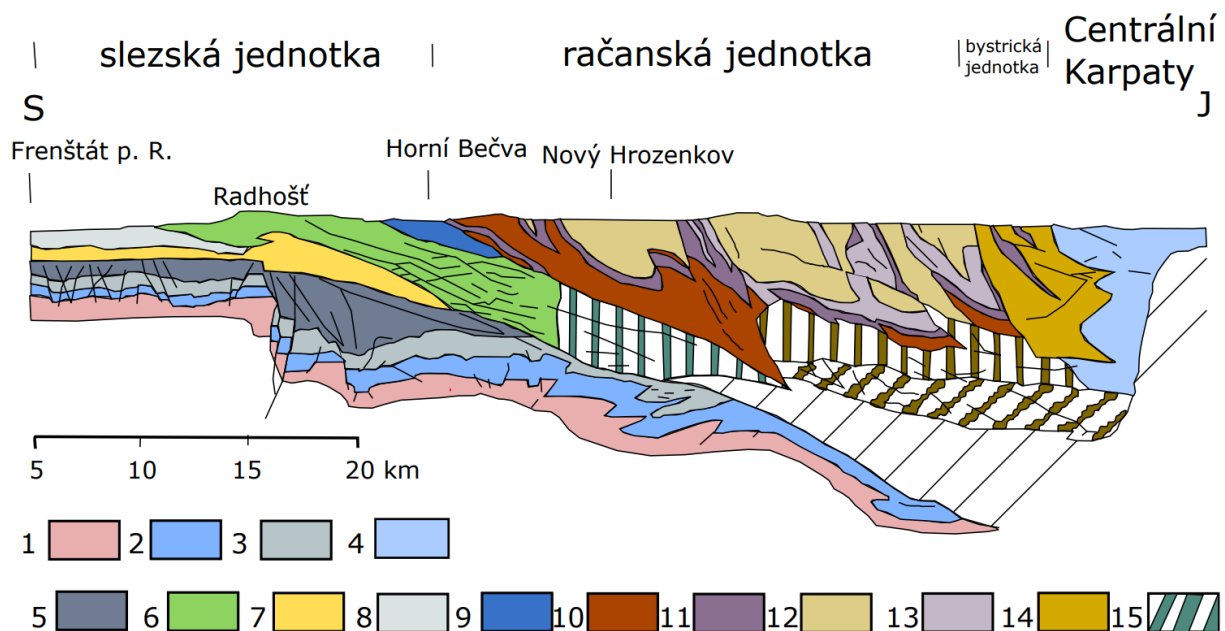


Obr. 4: Regionálně-geologické členění Západních Karpat na území České republiky (upraveno podle Čtyrokého a Stránika, 1995). 1 – Český masiv, 2 – karpatská předhlubeň, 3 – opavská pánev, 4 – podslezská jednotka, 5 – pouzdřanská jednotka, 6 – ždánická jednotka, 7 – vídeňská pánev, 8 – slezská jednotka, 9 – předmagurská jednotka, 10 – zdonecká jednotka, 11 – račanská jednotka, 12 – bystrická jednotka, 13 – bělokarpatská jednotka, 14 – příkrovy.

3.2. Račanská jednotka

Račanská jednotka představuje nejrozsáhlejší a nejsevernější litotektonickou jednotku magurské skupiny příkrovů (Žecová, 2017). Nejstarší sedimenty v račanské jednotce náleží do spodní křídý, zatímco nejmladší do oligocénu. Společně s bystrickou jednotkou mají výraznou pásemnou stavbu a je pro ně charakteristická společná sedimentace pestrých pelitů v období paleocénu až eocénu. Teprve ve vyšším středním eocénu se objevují litofaciální rozdíly (Buday, et al. 1967). Tyto rozdíly způsobila faciálně diferenciovaná flyšová sedimentace, která vystřídala jednotnou sedimentaci pestrých jílovců. Mocnosti vrstev poukazují na zvýšený přísun hrubšího klastického materiálu v tomto období. Díky tomu lze předpokládat silnou mobilitu v oblasti pánve (Stráník, et al. 1993). Paleogenní vrstvy račanské jednotky (obr. 5) lze rozdělit na spodní a svrchní oddíl. Do spodního oddílu se řadí souvrství soláňské (maastricht – paleocén) a belovežské (paleocén – střední eocén), zatímco do svrchního oddílu náleží souvrství zlínské (střední eocén – spodní oligocén) (Pesl, 1968). V

soláňském souvrství převažují masivní pískovce, které tvoří lavice o mocnosti 0,6 až 10 m. Pískovce mohou být střednozrnné až hrubozrnné, arkózovité či drobně slepencovité. Ve vrstvách pískovců, lze nalézt polohy polymiktního slepence. Úlomky v slepencích jsou převážně tvořeny z křemene, fylitu, granitoidu a vzácně i vápence. Lavice pískovců bývají od sebe odděleny vložkami tmavě šedých až šedočerných jílovců (Buday, et al. 1961). Belovežské souvrství se vyznačuje drobně rytmičným flyšem, kde převažují jílovce nad pískovci. Polohy jílovců jsou nevápnité, červené, zelené, černé a šedé barvy. Jílovce se střídají s lávkami jemnozrnných křemito-vápnitých pískovců (Wagner, et al. 1990). Zlínské souvrství tvoří různorodý faciální komplex vrstev, ve kterém dominuje středně až hrubě rytmičkový flyš glaukonitických pískovců a šedých vápnitých jílovců. Ve zlínském souvrství se zvyšuje podíl psamitické složky směrem k severozápadu (Buday, et al. 1961).



Obr. 5: Geologický řez částí Vnějších Západních Karpat (upraveno podle Menčíka in Krejčí, et al. 2004). 1 – krystalinikum, 2 – devon – spodní karbon, 3 – kulm, 4 – bradlové pásmo, 5 – svrchní karbon, 6 – godulské souvrství, 7 – Karpaty, 8 – jura – křída, 9 – ístebňanské souvrství, 10 – soláňské souvrství, 11 – belovežské souvrství, 12 – zlínské souvrství, 13 - luhačovické vrstvy, 14 - zlínské souvrství v bystrické jednotce, 15 - spodní část godulského souvrství ve slezské jednotce.

3.3. Zlínské souvrství

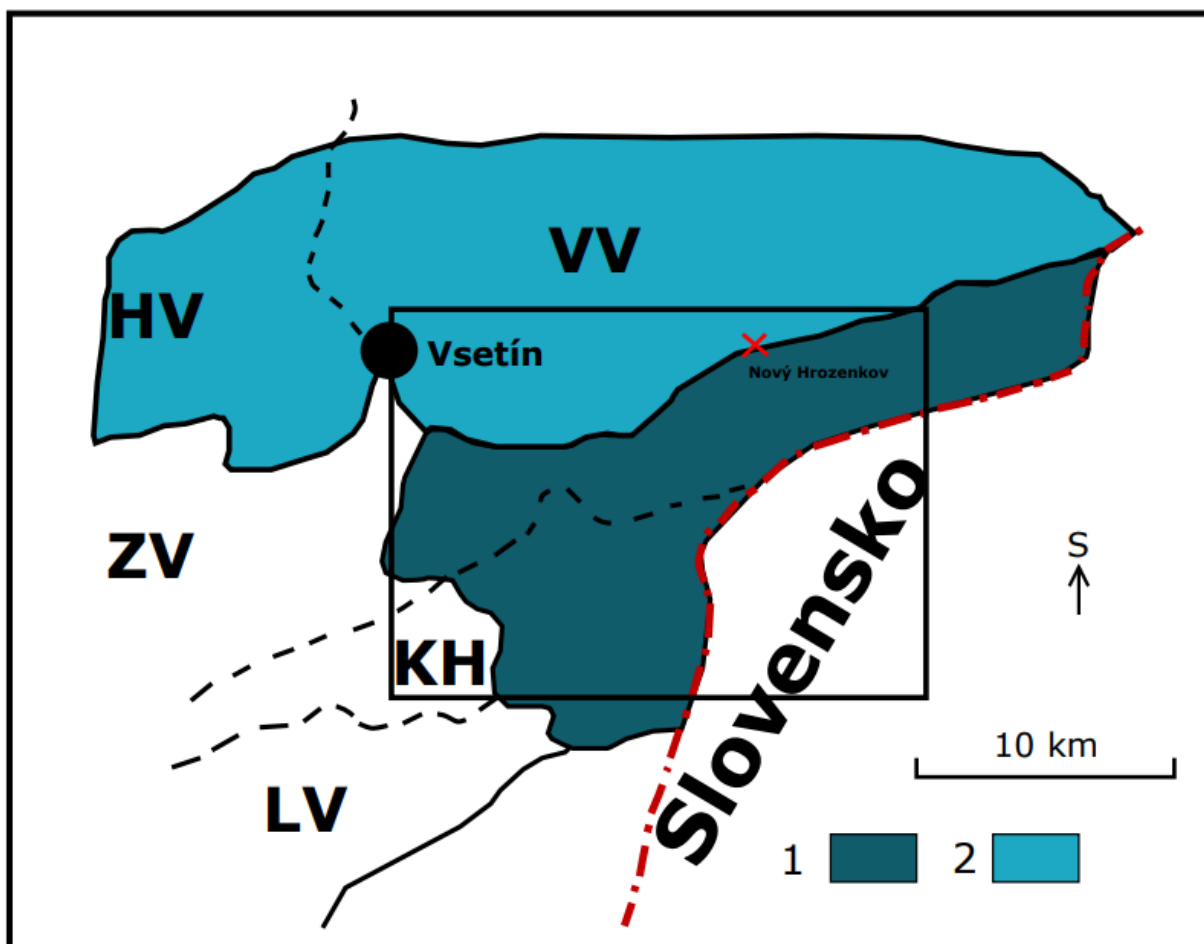
Zlínské souvrství se v račanské jednotce formovalo od středního eocénu až po spodní oligocén. Jedná se o různorodý faciální komplex, který dosahuje mocnosti 1700–2300 m (Stráník, et al. 1993). Spodní část zlínského souvrství tvoří vrstvy rusavské, luhačovické a újezdské. Tyto vrstvy jsou faciálně proměnlivé a převažují v nich pískovce. Ve vnitřní části souvrství se nacházejí vrstvy kyčerské a babišské. Svrchní část uzavírají vrstvy vsetínské. V okrajové části račanské jednotky se ve zlínském souvrství vyskytují specifické křivské vrstvy (Stráník, et al. 2021).

Rusavské vrstvy jsou tvořeny hrubě rytmickým flyšem, u kterého převažují pískovce nad slepenci. Pískovcové polohy dosahují mocnosti až několik desítek metrů a jedná se především a drobovitě či arkózové pískovce. Luhačovické vrstvy se rozlišují na spodní a svrchní. Spodní část formují drobné vložky šedých a zelených jílovců s polohami jemnozrnných až hrubozrnných pískovců. Pískovce tvoří výrazně glaukonitické lavice a ve stropu luhačovických vrstev vystupují vrstvy silně lavicovitých, křemitých pískovců. V útržcích se ve svrchních vrstvách vyskytují plastické, zelenavé jíly a arkózové pískovce. Obsah glaukonitu v pískovcích není tak výrazný, jako u spodní části luhačovických vrstev (Pesl, 1968). Vrstvy újezdské představují charakteristický pelitický komplex, v němž převažují vápnité šedé jílovce nad polohami lávkovitě jemnozrnných až střednozrnných pískovců. V menší míře se v újezdských vrstvách vyskytují polohy hrubozrnných až slepencových pískovců. Pro kyčerské a babišské vrstvy jsou charakteristické šedé jemnozrnné až hrubozrnné slídnaté pískovce. Pískovce se střídají s tenkými polohami šedých a hnědošedých jílovců, které mohou být vápnité či nevápnité. Vrstvy babišské obsahují v pískovcích vyšší podíl glaukonitu (Stráník, et al. 2021). Vsetínské vrstvy se vyznačují středně až hrubě rytmickým flyšem, kde se střídají polohy glaukonitických pískovců a šedých vápnitých jílovců. Jílovce mají charakteristický střípkovitý rozpad. Glaukonitické pískovce se vyznačují zelenobílou až zelenošedou barvou a jsou výrazně křemité. Nejčastěji mají masivní či lavicovitý charakter. V pískovcích se hojně vyskytují klasy živců, karbonátová drť a organický detrit (Teťák, 2008).

3.4. Vsetínské vrstvy

Vsetínské vrstvy (obr. 6) tvoří rozsahově největší část zlínského souvrství. Tyto vrstvy tvoří turbiditní sedimenty, pro které je charakteristický středno až hrubě rytmický flyšový vývoj. Stáří vsetínských vrstev se datuje od středního až svrchního eocénu a dosahují mocnosti až 3000 m (Jinochová, et al. 1996). Jílovce mají nejčastěji zelenavě šedou a

hnědošedou barvu a převládá u nich vápnitý typ. Jejich významným rysem je střepovitý až střípkovitý rozpad a často se v nich nacházejí kulovité konkrece pevných slínovců. S jílovcí se rytmicky střídají jemnozrné, vápnité či drobové pískovce, u kterých se barva pohybuje od modrošedé až po světlešedou (Stráník, et al. 2021). Pískovce jsou nejčastěji nesouměrně gradačně zvrstvené a dosahují mocnosti od 0,4 do 5,0 m. Ve svrchních částech se u nich vyskytuje deskovitá odlučnost a kostičkovitý rozpad. Na spodních vrstevních plochách pískovců se hojně vyskytují proudové a fosilní stopy (Pesl, 1968). Příležitostně jsou zachovány tenké vrstvičky tmavošedých a zelených hemipelagických jílovců. Vsetínské vrstvy obsahují převážně chudou mikrofaunu a vyskytují se zde stratigraficky málo významné aglutinované foraminifery. Dále se zde nacházejí planktonické pyritizované radiolárie, fragmenty hub a ryb (Stráník, et al. 2021). Vsetínské vrstvy sedimentovaly nad karbonátovou kompenzační hladinou v oblasti pánevní plošiny. Rychlost sedimentace zapříčinila, že vznikaly mohutnější mocnosti vrstev (Pesl a Krystek, 1966 in Stráník, et al. 2021).



Obr. 6: Regionálně – geomorfologické členění reliéfu území listu Vsetín a jeho okolí (upraveno podle Balatkay, et al. 1973 in Jinochová, et al. 2001) 1– Hostýnsko-vsetínská hornatina: VV – Vsetínské vrchy, HV – Hostýnské vrchy 2 – Javorníky: ZV – Zlínská vrchovina, KH – Komonecká hornatina, LV – Luhačovická vrchovina.

4. Modely flyšové sedimentace

Termín flyš lze definovat jako značně mocnou posloupnost rytmicky se opakujících poloh sedimentů. Jedná se především o pískovce, vápence či slepence, které se střídají s polohami břidlic a jílovců (Roth, 1980). Tyto sedimenty jsou uloženy převážně z kalových proudů v hlubokomořském prostředí, kde se nachází tektonicky aktivní orogenní pásmo (Sinha a Upadhyay, 1993). Typickým znakem pro takto vzniklé sedimenty je gradační zvrstvení. Vyjma gradačního zvrstvení a rytmického střídání několika druhů sedimentárních hornin je pro flyš typické krátkodobé přerušení sedimentace. Tato dočasná pauza je mnohdy spojována s mírnou erozí dna, díky čemuž vnikají na vrstevních plochách mechanické nerovnosti (Roth, 1980). Opakující se rytmy napovídají, že v sedimentačním prostředí panoval tektonický neklid a opětovně se obnovovala stabilita svahové pánve (Roth, 1980). Důležitou roli pro usazování sedimentů hraje klima, vzdálenost od pobřeží, hloubka a morfologie pánve (Bouma, 2000).

Do geologické literatury byl pojem flyš poprvé zaveden v roce 1827 a to švýcarským geologem Bernhardem Studerem. V prvopočátku se pouze zaměřil na litologickou asociaci tmavých břidlic a pískovců, v menší míře brekcií, slepenců a vápenců. V pozdějších pracích se už nezaměřuje pouze na specifickou stratigrafickou formaci, ale i její petrografické složení. Termín flyš byl používán nejprve pouze pro třetihorní útvary v Alpách, ale brzy byl rozšířen na litologicky ekvivalentní starší horniny. Jedná se především o křídové horniny ve východních Alpách, Karpatech, Apeninách, a nakonec i na starší pohoří. Pro geology však stále zůstávalo otázkou depoziční prostřední a hloubka, ve které flyšové sedimenty vznikají (Mutti, et al. 2009). U rekonstrukcí flyšových pánví bývá častým problémem určení, zdali flyšová formace je paralelou turbiditních vějířů, hlubokomořskou rovinou či drobných turbiditních pánví (Kukal, 1986). Díky tomu se začaly facie depozičního prostředí rozdělovat na základě velikostí zrn a množství terigenního materiálu (Reading a Richards, 1994). Ještě ve dvacátých letech minulého století mnoho geologů a oceánografů věřilo, že v pánvích hlubokomořského prostředí panuje klid. Tato idea byla v následujících letech vyvrácena, a to díky výzkumu, který se zaměřoval na fyzikálně-chemické vlastnosti mořské vody a sedimentů. Hlubinné proudy si zachovávají svou salinitu, teplotu a hustotu, což umožňuje vytvořit rekonstrukci proudového systému hlubokomořského prostředí (Kukal, 1960).

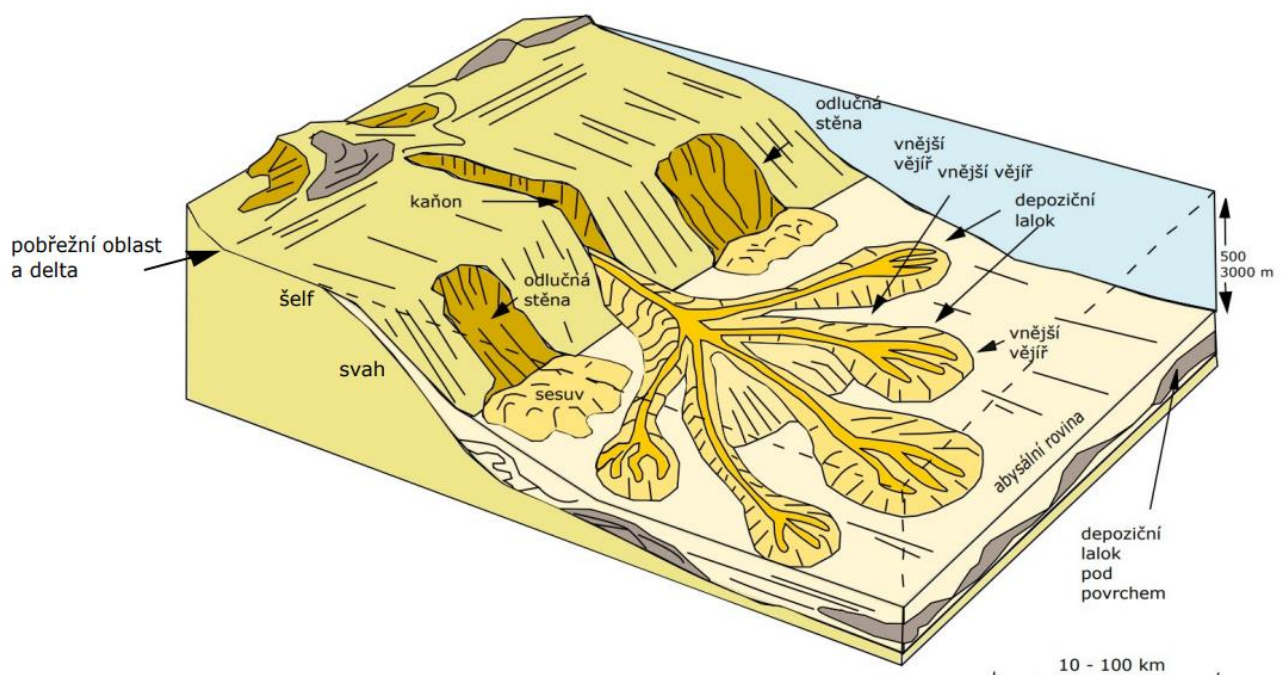
4.1 Gravitační proudy

Gravitační proudy představují celek, který přenáší sedimenty mezi vnitrozemskou zdrojovou oblastí a hlubinnými pánvemi. Z vrstev lze získat informace o globálních a lokálních faktorech. Gravitační proudy tvarují mořské dno depozitním a erozním způsobem, čímž tvoří charakteristický reliéf (Haugton, et al. 2009). Byla vytvořena klasifikace gravitačních toků zakládající se jednak na výskytu a tvaru sedimentačních těles a na dominantním mechanismu transportu (Postma, 1986). V minulosti se na hlubokomořské sedimenty vznikajících z gravitačních proudů nekladl příliš velký důraz, a to hlavně proto, že se považovaly za ojedinělé. Dnešní studie však prokázaly, že jejich objem je oproti zbylým hemipelagickým sedimentům větší. Dalším důležitým rozdílem vůči ostatním hemipelagickým sedimentům je rychlost sedimentace, jenž je až desetinásobně vyšší (Kukal, 1986).

Gravitační proudy přenášejí drobný materiál do hlubokomořského prostředí a vytváří tak turbiditní vějíře. Nezávisle na sobě se Normark (1970) a Mutti, Ricci-Luchi (1972) pokusili sestavit depoziční model, který by popisoval hlubokomořské vějíře. První z modelů se převážně opíral o geografii a omezená data z povrchových sedimentů, zatímco druhý byl založen na faciích. U těchto facií se předpokládalo, že představují svahovou, vějířovou a pánevní sedimentaci (Mutti, et al. 2009). Tyto první vytvořené modely předpokládaly, že hlubokomořské vějíře jsou zásobovány pouze jedním kanálem. Teprve kolem roku 1980 začaly vznikat teze poukazující na možnou existenci dalších modelů vějířů. Na základě nově získaných informací se potvrdila možnost, že některé hlubinné systémy nejsou zásobovány pouze jedním, ale vícenásobným zdrojem (Reading a Richards, 1994). Turbiditní vějíře byly rozděleny podle sedimentačního prostředí na vnější, střední a vnitřní vějíř (obr. 7). Vnitřní vějíř je protkán kanály, okolo kterých se vytváří vyvýšené valy a nachází se nejbliže k pevninskému svahu. Povrch vnitřního kužele tvoří hemipelagické jíly. Při sedimentaci hemipelagických jílu mohou vznikat polohy hrubých písků nebo šterků. Vrstvy prachu a jemnozrnných pískovců se vyskytují v meziprostorech kanálů. Pokud se některý z kanálů rozlije do prostoru vznikají sedimenty, které mají charakter turbiditů (Kukal, 1986). Pro střední vějíře jsou charakteristické stabilní, izolované kanály a ty se postupně rozvětvují na menší kanálky. Vrstvy jsou převážně tvořeny hrubě písčitými až šterkovými sedimenty. Pouze v nepatrném množství se ve vrstvách nachází jemnozrnný materiál. Zatímco vnitřní a střední vějíř vytváří kanály a kanálky, pro vnější vějíře je typické, že se proudy plošně rozlévají a vznikají laloky. Zde sedimentují hrubozrnné až jemnozrnné klastické sedimenty.

Laloky vnějšího vějíře se mohou táhnout až několik kilometrů a postupně přecházejí do oblasti pánevního dna (Ghibaudo, 1980).

Zatímco koncepční modely hlubokomořských depozičních systémů jsou variabilní, klíčové rozdíly každé části hlubokomořských vějířů jsou zachovány a jejich vývoj je podmíněn množstvím sedimentů, transportním mechanismem sedimentů a zdrojovou oblastí. Tyto parametry mají zásadní vliv na vzhled a vnitřní rozložení facií hlubokomořských těles klastických systémů (Reading a Richards, 1994).



Obr. 7: Depoziční model pro hlubokomořské vějíře (upraveno podle Readinga a Richardse, 1994).

4.2 Členění gravitačních proudů

Middleton a Hampton (1973, 1976) poprvé rozpoznali složitost facií a depozičních procesů hlubokomořských sedimentů, které byly spojovány s gravitačními proudy. Vytvořili širší koncept gravitačních proudů, jenž identifikoval tři základní typy proudění: (i) úlomkotoky a bahnotoky, (ii) zrnotoky a (iii) turbiditní proudy (Mutti, et al. 2009).

i. Úlomkotoky a bahnotoky

Úlomkotoky a bahnotoky lze definovat jako saturované toky, kde se v suspenzi nachází podpůrná jemnozrnná skupina matrix a větší klasty (Kukal, 1986). Procesy

těchto toků závisí na důležitých faktorech jako jsou (objemová hustota, mobilita a velikost klastů) (Sohn, 2000).

ii. Zrnotoky

Pro zrnotoky je charakteristické, že částice jsou v suspenzi udržovány pomocí disperzních tlaků. Aby mohly vzniknout zrnotoky, je zapotřebí nejméně osmnáctistupňový svah (Kukal, 1986).

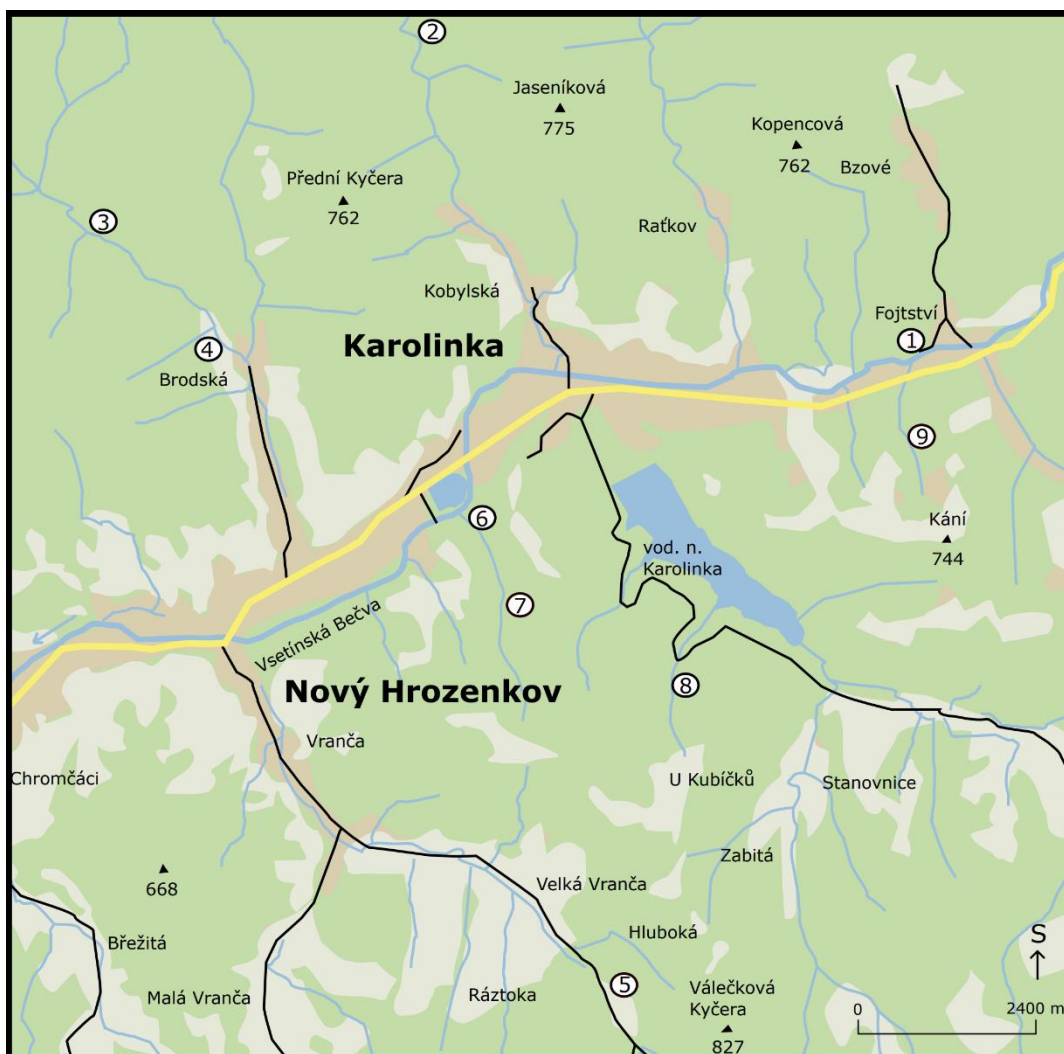
iii. Turbiditní proudy

Turbiditní proudy se vyznačují tím, že oproti normálním vodním proudům mají mnohonásobně vyšší nosnou kapacitu. Tato vlastnost se vytváří díky tomu, že proudy mají vysokou hustotu s velkým obsahem suspenze. Podle Kuenena (1950) je velmi důležitý vztah mezi délkou transportu a hustotou toku. Z jeho výzkumů vyplývá, že ve spodní části a v čele je turbiditní proud nejhustší. Hustota a rychlost proudů se zmenšuje směrem do svrchních a spodních poloh. Hrubší částice sedimentují jako první a později jsou překryty jemnějšími složkami za vzniku gradačního zvrstvení (Kukal, 1960).

5. Metodika

5.1 Terénní etapa

V terénní části bylo vybráno a zpracováno 9 lokalit (obr. 8). Na zvolených místech byly detailně popsány profily, díky čemuž byly později vyčleněny sedimentární facie. Na lokalitě Kladňačka soutěska, Brodská, Hrubá Brodská a Fojtství jsem měřila pomocí terénního gamaspektrometru. Z lokalit Hluchá, Brodská a Kladňačka soutěska byly odebrány vzorky, které jsem využila na zhotovení výbrusů. Na výchozech jsem provedla tektonická měření pomocí geologického kompasu a hodnoty byly vyneseny do obloukových diagramů v programu Stereonet. Jako poslední byla provedena fotodokumentace jednotlivých lokalit.



Obr. 8: Polohy studovaných lokalit: 1 – Fojtství, 2 – Kobylská, 3 – Hrubá Brodská, 4 – Brodská, 5 – Hluchá, 6 – Kladňačka soutěska, 7 – Kladňačka, 8 – Stanovnice, 9 – Na Káni.

5.2 Terénní gamaspektrometrie

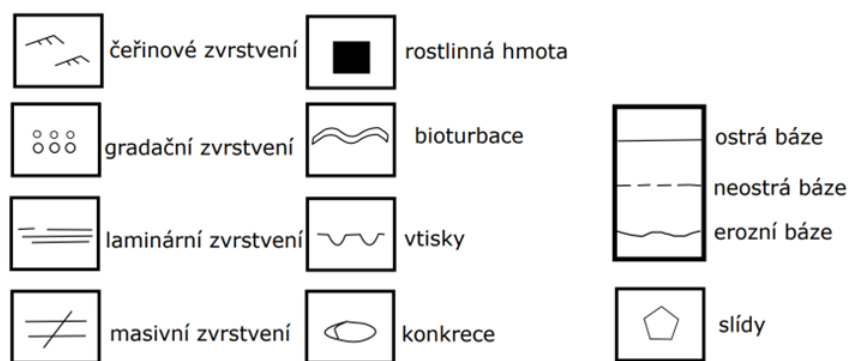
Terénní gamaspektrometrie je metodou, která se používá pro stanovení přirozené radioaktivity hornin. Na vybraných lokalitách byl použit spektrometr GRM 260/B, kdy před samotným měřením je potřeba provést stabilizaci přístroje. Uvnitř přístroje se nachází scintilační detektor, jenž slouží k zaznamenávání scintilace. Gamaspektrometr se po kalibraci přiloží na obnažený výchoz, kde se ponechá 120 sekund. Hodnoty koncentrací K (%), U (ppm) a Th (ppm) jsou v přístroji automaticky převedeny (Bábek, 2013). Podle hmotnostní aktivity ekvivalentu ^{226}Ra (a_m) byla vypočtena přirozená radioaktivita horninového prostředí, a to za pomoci rovnice:

$$a_m = [\text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}] = (0,077 * 313 \text{ K}) + 12,35\text{U} + (1,43 * 4,6 \text{ Th})$$

Terénní gamaspektrometrie se prováděla na 4 lokalitách a bylo dohromady provedeno 127 měření, které se uskutečňovalo v kroku po 25 cm v časovém úseku 120 s.

5.3 Litologický profil

Na vybraných dokumentačních bodech byly popsány litologické profily, u kterých byly určeny sedimentární struktury. Značky sedimentárních struktur byly převzaty z práce Josepha a Lomase (2004) a Nicholse (2009).



Obr. 9: Značky sedimentárních struktur použité v profilech (upraveno podle Josepha a Lomase, 2004 a Nicholse, 2009).

Tab. 1: Litofacie jejich popis a členění podle Pickeringa, et al. (1986) a Słomky (1995).

faciální typ	litologie	mocnost vrstvy	sedimentární struktury	vrstevní plochy	ostatní	Pickering et al. (1986)	Słomka (1995)
F1a	střednozrný pískovec	3 cm-5,7 m	převážně masivní zvrstvení a občasný výskyt čeřinového a laminárního zvrstvení	erozní či ostrá báze, na vrstevních plochách výčskyt mechanoglyfů a bioglyfů	kostičkový rozpad	C2.1	mls
F1b	středno až jemnozrný pískovec	9 cm-2,8 m	gradační zvrstvení, méně časté laminární a zvlněné zvrstvení	ostrá či nerovná báze, na vrstevních plochách výčskyt tmechanoglyfů a bioglyfů		C2.2	gSM
F2	jemnozrný pískovec a prachovec	2 cm-1,3 m	laminární a čeřinové zvrstvení	neostrá báze výskyt nerovností	rostlinná hmota	C2.3, C2.4	IMS
F3a	prachovce až jílovce	4 cm-78 cm	laminární zvrstvení	erozní a neostrá báze	rostlinná hmota	D2.1, D2.3	MT
F3b	jílovce	2 cm-3,9 m	laminární zvrstvení	ostrá báze	střípkovitý rozpad, konrece	E2.2	M

5.4 Litologické facie sedimentů

V rámci litofaciální analýzy bylo dle petrografických vlastností vymezeno 5 litofacií, které byly porovnány s klasifikacemi Pickeringa et al. (1986) a Słomky (1995). Vytýčené litofacie se zrnitostně pohybují od střednozrnných pískovců až po jílovce. Střednozrnné pískovce až jemnozrnné pískovce se řadí do faciální skupiny (F1a, F1b), jemnozrnné pískovce až prachovce do skupiny (F2,) a jílovce až prachovce do skupiny (F3a, F3b).

5.4.1 Facie střednozrnných a jemnozrnných pískovců

V rámci klasifikace Słomky (1995) a Ghibauda (1992) se rozlišují dvě subfacie gsM a mls a podle Pickeringa et al. (1986) odpovídají kategoriím C.2.1 a C.2.2. U střednozrnných pískovců se objevuje převážně masivní zvrstvení a v menší míře laminární a čeřinové. U jemnozrnných pískovců se vyskytuje gradační a v menší míře laminární zvrstvení. Báze bývá erozní nebo ostrá a na vrstevních plochách je častá přítomnost mechanoglyfů a bioglyfů.

5.4.2. Facie jemnozrnných pískovců a prachovců

Tuto kategorii zastupují polohy jemnozrnných pískovců a prachovců, které odpovídají u Słomky (1995) a Ghibauda (1992) litofaciím IMS, u Pickeringa et al. (1986) C2.3 a C2.4. Mocnost vrstev se pohybuje od centimetrů po metry a u sedimentů lze pozorovat laminární, gradační či čeřinové zvrstvení. Báze bývá nejčastěji neostrá nebo erozní. Na vrstevních plochách se v menší míře objevují mechanoglyfy a bioglyfy.

5.4.3 Facie jílovců až prachovců

Facie jílovců až prachovců zahrnuje širokou škálu charakteristik. Mezi hlavní lze uvést skutečnost, že u těchto sedimentů převažuje prach nad jílem. Vrstvy bývají nepravidelné, paralelní či čočkovité a jejich mocnost se může pohybovat od 1 mm do mocnosti přesahující jeden metr. Podle Słomky (1995) a Ghibauda (1992) se tyto sedimenty řadí do faciální třídy MT. Dle Pickeringa et al. (1986) D2.1 a D2.3 a Stowa a Shanmugama (1980) T₀ – T₈. Litofacií tvoří střídající se polohy jílovců a prachovců, přičemž jílovce výrazně převažují. U prachovců se objevuje laminární zvrstvení a báze mívá neostrý či erozní ráz.

5.4.4 Facie jílovců

Podle klasifikace Słomky (1995) a Ghibauda (1992) odpovídají jílovce litofaciím M, zatímco podle klasifikace Pickeringa et al. (1986) spadají jílovce do třídy E2.2 a v klasifikaci Stowa a Shanmugama (1980) T₄ – T₈. Jílovce jsou převážně šedé až černošedé a při zvětrávání nabývají světlešedou až šedohnědou barvu. Jejich polohy mohou dosahovat od

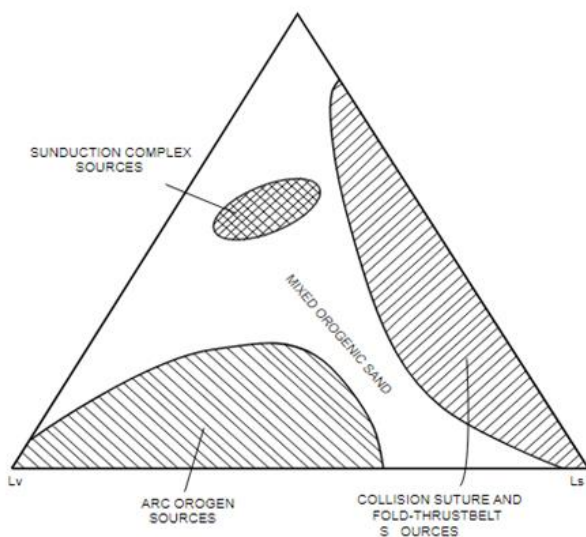
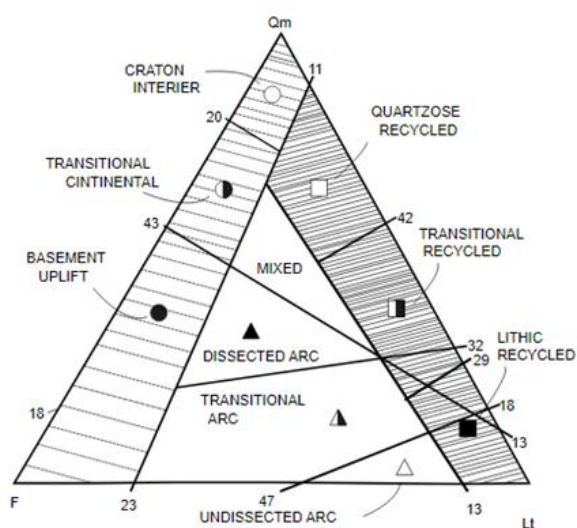
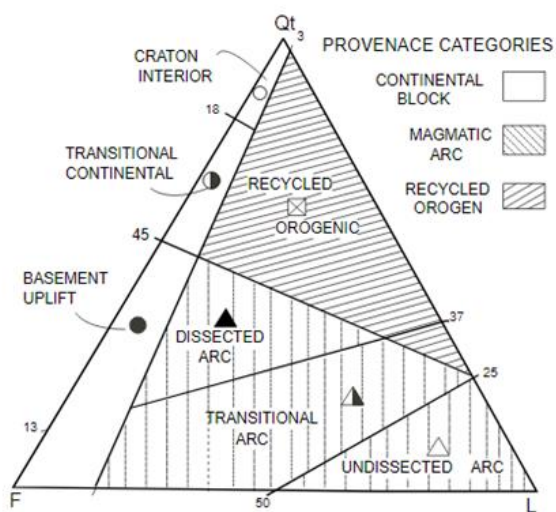
několika centimetrů až po několik metrů a vyznačují se laminárním zvrstvením. Charakteristickým znakem jílovců je typický střípkovitý rozpad. Ve vrstvách jílovců se ve větší míře objevují polohy s konkrecemi.

5.5 Optická mikroskopie

Z odebraných vzorků byly na pracovišti Přírodovědecké fakulty univerzity Palackého zhotoveny 3 výbrusy z lokality Kladňáčka soutěska, Brodská a Hluchá, které jsem zkoumala v polarizačním mikroskopu Olympus BX 51. Dále jsem za pomoci digitální videokamery PixeLINK PL A 642 pořídila mikrofotografie.

5.5.1 Gazzi-Dickinsonova metoda

Pro stanovení modálního složení sedimentů se využívá Gazzi-Dickinsonova metoda. Tato metoda spočívá v minimalizaci vlivu velikosti zrn na celkové složení pískovců (Weltje, 2002). Mineralogické složení může pomoci k pochopení mnoha řídicích faktorů, včetně litologie zdrojových oblastí, klimatu a tektonických aktivit, spolu s různými fyzikálními a chemickými procesy, které ovlivnily sedimentační cyklus (Garzanti, 2018). Zrna minerálů, které dosahují velikosti od 0,0625 do 2 milimetrů se klasifikují jako jednotlivé minerální druhy. Avšak pokud jsou zrna velikostně menší než 0,0625 mm již se řadí mezi horniny (Raymond, et al. 1984). V mé práci jsem rozlišila hlavní horninové komponenty na: stabilní křemen (Q) u něhož se využívá součet monokrystalického (Qm) křemene a polykrystalického křemene (Qp), živce (F), kde se sčítají draselné živce (Fk) a plagioklasy (Fp), litické klasty (L) u kterých se sčítá vulkanické a meta-vulkanické (Lv), sedimentární a meta-sedimentární (Ls) a plutonické a meta-plutonické litické úlomky (Lm). Získané hodnoty modálního složení pískovců byly vyneseny do ternárních diagramů (obr. 10) dle Dickinsona (1983).



Qt - všechna křemenná zrna
 Qm - monokrystalická zrna křemene
 Qp - polykrystalická zrna křemene
 L - litické úlomky

Lt - litické úlomky + polykrystalická zrna křemene
 Lv - vulkanické a metavulkanické litické úlomky
 Ls - sedimentární a metasedimentární litické úlomky
 F - živcová zrna

Obr. 10: Provenienční ternární diagramy (upraveno podle Dickinsona (1983) in Dickinson (1985)).

5.5.2 Horninové složky

Křemen

Křemen je jeden z nejběžnějších minerálů, který se vyskytuje v klastických sedimentárních horninách. Jedná se o velmi stabilní minerál a díky této vlastnosti zůstávají zrna křemene neporušená i při dlouhém transportu (Nichols, 2009). Zrna křemene nabývají interferenční barvy od bílé až po světle šedou I. řádu. Křemen není štěpný a index lomu se pohybuje v hodnotách $n_\gamma = 1,553$ a $n_\alpha = 1,544$ (Gregerová, et al. 2002). Rozlišuje se monokrystalický křemen (Qm), který je tvořen jedním zrnem. U tohoto typu křemene se vyskytuje undulózní či neundulózní zhášení. Polykrystalický křemen (Qp) je tvořen dvěma a více subzrny, které mají odlišnou pozici zhášení (Basu, 1985).

Živce

Po křemeni bývají živce druhým nejčastějším minerálem v pískovcích. Avšak oproti křemenu jsou mnohem náchylnější chemickému zvětrávání. Stabilita zrn živců je podmíněna krátkým transportem, a to z důvodu, že zrna podléhají rychlému obrušování či rozbití (Nichols, 2009). Plagioklas krystalizují v triklinické soustavě a ve výbrusu nabývají interferenční barvy od bílé I. řádu po bílošedou I. řádu. Plagioklas má dokonalou štěpnost a jeho charakteristickou známkou je polysyntetické lamelování nejčastěji podle albitového nebo periklinového zákona. Ovšem můžou se uplatnit i jiné zákony jako například karlovarský, manebašský, bavenský. K-živce krystalizují v soustavě monoklinické a triklinické. Mají dokonalou štěpnost a zrna často obsahují polysyntetické lamelování podle albitového zákona (Gregerová, et al. 2002).

Slídy

Muskovit a biotit jsou dvě typické slídy, které se vyskytují v pískovcích. Krystalizují v monoklinické soustavě a muskovit je oproti biotitu více odolný vůči zvětrávání (Nichols, 2009). Slídy jsou dokonale štěpné a vytváří ve výbrusu protažené tabulky. Muskovit je v PPL bezbarvý, zatímco biotit vykazuje silný pleochroismus, který je v intervalu světle hnědé až po okrově hnědou (Gregerová, et al. 2002).

Těžké minerály

U těžkých minerálů hustota překračuje $2,85\text{--}2,9\text{ g m}^{-3}$ a oproti lehčím minerálům jsou odolnější vůči zvětrávání. Vyskytuje se přes 30 druhů, z nichž mnohé mají charakteristické parageneze (Morton, 1985 in Zuffa, 1985). Mnoho těžkých minerálů včetně pyroxenu,

amfibolu, epidotu, staurolitu, granátu, turmalínu, monazitu, chloritoidu a spinelu, vykazuje významné změny ve složení, které souvisejí s podmínkami, za kterých byly vytvořeny jejich mateřské horniny. Většina pískovců obsahuje pouze malý podíl těžkých minerálů, přesto jsou tyto minerály mimořádně citlivými ukazateli provenience (Mange a Morton, 2007)

Glaukonit

Glaukonit je minerální druh hydratovaného silikátu, který se řadí do skupiny jílových slíd bohatých na železo. Vyskytuje se v různých barvách od světle slámově žluté přes různé odstíny zelené, až po modrou, hnědou nebo téměř černou. Minerál vytváří charakteristická kulovitá až válcovitá zrna, která mohou dosahovat průměru až několika milimetrů (Cloud, 1955). Glaukonit tvoří významnou část některých hlubokomořských sedimentů (Nicholas, 2009). Glaukonit krystalizuje v monoklinické soustavě a je dokonale štěpný (Gregerová, et al. 2002).

Tmel

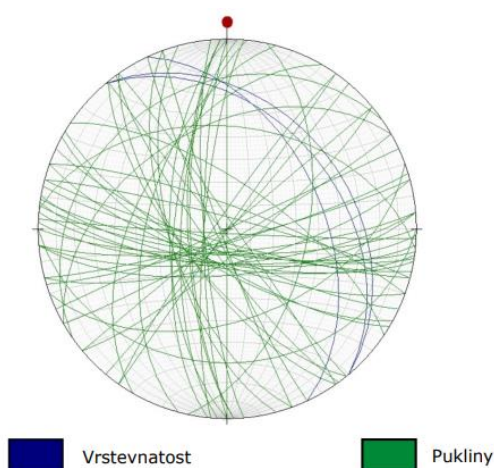
Jde o jemnozrnný materiál, jenž vyplňuje prostor mezi zrny a spojuje tak jednotlivé části sedimentu. Tmel lze rozlišit podle různých kritérií, a to například podle mineralogického složení, ale i podle výskytu. Jako příklad lze uvést tmel křemitý nebo karbonátový (Nichols, 2009).

6. Výsledky

6.2. Popis litologických profilů

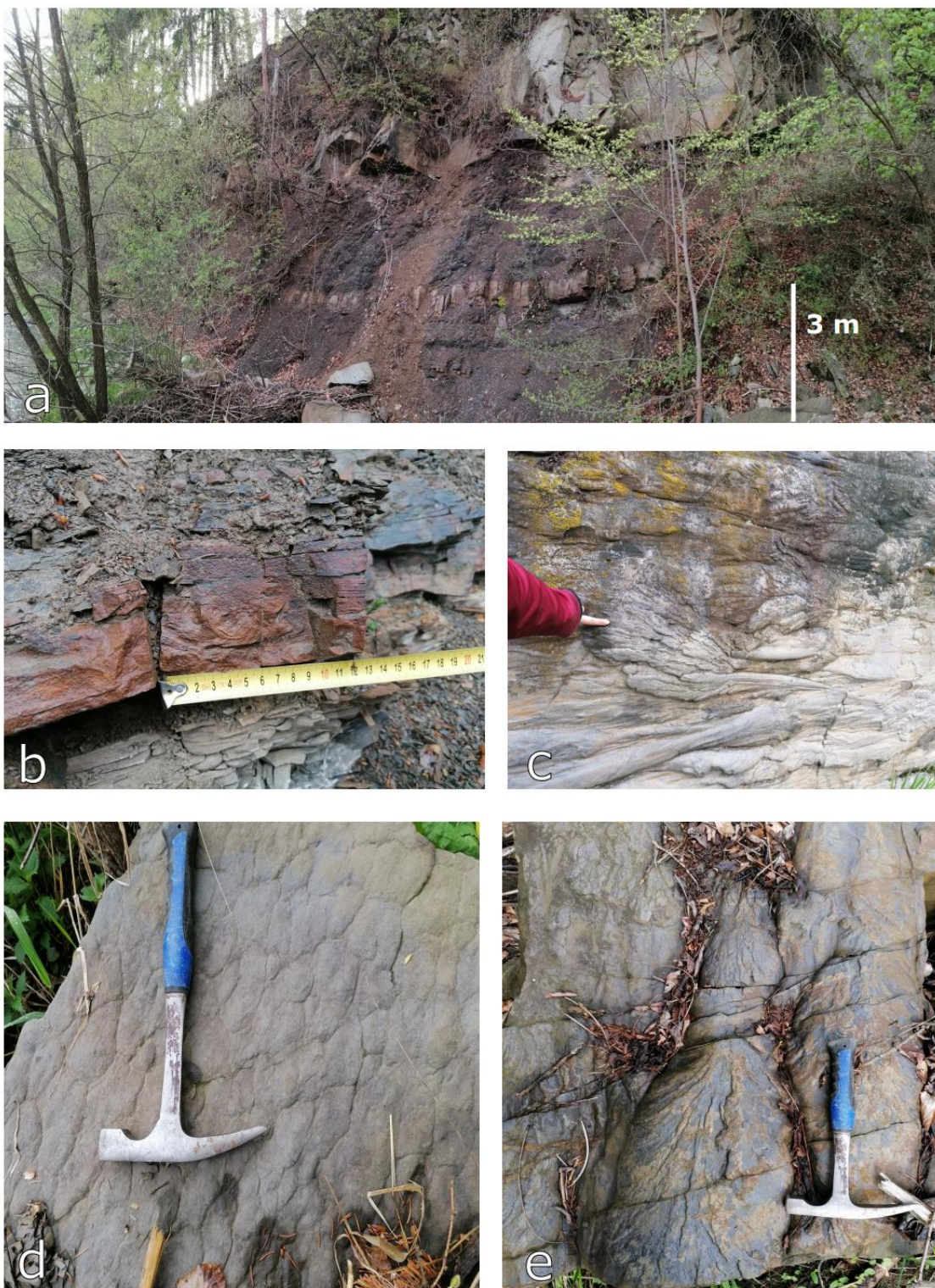
6.2.1. Fojtství

Lokalitu tvoří dlouhý skalní výchoz, který leží ve svahu v údolí řeky Bečvy (GPS: 49°21'11.876"N, 18°15'40.432"E). Výška skalního výchozu činí 12,3 metrů a délka se pohybuje okolo 46 metrů. Oblast se nalézá přibližně 1,5 km JJZ od kóty Kopencová (762 m n. m.) a 1 km SSZ od kóty Fojtův vrch (634 m n. m.). V profilu (obr. 12a) převažují béžové až šedozelené desky a laminy masivního střednozrnného pískovce (F1a) s charakteristickým kostičkovitým rozpadem. U pískovců se vyskytuje zvrstvení gradační, laminární či čerínové a báze bývá ostrá nebo erozní. Laminární zvrstvení se vyskytuje buď u stropu vrstvy nebo v celé mocnosti. Čerínové zvrstvení bylo zaznamenáno u třetí vrstvy (obr. 12b). Na vrstevních plochách pískovců byly nalezeny mechanické nerovnosti. Z mechanoglyfů převládají výrazné proudové stopy a ve vrstvě 13 a 15 byly objeveny fosilní stopy *Planolites* isp. Tento ichnodruh tvoří nevětvené, krátké válcovité chodby. Jejich povrch je hladký a průměr stopy dosahuje do 3 milimetrů. Ve třetí vrstvě byla v profilu pozorována drobná karbonátová žilka. Mezi vrstvami 5 a 6 se nachází drobný 3 centimetrový proplástek šedých prachovců (F3a). Polohy šedých až černošedých jílovců dosahují mocnosti 2 metrů. U jílovců se vyskytuje laminární zvrstvení (F3b) a typický střípkovitý rozpad. Ve dvanácté vrstvě se nacházejí konkrce. Tyto konkrce dosahují v průměru necelý jeden centimetr. Nejméně zastoupenou facií jsou prachovce, které se objevují ve výchozu pouze jedekrát (F3a) a to mezi vrstvami 5 a 6. V okolní suti byly nalezeny bloky střednozrnných pískovců s výraznými proudovými stopami (obr. 12c, e) a vtisky (obr. 12d).

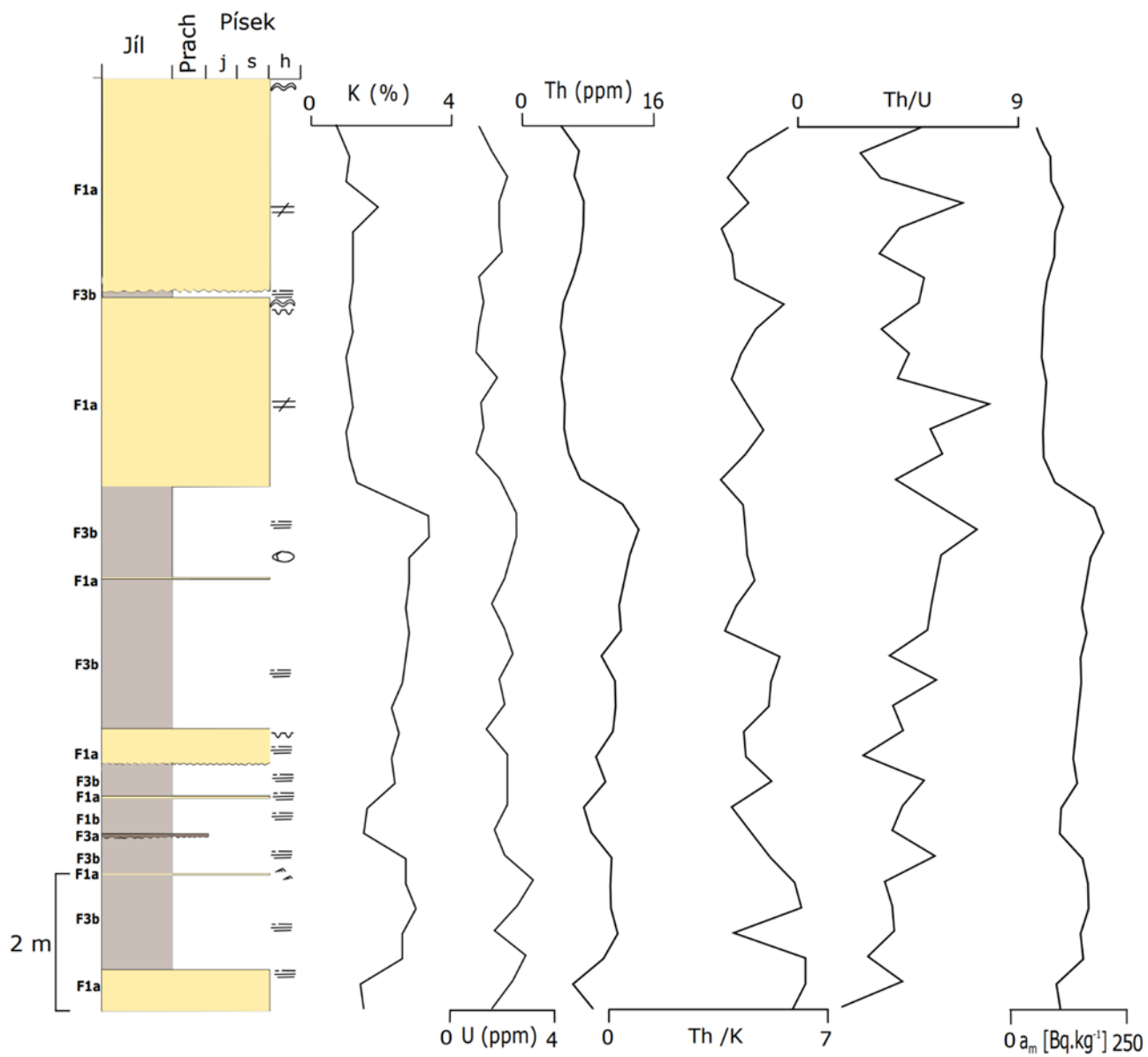


Obr. 11: Obloukový diagram orientace puklin a vrstevnatosti na lokalitě Fojtství.

Provedené měření vrstevnatosti (335/48, 320/40, 320/35) na lokalitě Fojtství poukazuje, že vrstvy se uklánějí na SV, kdežto pukliny jsou orientovány k Z, JZ a J (obr. 11).



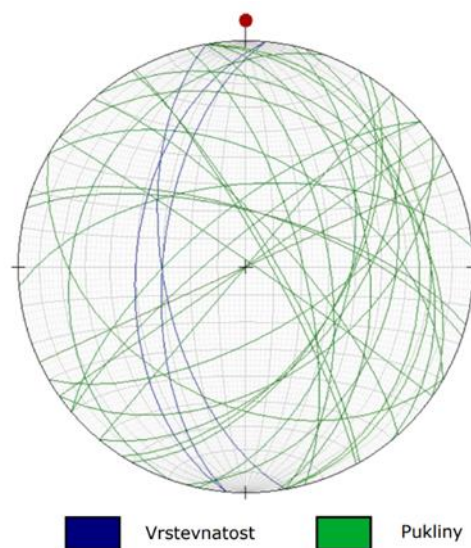
Obr. 12: Lokalita Fojtství: a – celkový pohled, b – čerňové zvrstvení, c – proudové stopy, d – vtisky, e – proudových stop.



Obr. 13: Litologický profil na lokalitě Fojtství a výsledky měření terénní gamaspektrometrie.

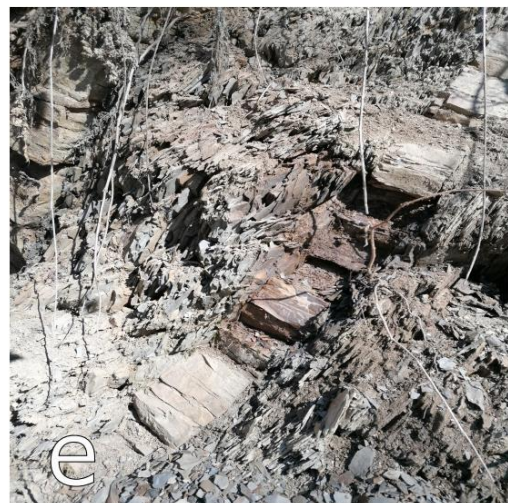
6.2.2. Kobylská

Lokalita se nachází v levém svahu potoka Kobylská (GPS: 49°22'23.362"N, 18°12'55.606"E) zhruba 1 km JJV od přírodní památky Smradlavá a 1 km VJV od přírodní památky Vachalka. Výška profilu je 1,63 m a na délku měří 16,8 m, kdy přibližně 3,18 m tvoří suť. Měřený profil (obr. 15a) je tvořen převážně šedozelenými střednozrnnými pískovci (F1a) a pouze u 1. a 14. vrstvy graduje do jemnozrnných pískovců (F1b). Masivní pískovce tvoří laminy a desky s laminárním nebo gradačním zvrstvením a kostičkovým rozpadem (obr. 15e). U vrstev pískovců se nachází ostrá nebo erozní báze. Erozní báze byla zaznamenána u vrstvy 1, 12 a 14. Vrstva číslo 12 je tvořena šedomodrým silně vápnitým pískovcem, který obsahuje hojné žilky světlého kalcitu. Kalcitové žilky dosahovaly mocnosti 3 mm (obr. 15d). Na bázi pískovců se vyskytují mechanické nerovnosti v podobě proudových stop a vtisků. Pískovce se střídají s šedými prachovci (F3a), u kterých se vyskytuje laminární zvrstvení. U třetí vrstvy bylo pozorováno gradační zvrstvení, kdy prachovce přecházejí do jílovců. Šedočerné jílovce (F3b) se rytmicky střídají s pískovci (obr. 15b), které mají charakteristický střípkovitý rozpad a laminární zvrstvení. V jílovcové vrstvě číslo 8 byly zaznamenány slínovcové konkrece, které dosahovaly průměru do jednoho centimetru (obr. 15c).

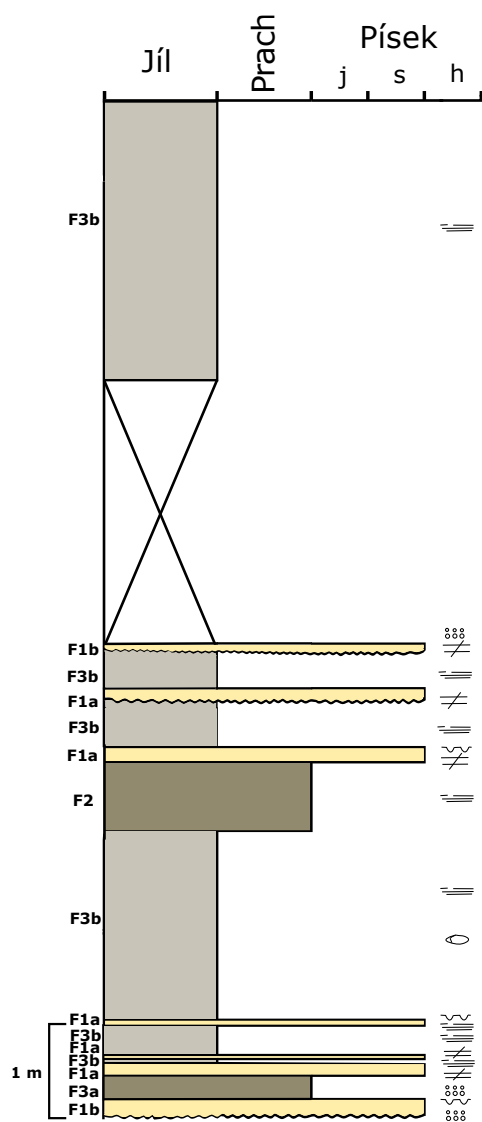


Obr. 14: Obloukový diagram orientace puklin a vrstevnatosti na lokalitě Kobylská.

Vrstevnatost na lokalitě Kobylská se orientuje směrem k Z – ZJZ. Puklinový systém je orientovaný k VSV a JZ – SZ (obr. 14).



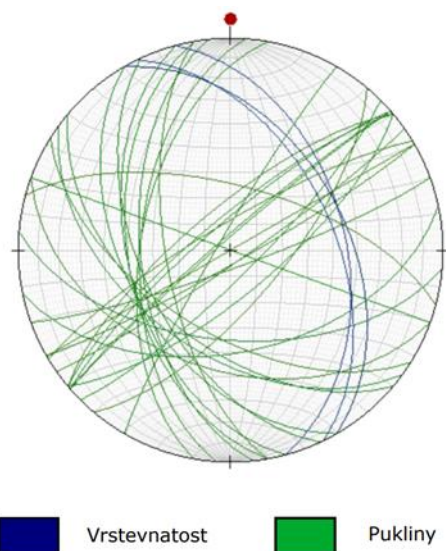
Obr. 15: Lokalita Kobylská: a – celkový pohled, b – střídání facie jílovců a pískovců, c – konkrce nalezené v polohách jílovců, d – detail vápnitého pískovce, e – vrstva pískovců s charakteristickým kostičkovým rozpadem.



Obr. 16: Litologický profil na lokalitě Kobylská.

6.2.3 Hrubá Brodská

Lokalita je tvořena skalním výchozem, u kterého je značná část profilu zasucena. Profil se nachází v levém svahu Brodského potoka (GPS: 49°21'41.465"N, 18°11'6.144"E) a leží 1 km J od vrcholu Papradný (751 m n. m.). Výška profilu je 1,4 m a délka 3,4 m. Lokalita Hrubá Brodská (obr. 18a) je budována střednozrnnými pískovci (F1a), které občas přecházejí do jemnozrnných (F1b). Masivní střednozrnné pískovce tvoří laminy a desky šedozelené barvy s kostičkovitým rozpadem. Laminární zvrstvení se u pískovců objevuje buď v celé mocnosti nebo v pouze horních partiích báze. Čěřinové zvrstvení bylo pozorováno u 15. a 21. vrstvy (obr. 18d) a gradační zvrstvení je patrné u vrstvy 31 a 42. Báze pískovců je převážně erozní a v menší míře se vyskytuje ostrá báze. Na spodních vrstevních plochách pískovců se hojně vyskytují proudové stopy a u vrstvy 5, 10 a 23 byly objeveny fosilní stopy ichnorodu *Bergaueria*. U 38. vrstvy byl zaznamenán silně slídnatý jemnozrnný pískovec, který obsahoval vyšší podíl uhelné hmoty (obr. 18b). V profilu se vrstvy pískovců střídají s polohami tmavošedých až šedomodrých prachovců (F3a) či s polohami šedočerných jílovců (F3b). U prachovců a jílovců převažuje laminární zvrstvení. Pouze u vrstvy 11 se u prachovců nachází čěřinové zvrstvení. V okolní sutí byly nalezeny fosilní stopy ichnodruhů *Saerichnites* isp. (obr. 18c), *Bergaueria* isp. a *Thalassinoides suevicus* (obr. 18e). *Saerichnites* isp. tvoří řadu pravidelně rozmístěných kruhových či polokruhových bradavek, které dosahují velikosti od 4 do 10 milimetrů. Jejich povrch je hladký a systém stop je šikmý či lineární. *Bergaueria* isp. tvoří jednoduchou oválnou stopu, která má hladký povrch. Fosilní stopa je zachována v pozitivním hyporeliéfu a její průměr činní 4 milimetry, kdežto délka stopy je 5 milimetrů. *Thalassinoides suevicus* tvoří mocný válcovitý tunel, který je mírně zvlněný a na konci se zužuje. Fosilní stopa má hladký povrch a je u ní zachováno typické větvení ve tvaru písmene Y. Šířka fosilní stopy činní 10 milimetrů, zatímco na délku měří 32 milimetrů. Struktura stopy je na spodní vrstevní ploše zachována v pozitivním semireliéfu.

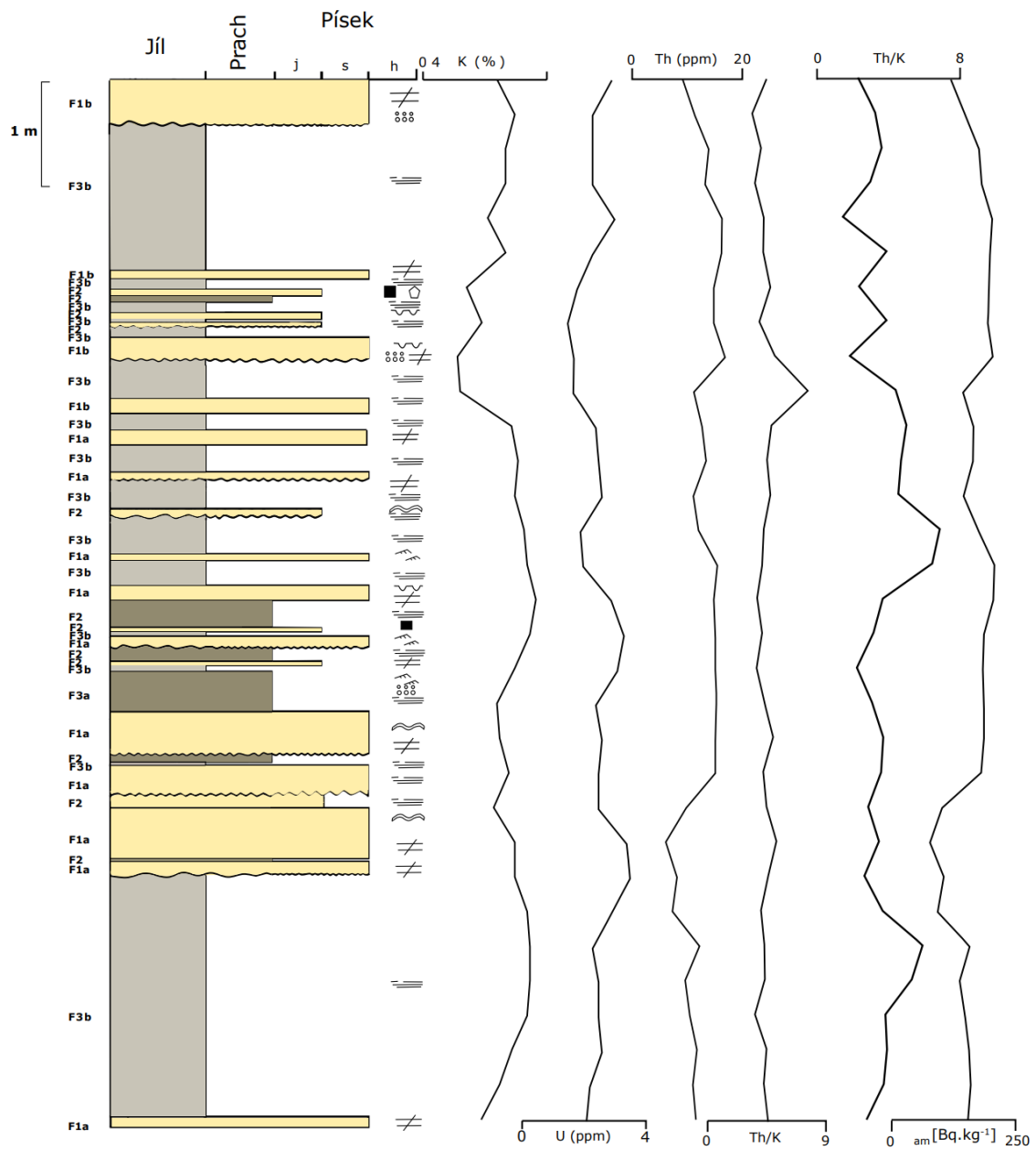


Obr. 17: Obloukový diagram orientace puklin a vrstevnatosti na lokalitě Hrubá Brodská.

Vrstvy (330/45, 334/50, 345/45) se na lokalitě Hrubá Brodská uklánějí směrem k VSV, zatímco pukliny jsou orientovány ve směru SZ – JV a JZ (obr. 17).



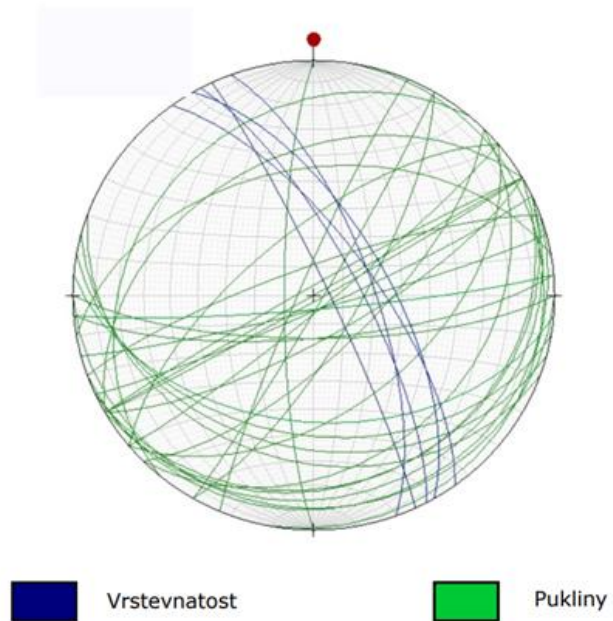
Obr. 18: Lokalita Hrubá Brodská: a – celkový pohled, b – poloha prachovců se zvýšeným výskytem uhelné hmoty, c – ?Saerichnites isp., d – čefinové zvrstvení, e – Bergaueria isp. a Thalassinoides suevicus.



Obr. 19: Litologický profil na lokalitě Hrubá Brodská a výsledky měření terénní gamaspektrometrie.

6.2.4. Brodská

Lokalita leží v pravém nárazovém břehu stejnojmenného potoka (GPS: 49°21'17.462"N, 18°11'46.795"E). Skalní výchoz se vyskytuje zhruba 1,25 km JZ od vrcholu Přední Kyčera (762 m n. m.). Výška profilu činní 4 m a délka 14,5 m. Na zkoumané lokalitě (obr. 21a) převažují jílovce nad pískovci. U pískovců se převážně vyskytuje laminární zvrstvení a u vrstvy 11, 13, 24 se objevuje čeřinové zvrstvení (obr. 21e). Pískovce nabývají barev od žlutohnědé po šedohnědou a báze pískovců je nejčastěji ostrá či nerovná. Masivní střednozrnné pískovce (F1a) u vrstev 4, 11, 18, 24, 26 a 37 gradují do jemnozrnných pískovců (F1b). Na bázi pískovců u vrstvy 24, 26, 28 a 30 byly zaznamenány fosilní stopy ichnodruhu *Planolites* isp. Na vrstevních plochách tvoří krátké nevětvené válečky s hladkým povrchem. Šířka stopy činí 2 milimetry, zatímco délka 10 milimetrů. Fosilní stopa je zachována semireliéfu. Pouze u 19. vrstvy se na bázi nacházejí mechanické stopy v podobě vtisků. Druhá vrstva je tvořena střednozrnným pískovcem, u něhož se vyskytuje vyšší obsah uhelné hmoty (obr. 21d). V profilu se nacházejí dvě vrstvy černohnědých prachovců (F2) s laminárním zvrstvením a ostrou bází. Jenom u první polohy prachovců byl zaznamenán vyšší podíl slíd. Černošedé jílovce (F3b) se vyznačují laminárním zvrstvením. U 3 vrstvy byly u jílovců nalezeny slínovcové konkrce, které dosahovaly průměru tří milimetrů (obr. 21c). Pouze u vrstvy 33 se u jílovců vyskytoval vyšší obsah slíd. V okolní suti se nacházejí bloky střednozrnného pískovce, které obsahují fosilní stopy z ichnodruhu *Palaeophycus tubularis* (obr. 21b). *Palaeophycus tubularis* tvoří mírně zvlněný válcovitý tunel, který je nevětvený a jeho povrch je hladký. Šířka tunelu činní 5 milimetrů, kdežto délka 30 milimetrů. Fosilní stopa je zachována v hyporeliéfu.

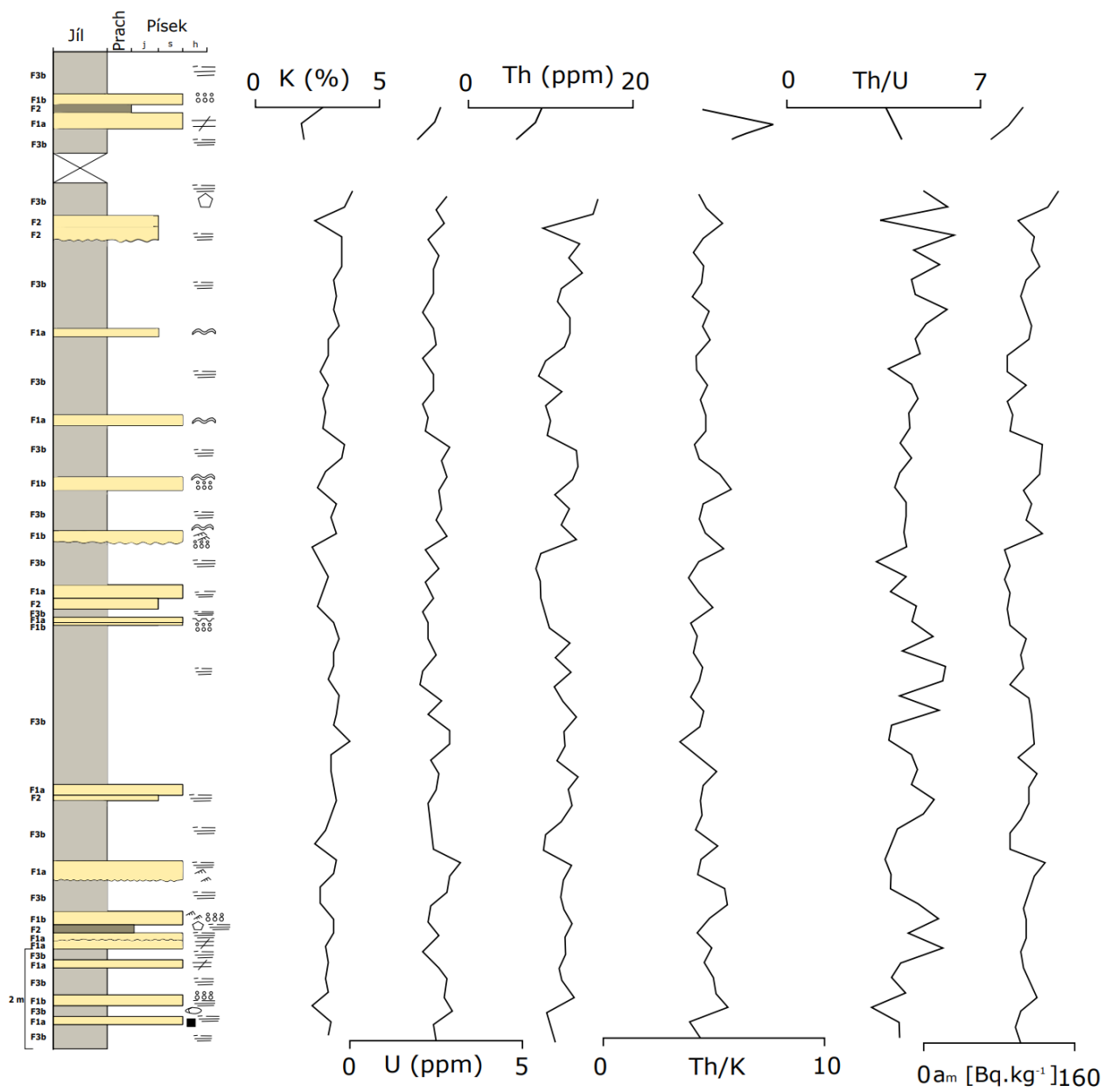


Obr. 20: Obloukový diagram orientace puklin a vrstevnatosti na lokalitě Brodská.

Celkem bylo změřeno 33 puklin jejichž převládající směr orientace je SSZ-J a JJV, zatímco vrstevnatost (324/70, 330/65, 335/85, 332/75 a 340/70) se uklání směrem k VSV (obr. 20).



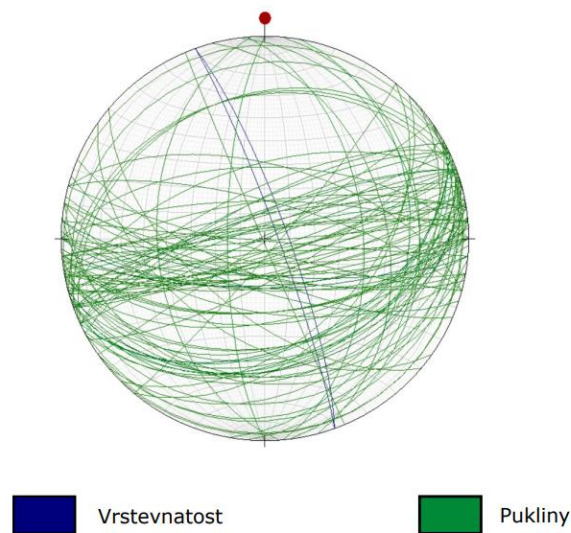
Obr. 21: Lokalita Brodská: a – celkový pohled, b – fosilní stopa *Palaeophycus tubularis*, c – polohy jilovců se slínovcovými konkrécmi, d – uhelná hmota nalezená v pískovcích, e – čejínové zvrstvení.



Obr. 22: Litologický profil na lokalitě Hrubá Brodská a výsledky měření terénní gamaspektrometrie.

6.2.5. Hluchá

Lokalitu tvoří skalní odkryv, který byl odhalen při budování nové lesní cesty (GPS: 49°18'54.708"N, 18°13'58.686"E). Nachází se přibližně 989 m severozápadně od vrcholu Válečková Kyčera (827 m n. m.). Výška profilu je 1 m a délka činní 6 m. Na lokalitě se nachází odkryv (obr. 24a), který je tvořen laminami a deskami masivního střednozrného pískovce (F1a). U pískovců se vyskytuje laminární zvrstvení a ostrá či nerovná báze. U 6. vrstvy byla ve střednozrném pískovci zaznamenána uhelná hmota (obr. 24d) a u první vrstvy se na spodních vrstevních plochách objevují fosilní stopy. Pouze u páté vrstvy se nachází gradační zvrstvení, kde střednozrné pískovce přecházejí do jemnozrných pískovců (F1b). V profilu se nachází jenom jedna vrstva šedočerných jílovců (F3b), které mají laminární zvrstvení. Jílovcová vrstva obsahovala konkrce, které dosahovaly průměru 3 cm (obr. 24b, c). V okolní suti byly nalezeny pískovce s nerovnostmi mechanického původu (obr. 24e).

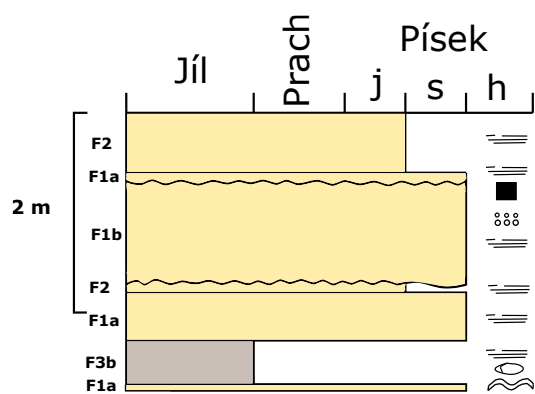


Obr. 23: Obloukový diagram orientace puklin a vrstevnatosti na lokalitě Hluchá.

Vrstvy se na lokalitě Hluchá (330/50, 320/55, 325/50, 330/60) uklání k SV, zatímco pukliny se orientují směrem k SZ a JZ (obr. 23).



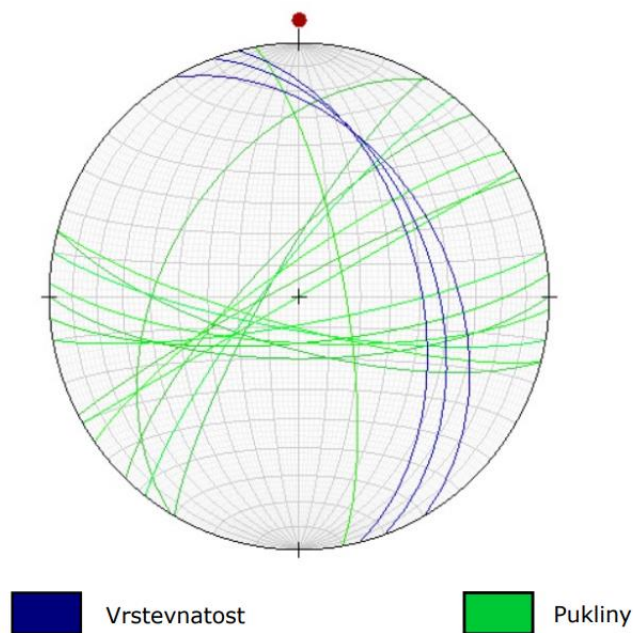
Obr. 24: Lokalita Hluchá: a – celkový pohled, b – poloha jílovců s konkracemi, c – příčný průřez konkrací, d – uhelná hmota nalezena v pískovcové facii, e – vtisky.



Obr. 25: Litologický profil na lokalitě Hluchá.

6.2.6. Kladňačka soutěska

Lokalita je tvořena drobným profilem a nachází se ve svahu bezejmenného potůčku (GPS: 49°20'36.068"N, 18°13'11.719"E) přibližně 2,3 km SSZ od kóty Bezníková (772 m n. m.). Výška profilu je 0,73 m a délka 2 m. Spodní a svrchní část profilu (obr. 27a) tvoří žlutohnědé až šedohnědé střednozrné masivní pískovce (obr. 27c). Báze pískovců (F1a) je ostrá a nebyly zaznamenány žádné mechanické ani fosilní stopy. Mezi pískovci se nacházejí polohy šedých prachovců (F2a) a jílovců (F3b). Laminární zvrstvení se u prachovců a jílovců (obr. 27b) nachází v celé mocnosti.

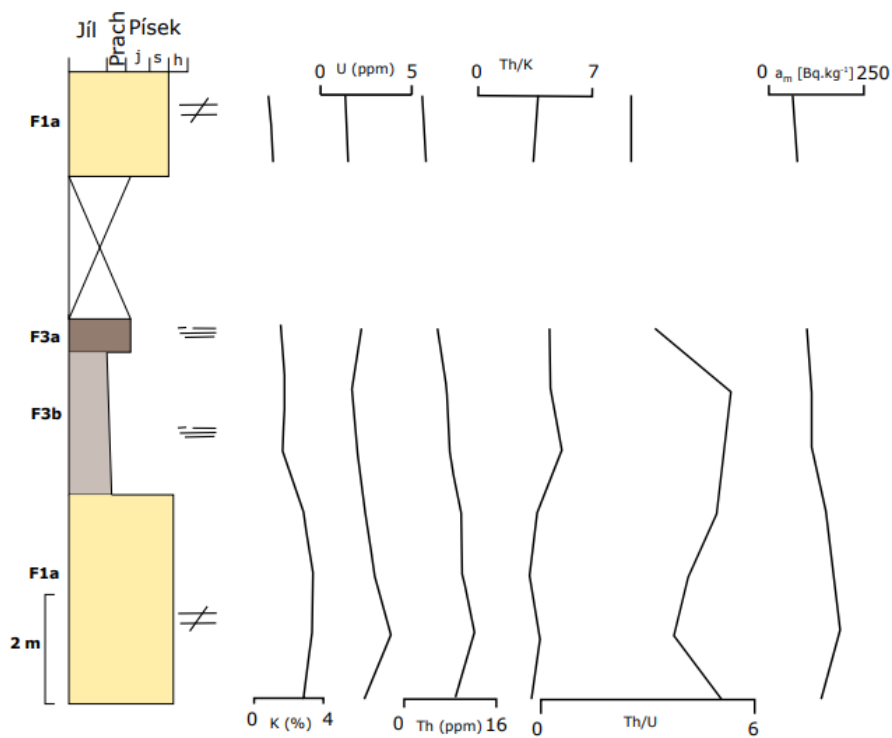


Obr. 26: Obloukový diagram orientace puklin a vrstevnatosti na lokalitě Kladňačka soutěska.

Na lokalitě Kladňačka soutěska bylo provedeno měření orientace puklin a vrstevnatosti. Celkem bylo změřeno 16 puklin u kterých převládá směr SV-J. Vrstevnatost s naměřenými hodnotami 346/50, 340/45, 330/40 je ukloněná vsv směrem (obr. 26).



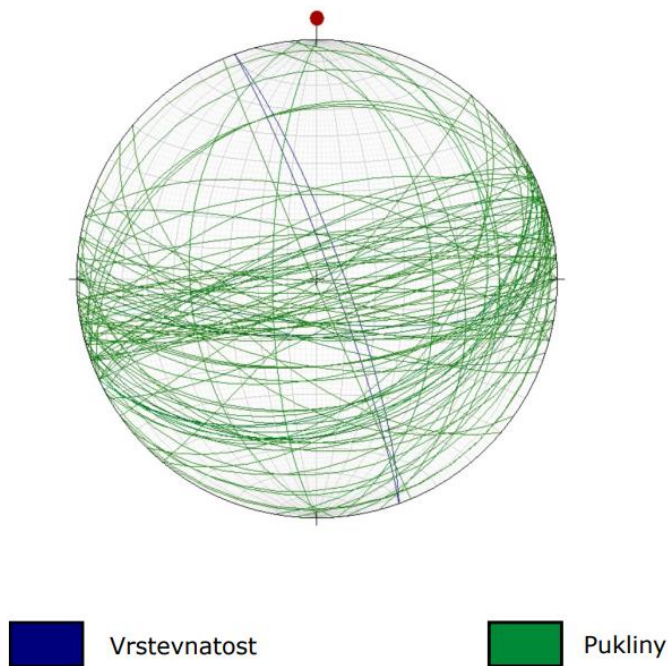
Obr. 27: Lokalita Kladnáčka soutěska. a – celkový pohled, b – poloha jílovců se střípkovitým rozpadem, c – poloha pískovců.



Obr. 28: Litologický profil na lokalitě Kladnáčka soutěska a výsledky měření terénní gamaspektrometrie.

6.6.7. Kladňáčka

Dokumentační bod se nachází na levé straně asi 6 metrů od lesní cesty a přibližně 1 km JV od jezera Balaton (GPS: 49°20'11.568"N, 18°13'24.875"E). Výška profilu je 2,53 m a délka 18 m. Lokalita je tvořena vertikálně uloženou skalní stěnou (obr. 28a), která je obnaženou spodní vrstevní plochou. Tvoří ji střednozrnný pískovec (F1a) šedozelené barvy. Na výchozu se nachází velké množství fosilních stop a mechanických nerovností. Jako příklad z mechanických nerovností lze uvést proudové stopy (obr. 30b). Z fosilních stop se zde nachází zástupci *Palaeophycus tubularis*, *?Cosmorhapse* isp. (obr. 30b) a *Cochlichnus* cf. *anguineus* (obr. 30c), *Thalassionides suevicus* (obr. 30d), *Planolites* isp. (obr. 30e). *Planolites* isp. tvoří válcovité tunely, které jsou krátké a jejich povrch je hladký. V průměru stopy dosahují tří milimetrů a jsou nevětvené. *Palaeophycus tubularis* tvoří mírně vlnitý nevětvený válcovitý tunel, který má hladký povrch. Šířka tunelu činí 3 milimetry, kdežto délka 15 milimetrů. Fosilní stopa *Thalassinoides suevicus* tvoří zvlněnou válcovitou stopu. Povrch fosilní stopy je hladký a je pro ni typické větvení ve tvaru písmene Y. Šířka fosilní stopy činí 17 milimetrů, zatímco na délku měří 58 milimetrů. Struktura stopy je na spodní vrstevní ploše zachována v pozitivním semireliéfu. *Cochlichnus* cf. *anguineus* tvoří zvlněnou jednoduchou stopu, která je na obou koncích ostře zakončena. Povrch chodby je hladký a v celé délce má chodba stejnou šířku. Délka fosilní stopy činí 30 milimetrů, zatímco šířka 2 milimetry. *?Cosmorhapse* isp. tvoří válcovitou meandrující stopu, která má hladký povrch a není rozvětvená. Šířka stopy dosahuje 2 milimetrů a délka 10 milimetrů. Stopa je zachována jako hypichnion v semireliéfu.



Obr. 29: Obloukový diagram orientace puklin a vrstevnatosti na lokalitě Kladnáčka.

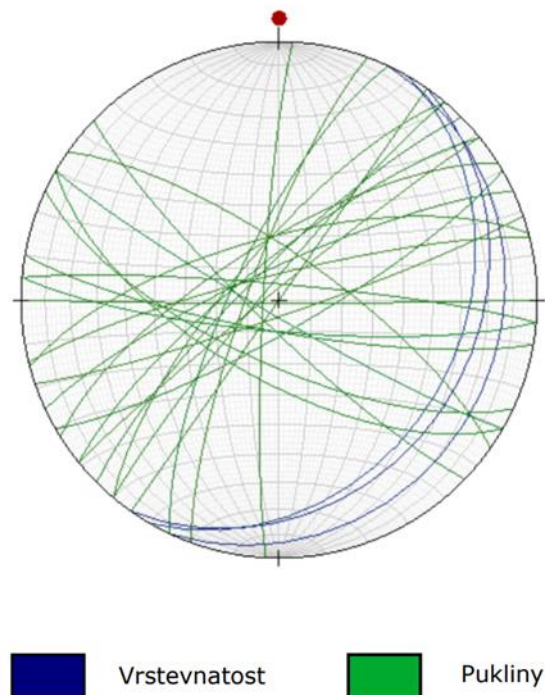
Na skalním výchozu bylo změřeno 103 puklin u nichž je hlavní směr orientace k J, JJV a SSV. Vrstevnatost na lokalitě Kladnáčka má směr k VSV (obr. 29).



Obr. 30: Lokalita Kladňačka: a – celkový pohled, b – vlečná rýha a *Palaeophycus tubularis*, *?Cosmorhaphe* isp., c – *Cochlichnus* cf. *anguineus*, d – *Thalassionides suevicus*, e – *Planolites* isp.

6.6.8. Stanovnice

Lokalita se nachází přibližně 650 m jižně od vodní nádrže Karolinka a 1 km S od vrcholu Bezníková (720 m n. m.) (GPS: 49°20'0.708"N, 18°14'22.430"E). Velká část profilu je překryta sutí a vegetací. Výška profilu je 0,84 m a délka 7,9 m. Horninovou náplň profilu (obr. 32a) tvoří laminy a desky zelenošedého masivního střednozrnného pískovce (obr. 32b) s kostičkovým rozpadem (F1a). Laminární zvrstvení bylo pozorováno pouze u první vrstvy. Gradační zvrstvení je přítomno u druhé vrstvy, kde střednozrnné pískovce přecházejí do jemnozrnných pískovců (F1a). U jemnozrnných pískovců se vyskytuje laminární zvrstvení. Báze pískovců jsou ostré. V první vrstvě pískovců byla nalezena uhelná hmota. V profilu se dále vyskytují laminárně zvrstvené šedočerné jílovce (F3b) se střípkovitým rozpadem (obr. 32c).

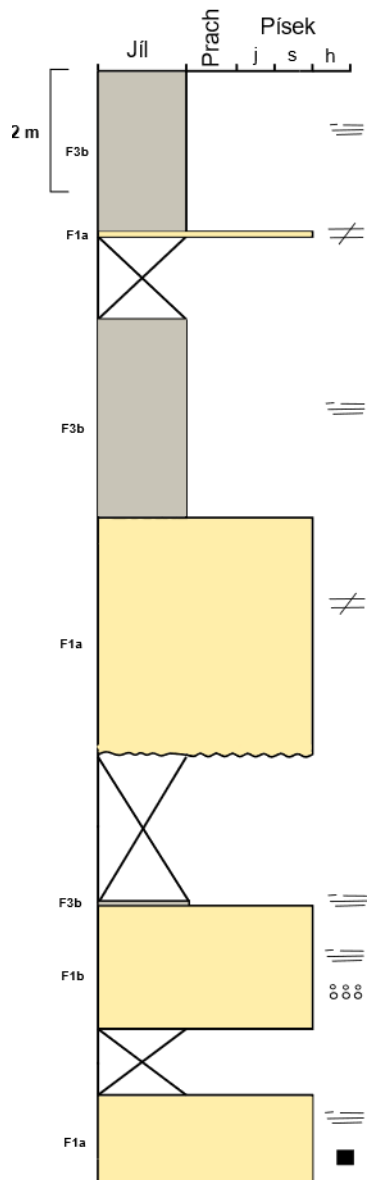


Obr. 31: Obloukový diagram orientace puklin a vrstevnatosti na lokalitě Hrubá Brodská.

Naměřená vrstevnatost na lokalitě Stanovnice se orientuje směrem k JV. Hlavní orientace puklinového systému je ve směru SZ – JJZ (obr. 31).



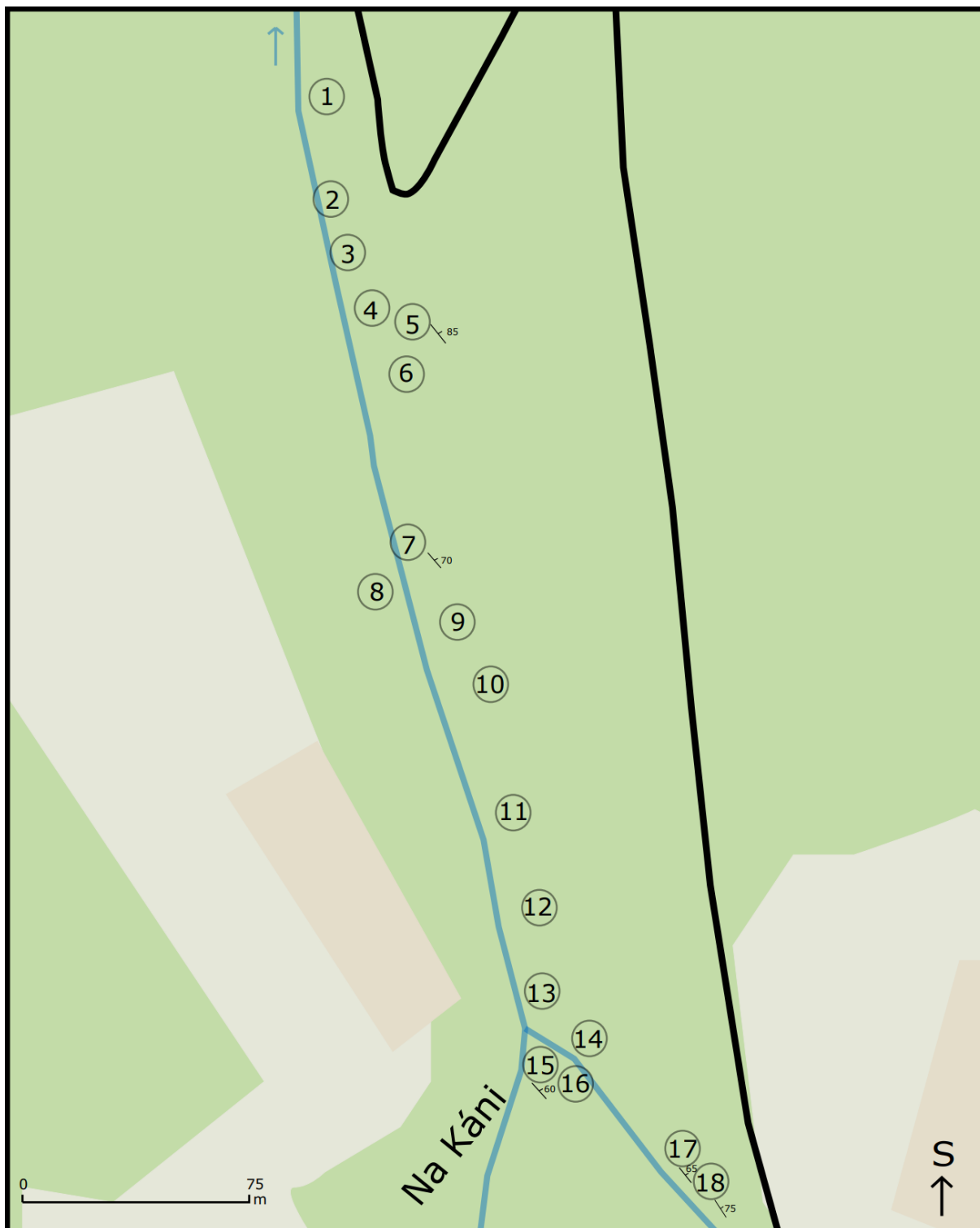
Obr. 32 Lokalita Stanovnice: a – celkový pohled, b – poloha jílovců, c – lavice pískovců.



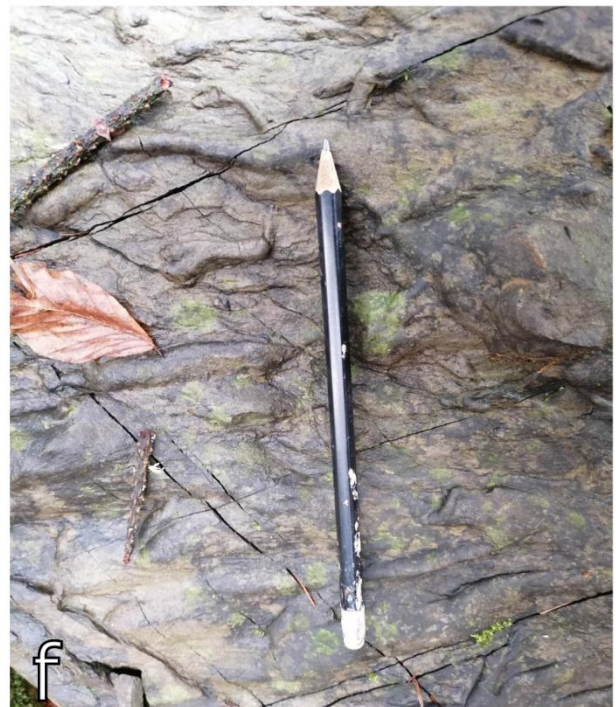
Obr. 33: Litologický profil na lokalitě Stanovnice.

6.2.9 Na Káni

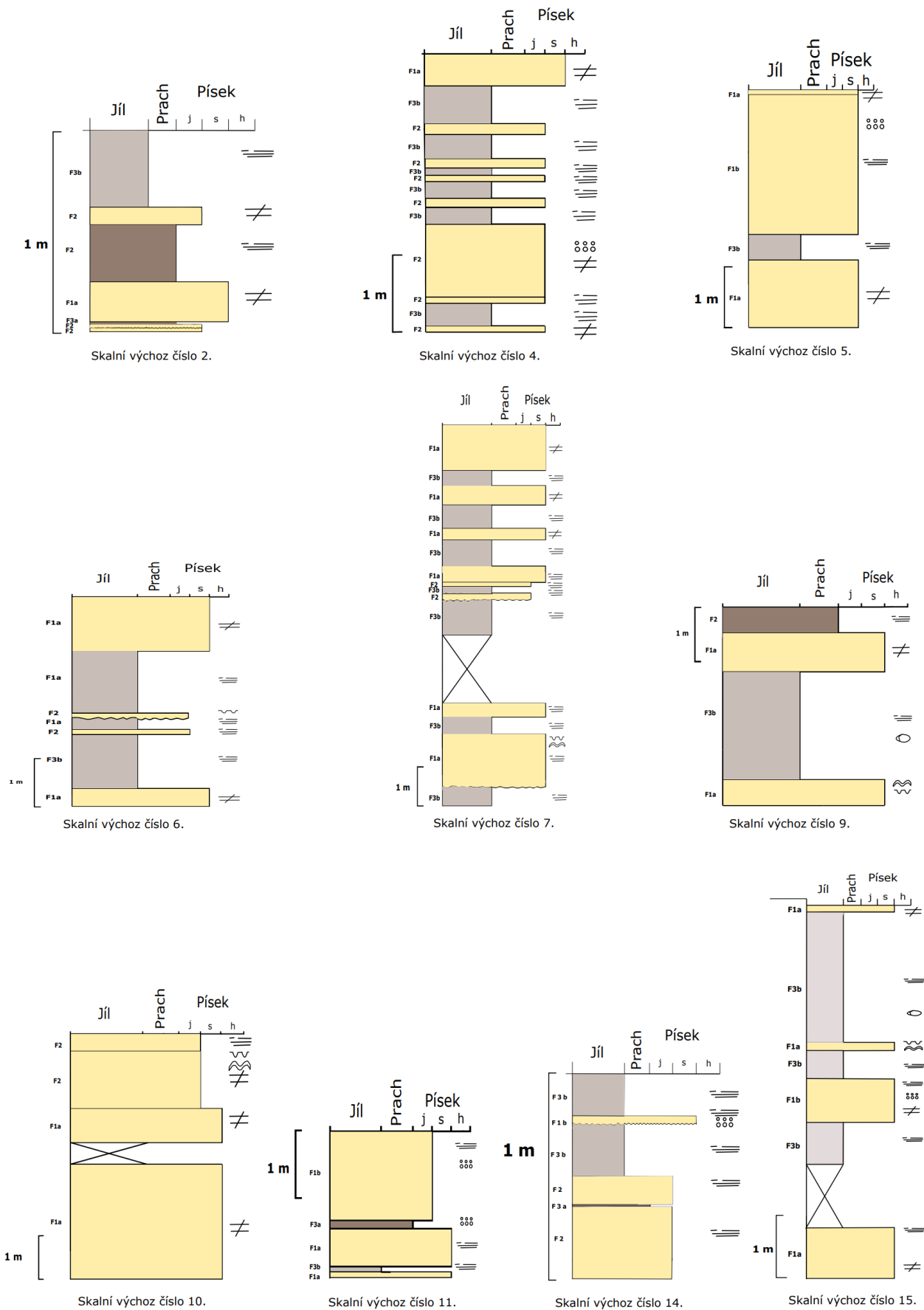
Lokalita se skládá ze 17 skalních výchozů (obr. 34), které se nacházejí ve svahu strže, kterou protéká bezejmenný potok. Tyto výchozy často přecházejí ze svahů strže až do jeho koryta, kde tvoří drobné kaskády (GPS: 49°20'55.109"N, 18°15'43.673"E). Oblast leží přibližně 800 m JV od kóty Káni (744 m n. m.). Na dokumentačních bodech 2, 4, 5, 6 (obr. 35d), 7, 9, 10, 11, 13 a 14 (obr. 35a) se nacházejí drobné profily, u nichž se nejčastěji střídají střednozrnné (F1a) a jemnozrnné pískovce (F2) s polohami prachovců (F2) a jílovců (F3a). U pískovců byly na vrstevních plochách časté nálezy bioglyfů a mechanoglyfů. Oproti tomu u jílovců se občasné vyskytovaly drobné konkrece o průměru cca 0,5 centimetru. Ve svrchních částech se u pískovců postupně objevuje laminární zvrstvení. Na dokumentačním bodě číslo 14 se objevuje 3,5 m mocná vrstva jílovce s laminárním zvrstvením. V korytě byly nalezeny bloky pískovců s hojnými fosilními stopami ichnodruhů *Thalassinoides suevicus* (obr. 35c, f) a *Palaeophycus tubularis* (obr. 35f) a mechanické nerovnosti v podobě proudových stop (obr. 35b). *Palaeophycus tubularis* tvoří mírně vlnitý nevětvený válcovitý tunel, který má hladký povrch. Šířka tunelu činí 5 milimetrů, kdežto délka 15 milimetrů. *Thalassinoides suevicus* tvoří mocný mírně zvlňený válcovitý tunel, který se na konci se zužuje. Fosilní stopa má hladký povrch a je u ní zachováno typické větvení ve tvaru písmena Y. Šířka fosilní stopy činí od 7 do 15 milimetrů, zatímco na délku měří od 35 do 85 milimetru. Struktura stopy je na spodní vrstevní ploše zachována v pozitivním semireliéfu. (obr. 35e).



Obr. 34: Poloha skalních výchozů na lokalitě Na Káni.



Obr. 35: Lokalita na Káni: a – skalní výchoz číslo 14, b – proudové stopy, c – *Thalassinoides suevicus*, d – skalní výchoz číslo 6, e – křemenná žilka, f – *Palaeophycus tubularis*, *Thalassinoides suevicus*.



Obr. 36: Litologické profily, které se nacházejí na lokalitě Na Káni.

6.3. Výsledky měření terénní gamaspektrometrie

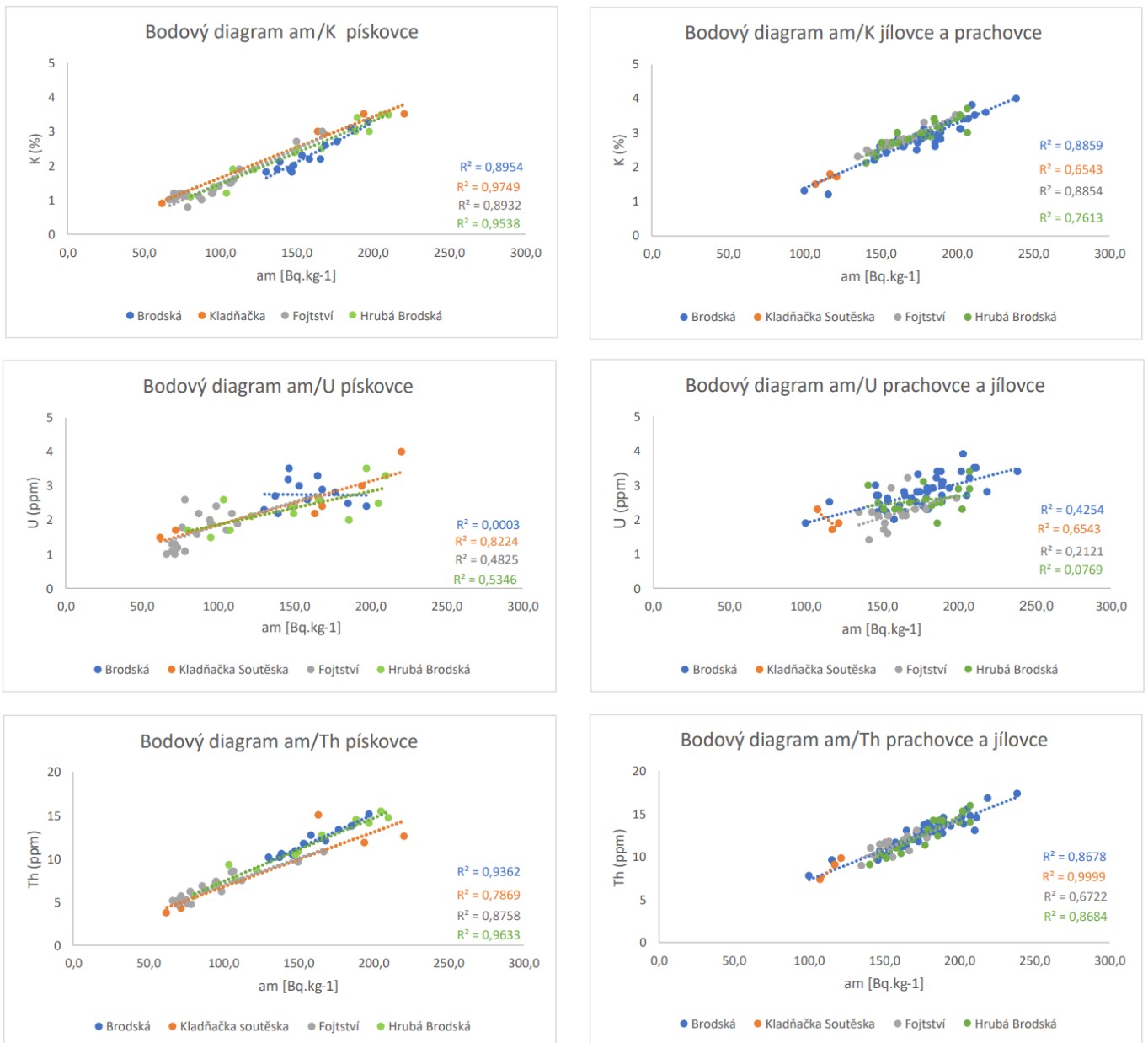
Obsah draslíku se v pískovcích pohybuje v rozmezí 0,8–3,5 % s průměrnou hodnotou 1,9 %, zatímco jeho koncentrace v jílovcích a prachovcích se pohybují od 1,2 do 4 % s průměrnou hodnotou 2,8 %. V pískovcích mají koncentrace uranu rozptyl od 1 do 4 ppm, s průměrnou hodnotou 2,2 ppm. V prachovcích a jílovcích byly zjištěny hodnoty v rozmezí 1,4–3,9 ppm, kdy průměrná hodnota je 2,6 ppm. Koncentrace thoria v pískovcích odpovídá hodnotám v rozmezí 3,8–15,2 ppm, s průměrnou hodnotou 9,6 ppm, kdežto množství thoria v prachovcích a jílovcích se pohybuje v hodnotách 7,4–17,3 ppm, s průměrnou hodnotou 12,5 ppm. Průměrná hodnota hmotnostní aktivity radia u pískovců je $130,4 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ a její hodnoty se nachází v rozmezí od $62,3\text{--}220,8 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$. Jílovce a prachovce mají hodnoty v rozmezí od $100,1\text{--}238,8 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ průměrnou hmotností aktivitu $174,1 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ (tab. 2).

Ze získaných výsledků byly pro pískovce a prachovce až jílovce vypočteny korelace mezi hmotností aktivitou radia a koncentracemi radioaktivních prvků (obr. 37). Mezi hmotností aktivitou a draslíkem u pískovců na všech studovaných lokalitách byla zjištěna vysoká pozitivní korelace (Brodská $R^2 = 0,9$, Kladnáčka soutěska $R^2 = 0,97$, Fojtství $R^2 = 0,89$, Hrubá Brodská $R^2 = 0,95$). V jílovcích a prachovcích lze pozorovat rovněž vysokou pozitivní korelaci draslíku a hmotnostní aktivity radia, s výjimkou lokality Kladnáčka soutěska, kde byla zjištěna jen střední hodnota pozitivní korelace (Brodská $R^2 = 0,89$, Kladnáčka soutěska $R^2 = 0,65$, Fojtství $R^2 = 0,89$, Hrubá Brodská $R^2 = 0,76$). Na všech studovaných místech byla v pískovcích zaznamenána vysoká pozitivní korelace také mezi hmotností aktivitou radia a koncentrací thoria (Brodská $R^2 = 0,94$, Kladnáčka soutěska $R^2 = 0,79$, Fojtství $R^2 = 0,88$, Hrubá Brodská $R^2 = 0,96$). V případě jílovců a prachovců byla vysoká pozitivní korelace zjištěna na lokalitě Brodská a Kladnáčka soutěska, zatímco u lokalit Fojtství a Hrubá Brodská byla potvrzena pouze střední pozitivní korelace mezi thoriem a hmotností aktivitou radia (Brodská $R^2 = 0,87$, Kladnáčka soutěska $R^2 = 1$, Fojtství $R^2 = 0,67$, Hrubá Brodská $R^2 = 0,87$). Vzájemný vztah mezi koncentrací uranu a hmotností aktivitou radia je oproti Th a K více variabilnější. Vysoká pozitivní korelace byla v pískovcích pozorována pouze na lokalitě Kladnáčka soutěska ($R^2 = 0,82$), zatímco na lokalitách Fojtství a Hrubá Brodská je pouze střední hodnota pozitivní korelace (Fojtství $R^2 = 0,48$, Hrubá Brodská $R^2 = 0,53$) a na lokalitě Brodská nebyla zjištěna žádná korelace mezi uranem a hmotností aktivitou radia (Brodská $R^2 = 0,003$). Korelace mezi hmotností aktivitou radia a uranem u jílovců a prachovců je nejlepší na lokalitě Brodská středně pozitivní závislost (Brodská $R^2 = 0,43$). Na lokalitě Kladnáčka soutěska ($R^2 = 0,65$) byla zaznamenána negativní

korelace, která je způsobena nízkým počtem měřených hodnot. U lokalit Hrubá Brodská a Fojtství nebyla pozorována žádná korelace (Fojtství $R^2 = 0,21$, Hrubá Brodská $R^2 = 0,08$).

Tab. 2: Tabulka průměrných koncentrací radioaktivních prvků stanovených terénní gamaspektrometrií z lokalit Brodská, Kladňáčka soutěska, Fojtství a Hrubá Brodská.

Lokalita: Brodská						
Pískovce (stř. a jemn.)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/K	Th/U	a_m [Bq.kg ⁻¹]
medián	2,2	2,7	11,4	5,2	4,3	151,5
min.	1,8	2,2	10,1	4,5	3	130,4
max.	3,3	3,3	15,2	5,9	6,3	197,4
st. odch.	0,5	0,3	1,5	0,5	0,9	18,5
Prachovce a Jílovce						
K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/K	Th/U	a_m [Bq.kg ⁻¹]	
medián	2,9	2,8	12,9	4,4	4,9	179,4
min.	1,2	1,9	7,8	3,4	3	100,1
max.	4	3,9	17,3	8	7,5	238,8
st. odch.	0,5	0,4	1,9	0,7	1	25,1
Lokalita: Kladňáčka soutěska						
Pískovce (stř. a jemn.)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/K	Th/U	a_m [Bq.kg ⁻¹]
medián	3	2,3	11,5	3	4,2	166,3
min.	0,9	1,5	3,8	0,9	2,5	62,3
max.	3,5	4	15	3,5	5	220,8
st. odch.	1,1	0,8	4,2	1,1	1,1	59,4
Prachovce a Jílovce						
K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/K	Th/U	a_m [Bq.kg ⁻¹]	
medián	1,7	1,9	9,1	5,1	5,1	117,2
min.	1,5	1,7	7,4	4,9	3,2	107,5
max.	1,8	2,3	9,8	5,8	5,4	121,3
st. odch.	0,1	0,2	1	0,4	1,2	5,8
Lokalita: Fojtství						
Pískovce (stř. a jemn.)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/K	Th/U	a_m [Bq.kg ⁻¹]
medián	1,2	1,7	6,3	5,2	3,9	87,8
min.	0,8	1	4,7	3,6	1,8	66,6
max.	3	2,6	10,8	6,3	5,7	167,1
st. odch.	0,5	0,5	1,6	0,9	1	25,5
Prachovce a Jílovce						
K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/K	Th/U	a_m [Bq.kg ⁻¹]	
medián	2,7	2,1	11,4	4,3	5,5	154,3
min.	2,3	1,4	9	3,7	3,3	134,9
max.	3,5	3,2	14,2	5	7,9	198,9
st. odch.	0,3	0,5	1,3	0,3	1,2	15,7
Lokalita: Hrubá Brodská						
Pískovce (stř. a jemn.)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/K	Th/U	a_m [Bq.kg ⁻¹]
medián	2,9	2,5	12	4,4	4,6	168
min.	1,1	1,5	5,7	3,5	3,4	80,6
max.	3,7	3,5	16	5,3	7,2	210,5
st. odch.	0,7	0,5	2,7	0,7	1	34,3
Prachovce a Jílovce						
K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/K	Th/U	a_m [Bq.kg ⁻¹]	
medián	3	2,5	13,2	4,3	4,9	182,6
min.	2,1	1,9	9,1	3,5	3	140,5
max.	3,7	3,4	16	5,3	7,5	210,5
st. odch.	0,4	0,4	2	0,4	1	21,6

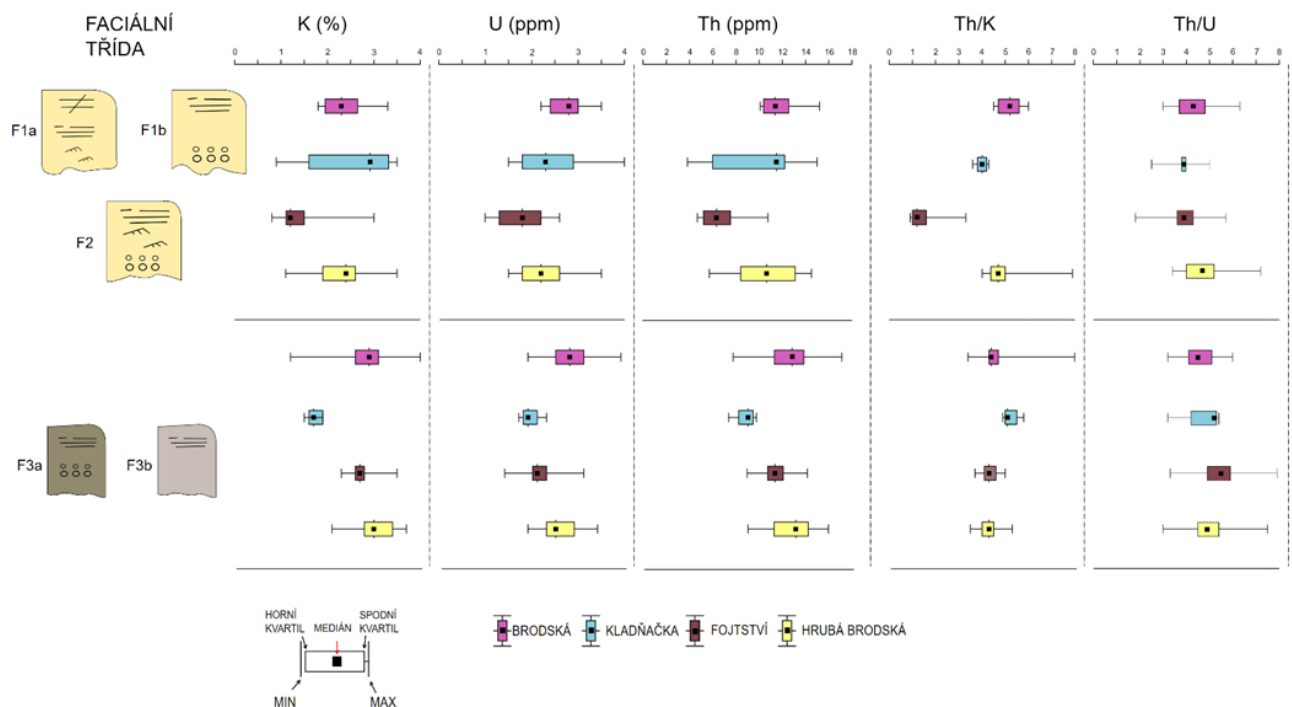


Obr. 37: Závislosti obsahu hmotností aktivity na obsahu draslíku, uranu a thoria, vlevo v pískovcích a vpravo v jílovcích a prachovcích.

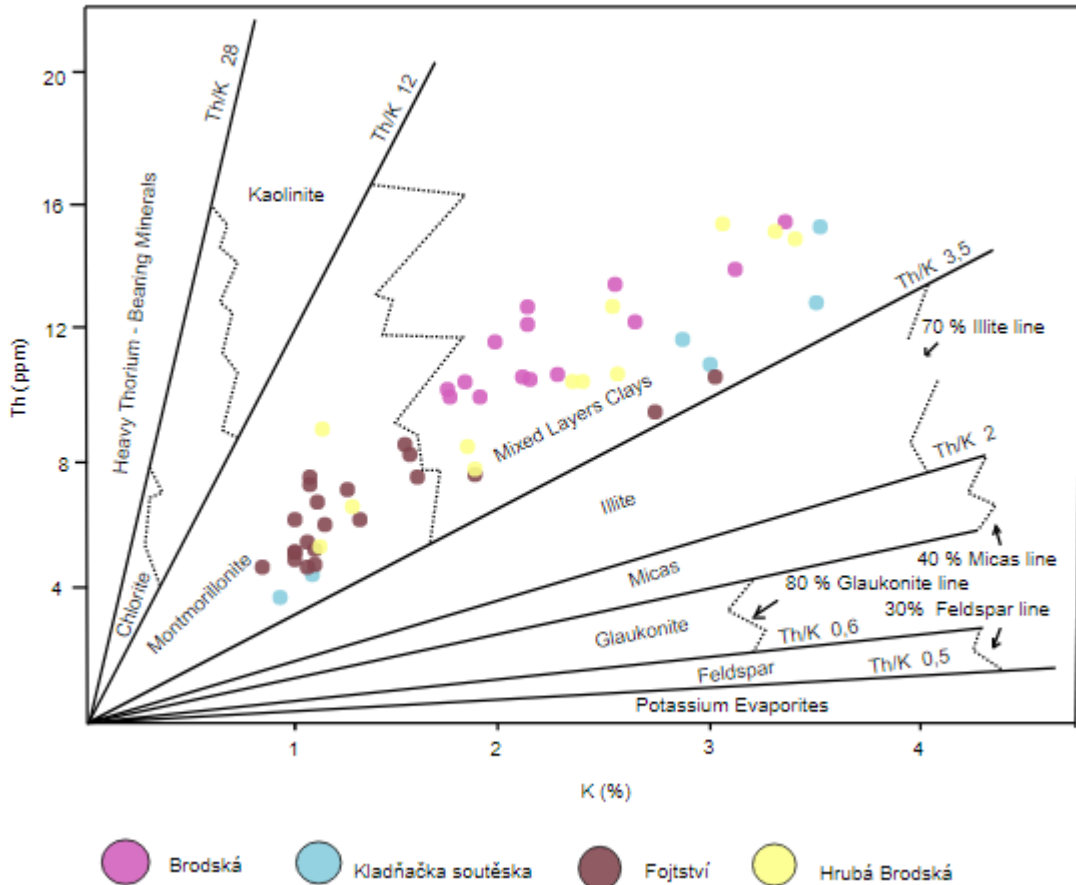
6.4. Faciální vliv na kontrakce draslíku, uranu a thoria

Hodnoty mediánů koncentrace K, U a Th jsou na lokalitách Brodská, Kladnáčka soutěska a Hrubá Brodská velmi podobné, kdežto na lokalitě Fojtství jsou celkové hodnoty i medián výrazně nižší. U tří studovaných lokalit (Brodská, Fojtství, Hrubá Brodská) byl pozorován trend, při němž dochází k zvyšování hodnot radioaktivních prvků s klesající zrnitostí facií (obr. 38). Největší kontrast mezi faciemi lze pozorovat na lokalitě Fojtství a Hrubá Brodská. Naopak na lokalitě Brodská jsou rozdíly mezi pískovci a prachovci a jílovci nevýrazné. Tento trend však neplatí u lokality Kladnáčka soutěska. Na lokalitě se vyskytují pískovce, které oproti jílovcům a prachovcům vykazují vyšší hodnoty všech měřených radioaktivních prvků. Nejvyšší citlivost u pískovců a prachovců a jílovců vykazuje koncentrace K. Naopak koncentrace U nejsou příliš citlivé na faciální změny.

Poměr Th/ U se využívá jako indikátor sedimentačního prostředí (Sedláček, 2013). Vztah mezi thoriem a uranem se váže pro všechny facie v monotónním směru. Pro pískovce je poměr Th/U v rozmezí 0,8–7,2 a průměrnou hodnotou 4,2, přičemž pro jílovce a prachovce nabírají hodnoty od 3–7,9 s průměrnou hodnotou 4,7. Poměr Th/K se využívá jako indikátor jílových minerálů (Sedláček, 2013). Proto byla u jednotlivých lokalit pro pískovce vytvořena klasifikace jílových minerálů (obr. 39). Na lokalitě Brodská, Kladnáčka soutěska a Hrubá Brodská se se vyskytují pískovcové facie, v jejichž jílové zrnitostní frakci dominují jílové minerály se smíšenými strukturami. Oproti tomu, na lokalitě Fojtství indikuje poměr Th/K přítomnost montmorillonitu.



Obr.38: Rozdělení koncentrací K, U, Th v pískovcích, prachovcích a jílovcích.



Obr. 39: Graf poměru Th/K pro identifikaci minerálních nosičů K a Th v horninách (upraveno podle Quireina, et al. 1982).

6.5. Mineralogické složení pískovců z vybraných lokalit

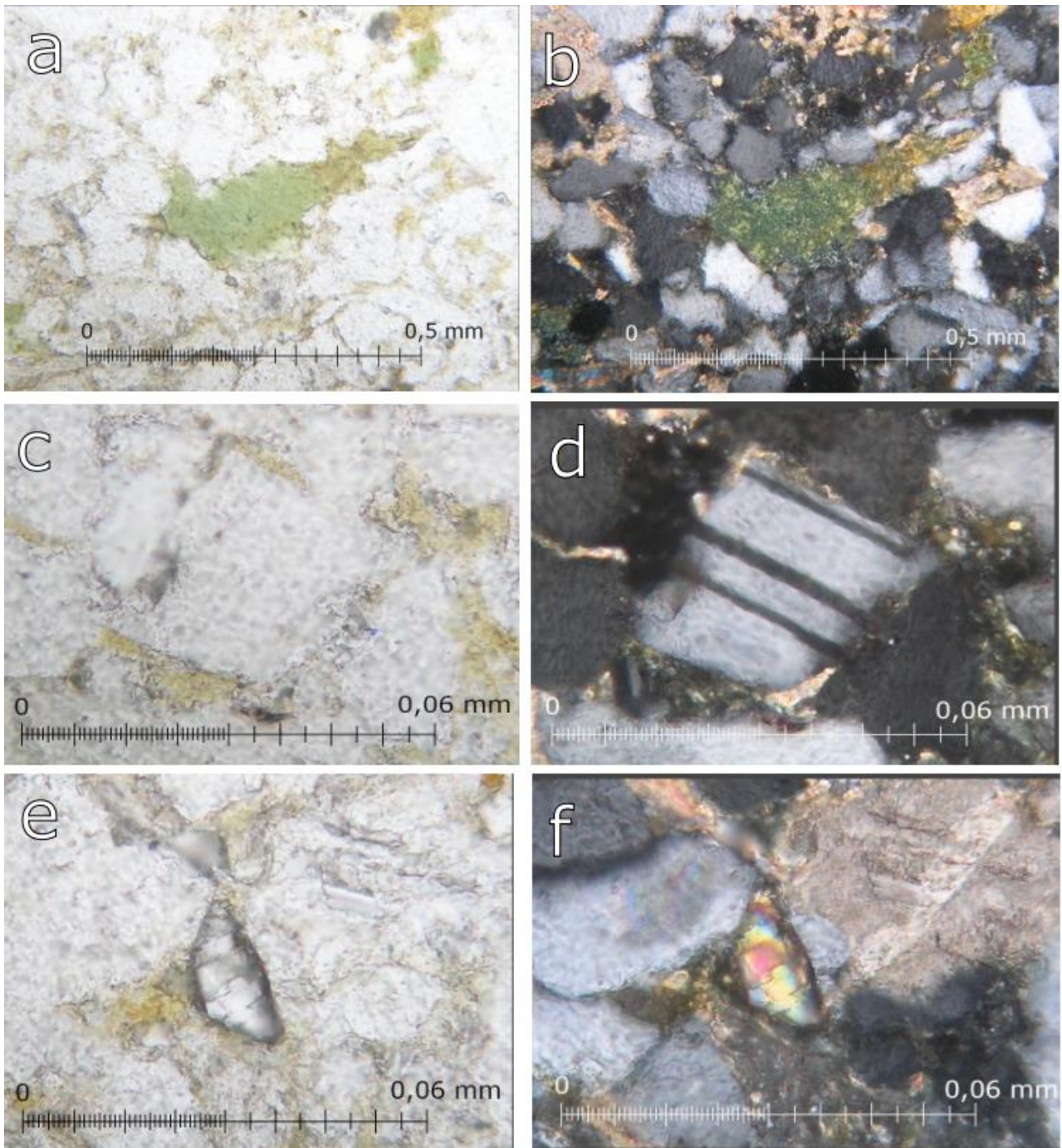
Horninové vzorky byly určeny jako jemnozrnné pískovce. Získané hodnoty z planimetrické analýzy výbrusů z lokalit Kladnáčka soutěska, Brodská a Hluchá byly vyneseny do klasifikačního diagramu podle Folka (1980) a do ternárních diagramů podle Dickinsona et al. (1983). Studované vzorky spadají podle Folka (1980) do subarkóz (obr. 40). Na základě modálního složení a geotektonické pozice zdrojové oblasti klastického materiálu odpovídá kratonní oblasti s možným přechodem do přechodné kontinentální kůry (obr. 42, 43, 44).

Pískovce jsou středně vytříděné a jejich základní hmota tvoří zejména jemnozrnná směs křemene, karbonátu a sericitu. Ve vzorku je základní hmota nahrazována tmelem, který je u lokality Kladnáčka soutěska karbonátový, zatímco ve vzorku z lokalit Brodská a Hluchá je křemitý. U vzorků výrazně převažují zrna monokrystalického křemene (Qm) nad polykrystalickými (Qp). Monokrystalický křemen zřídka převážně uniformně, v menší míře se vyskytují zrna s undulózním zhašením. Největší obsah monokrystalického křemene byl

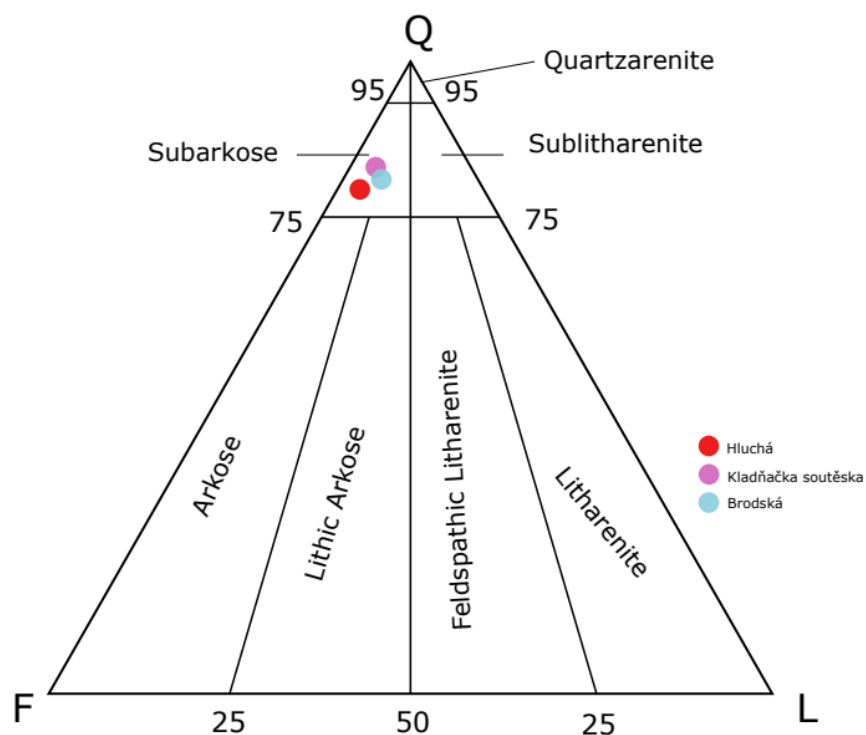
zjištěn u lokality Kladnačka soutěska (77,6 %), zatímco polykrystalický křemen je v největším množství zastoupen na lokalitě Brodská (9,4 %). Zrna křemene jsou nejčastěji poloostrohranná a v menší míře se vyskytují polozaoblená. Ve skupině živců byly rozlišeny K – živce (Fk) a plagioklasy (Fp). Ve vzorcích převládají zrna K – živce nad plagioklasem. U zrn plagioklasu (obr. 40c, d) se vyskytuje typické polysyntetické lamelování podle albitového zákona a v menším měřítku byla u některých zrn plagioklasu zaznamenána sericitizace. Z K-živců je zastoupen převážně mikroklin, u kterého se vyskytuje mikroklinové mřížkování. Mírně zvýšené obsahy živců lze pozorovat na lokalitě Hluchá (9,3 %). Zrna plagioklasu a K – živce jsou ve výbrusu poloostrohranná až polozaoblená. Litické úlomky byly rozděleny na sedimentární a meta-sedimentární (Ls), plutonické a meta-plutonické (Lp) a vulkanické a meta-vulkanické (Lv) (tab. 3). Plutonické a meta-plutonické úlomky se v největším poměru nachází na lokalitě Kladnačka soutěska (2,3 %), zatímco nejvyšší podíl sedimentárních a meta-sedimentárních úlomků byl pozorován ve vzorku z lokality Hluchá (1,6 %). Ve vzorcích se nenacházejí metavulkanické a vulkanické litické úlomky. Klasy sedimentárního a meta-sedimentárního původu jsou zastoupeny vápencem a rohovcem, kdežto u klastů ze skupiny plutonických a meta-plutonických převažují granitoidní horniny a ruly. Nedílnou složku v pískovcích tvoří slídy, glaukonit, limonit, základní hmota a těžké minerály. Zelené agregáty glaukonitu (obr. 39a, b) se ve vzorcích z lokalit Kladnačka soutěska, Brodská a Hluchá vyskytují v množství 8,2 %, 14,32 % a 5,1 %. Ze slíd byl pozorován pouze muskovit. Na lokalitě Kladnačka soutěska se vyskytoval v množství 0,44 %, Brodská 0,98 % a Hluchá 2,39 %. Z těžkých minerálů jsou nejhojnější zirkon (obr. 39e, f), rutil a apatit.

Tab. 3: Procentuální zastoupení hlavních stavebních komponent z lokalit Kladnačka soutěska, Brodská a Hluchá. Vysvětlivky: Qm – monokrystalický křemen, Qp – polykrystalický křemen, Fk – draselný živec, Fp – plagioklas Lm – metaplutonický a plutonický litické úlomky, Ls – sedimentární a metasedimentární litické úlomky, Lv – metavulkanický a vulkanický litické úlomky, Li – neidentifikovatelná litické úlomky, Qt – celkový křemen, F – celkový živec, L – součet litických zrn.

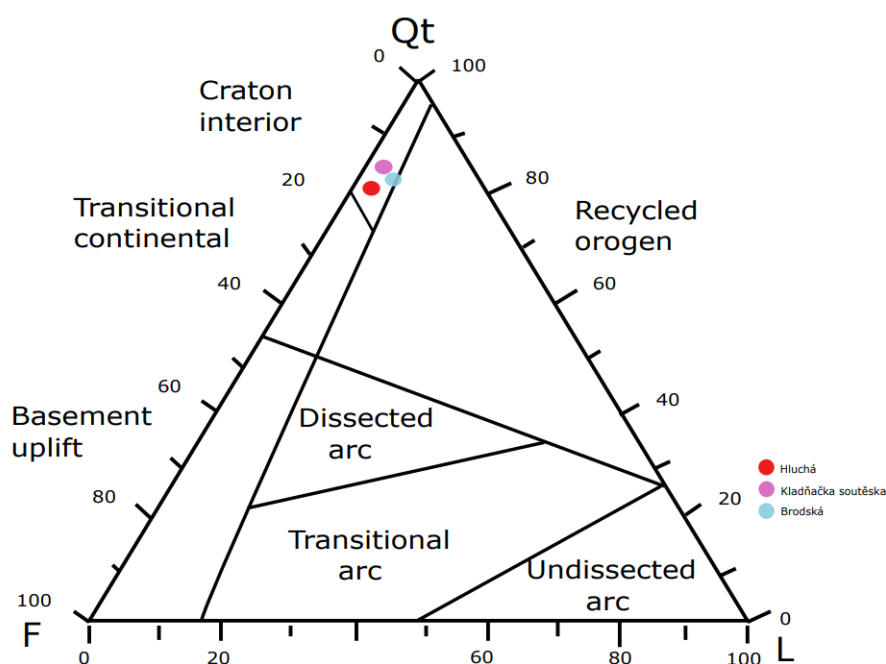
LOKALITA	KOMPOZIČNÍ SKUPINA PÍSKOVČŮ										
	Qm (%)	Qp (%)	Fk (%)	Fp (%)	Lm (%)	Ls (%)	Lv (%)	Li (%)	Qt (%)	F (%)	L (%)
Kladnačka soutěska	77,6	8,4	8,1	3,6	2,3	1,3	0	0,7	84	11,7	4,3
Brodská	75,9	8,9	7,2	4,7	1,4	1	0	0,9	84,8	11,9	3,3
Hluchá	73,3	9,4	9,3	5,3	0,9	1,6	0	0,2	82,7	14,6	2,7



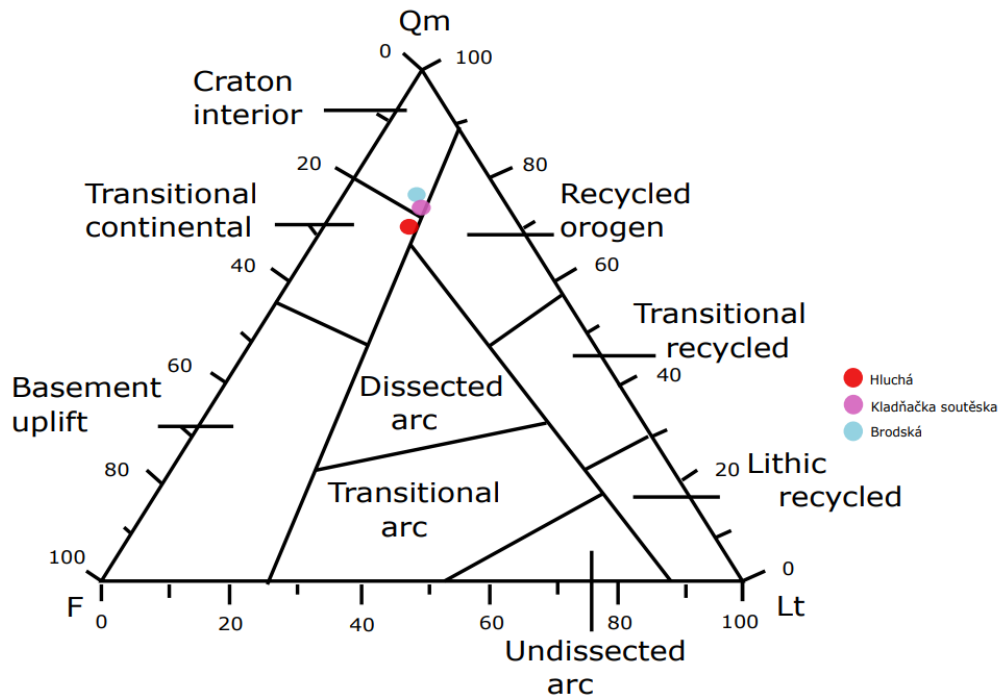
Obr. 40: a – klast glaukonitu v pískovci z lokality Kladňáčka soutěska, šířka snímku 0,5 mm. PPL., b – klast glaukonitu v pískovci z lokality Kladňáčka soutěska, šířka snímku 0,5 mm. XPL., c – zrno plagioklasu v pískovci z lokality Brodská, šířka snímku 0,06 mm. PPL., d – zrno plagioklasu v pískovci z lokality Brodská, šířka snímku 0,06 mm. XPL., e – zrno zirkonu v pískovci z lokality Kladňáčka soutěska, šířka snímku 0,06 mm. PPL., f – zrno zirkonu v pískovci z lokality Kladňáčka soutěska, šířka snímku 0,06 mm. XPL.



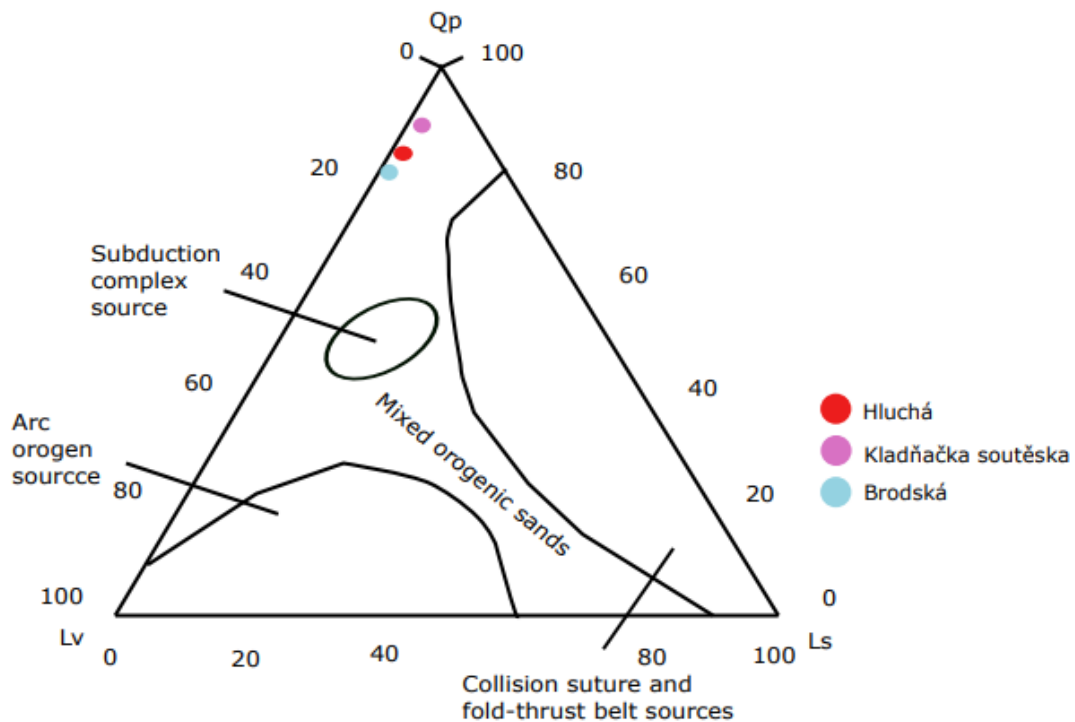
Obr. 41: Klasifikační ternární diagram studovaných pískovců z lokalit Kladňáčka soutěska, Brodská, Hluchá; (upraveno podle Folka (1980)).



Obr. 42: Ternární diagram Qt-F-L zobrazující provenienci klastického materiálu na základě modálního složení pískovců z lokalit Kladňáčka soutěska, Brodská, Hluchá; (upraveno podle Dickinsona et al. (1983)).



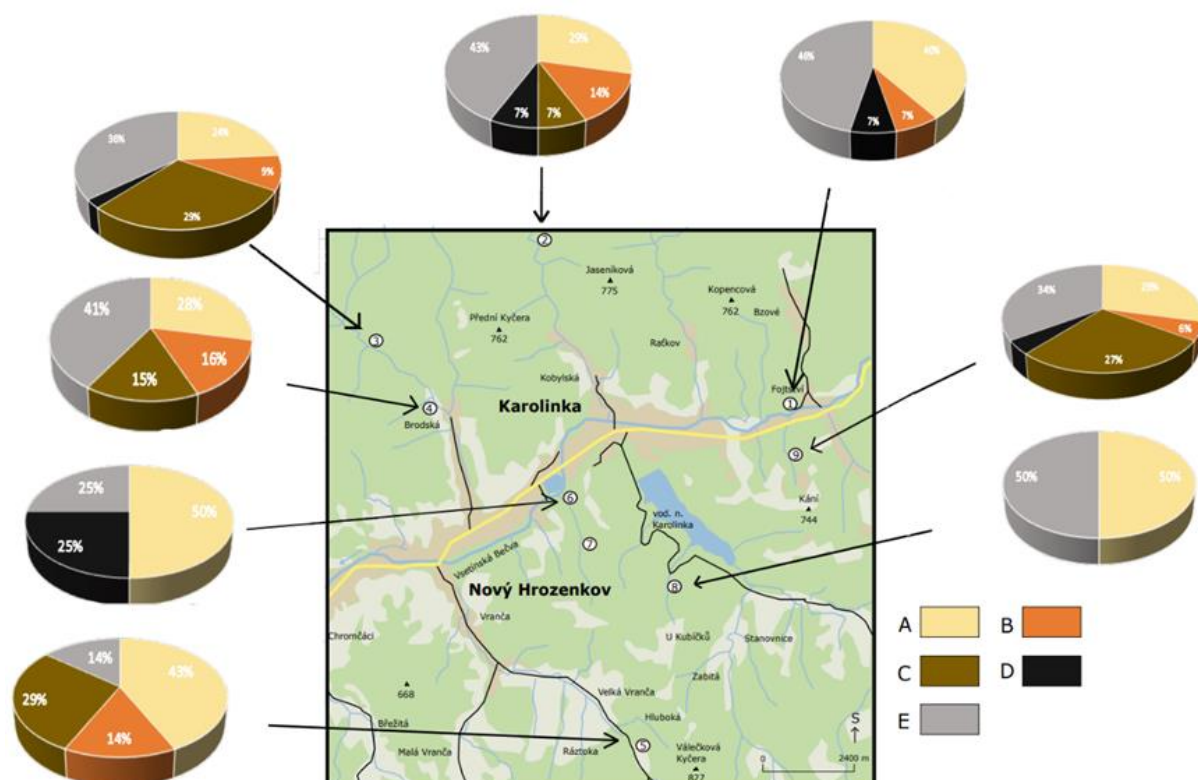
Obr. 43: Ternární diagram Qm-F-Lt zobrazující provenienci klastického materiálu na základě modálního složení pískovců z lokalit Kladnáčka soutěska, Brodská, Hluchá; (upraveno podle Dickinsona et al. (1983)).



Obr. 44: Ternární diagram Qp-Lv-Ls zobrazující provenienci klastického materiálu na základě modálního složení pískovců z lokalit Kladnáčka soutěska, Brodská, Hluchá; (upraveno podle Dickinsona et al. (1983)).

7. Diskuze

Při terénním výzkumu profilů vsetínských vrstev v okolí Nového Hrozenkova bylo vymezeno pět faciálních tříd. Jedná se o facie (F1a) střednozrnných pískovců, (F1b) střednozrnných až jemnozrnných pískovců, (F2) jemnozrnných pískovců a prachovců, (F3a) prachovců až jílovců a (F3b) jílovců. Dominantní horninou ve studovaných výchozech jsou šedočerné jílovce (F3b), které převažují nad střednozrnnými pískovci (F1a) či asymetricky gradačně zvrstvenými pískovci (F1b). Nejméně zastoupenými litofaciemi jsou na jednotlivých faciálních výchozech a odkryvech jemnozrnné pískovce a prachovce kategorie (F2) a litofacie prachovců až jílovců (F3a). V blízkém okolí podrobil vsetínské vrstvy litofaciální analýze i Pesl (1968), který u nich popisuje charakteristický flyšový vývoj, kde převažují jílovce nad pískovci. Terénní výzkum na lokalitách Fojtství, Kobylská Hrubá Brodská, Brodská a Na Káni ukázal že v profilech převažují jílovce nad pískovci, zatímco u lokality Hluchá, Kladnáčka soutěska byl pozorován v profilech vyšší podíl pískovců. To může být způsobeno nízkým počtem litofacií v profilu. Pouze u lokality Stanovnice byl poměr pískovců a jílovců vyrovnaný (obr. 45).



Obr. 45: Procentuální zastoupení litofacií ve jednotlivých lokalitách: 1 – Fojtství, 2 – Kobylská, 3 – Hrubá Brodská, 4 – Brodská, 5 – Hluchá, 6 – Kladnáčka soutěska, 7 – Kladnáčka, 8 – Stanovnice, 9 – Na Káni, A – facie střednozrnných pískovců, B – facie střednozrnných až jemnozrnných pískovců, C – facie jemnozrnných pískovců až prachovců, D – facie jílovců až prachovců, E – facie jílovců.

U profilů byl pozorován trend, který je charakterizován postupným ubýváním hrubých klastů do nadloží. Tento trend mohl být způsoben v důsledku klesající rychlosti proudového systému v sedimentačním prostoru. Pouze u lokality Fojtství byla horní část profilu tvořena mocnými masivními pískovci. Zjemňující se trend byl ve zlínském souvrství popsán v práci Starky a Šima (2015). U studovaných profilů z lokalit Kobylská, Hrubá Brodská, Brodská a Stanovnice lze pozorovat trend, kdy se směrem do nadloží zmenšují mocnosti pískovcových vrstev. Na základě poznatků např. Słomky (1995), Muttiho a Ricci Lucchiho (1972), Normarka (1970) lze provést rekonstrukci sedimentačního prostředí studovaného území. Z těchto prací vyplývá, že sedimentace probíhala v distální části turbiditního systému. Materiál byl do oblasti přinášen ze střední části vějíře, a to za pomoci nízkohustotních turbiditních proudů. Dalším důležitým indikátorem pro rekonstrukci sedimentačního prostoru jsou mechanické nerovnosti. Z mechanických nerovností byly nejčastěji na vrstevních plochách pozorovány proudové stopy, vtisky, čeřiny a vlečné rýhy. Na lokalitě Brodská a Hrubá Brodská byly v profilech pozorovány čeřiny, které se vyskytovaly u střednozrnných pískovců a středno až jemnozrnných pískovců. Čeřiny se vyskytují ve vrstvách pískovců, a lze je označit jako intrastratální struktury. Jejich tvar připomíná asymetrické vlnky, které jsou stejně zrnité. Podrobněji byly ve zlínském souvrství čeřiny popsány v práci Pličky a Žůrkové (1970).

Z laboratorních výsledků lze uvést, že pískovce ve vsetínských vrstvách nejsou mineralogicky příliš rozmanité. V pískovcích převažují monokrystalická zrna křemene, která jsou převážně poloostrohranná a v menší míře polozaoblená. Křížová et al. (2011) zmiňují, že poloostrohranný a polozaoblený tvar zrn byl způsoben krátkým transportem klastického materiálu. Ve výbrusech převažují K-živce nad plagioklasem a zrna obou minerálů jsou převážně poloostrohranná až polozaoblená. U litických klastů převažují úlomky plutonických (granit, rula) a sedimentárních (vápenec, silicity) hornin. V hojném množství se vyskytují zrna glaukonitu, kdy se procentuální zastoupení nachází v rozmezí od 5,3 – 14,5 %. Buček a Teťák (2020) uvádějí, že obsah glaukonitu v pískovcích zlínského souvrství může dosáhnout až 17 %. Z těžkých minerálů byl pozorován zirkon, rutil a apatit. Ve vsetínských vrstvách provedli analýzu těžkých minerálů Gilíková et al. (2002), kteří vymezili dvě asociace. Granát-turmalínovou asociaci se zirkonem a rutilem, kde je trojnásobná převaha turmalínu a dále ultrastabilní turmalín-zirkon-rutilovou asociaci. V malé míře byly ve výbrusech přítomna zrna muskovitu, limonitu a u výbrusu z lokality Hluchá byl pozorován organický detrit. Studované

pískovce odpovídají v ternárních provenienčních diagramech kratonní oblasti s možným přechodem do přechodné kontinentální kůry.

Fosilní stopy byly na skalních výchozech a v okolní sutí zaznamenány na spodních vrstevních plochách střednozrnných a v menší míře jemnozrnných pískovců. Nejběžněji zastoupenými ichnofosiliemi jsou *Planolites* isp. NICHOLSON, 1879, *Bergaueria* isp. PRANTL, 1946, *Thalassinoides suevicus* (RIETH, 1932), *Saerichnites* isp. BILLINGS, 1866, *Palaeophycus tubularis* HALL, 1847, kdežto nejméně zastoupenou ichnofosilií je *Cochlichnus* cf. *anguineus* HITCHCOCK, 1858. Na lokalitě Kladnáčka byla s nejistotou určena ichnofosilie *?Cosmorhapse* isp. FUCHS, 1895. Na základě vztahu k vrstevnosti lze podle klasifikace Martinssona (1970) zařadit většinu nalezených fosilních stop do skupiny hypichnií, kde jsou struktury uchovány v pozitivním nebo negativním semireliéfu. Ichnorod *Thalassinoides suevicus* spadá do kategorií hypichnia, endichnia a exichnia, kdy jsou biogenní struktury závislé na prostředí a typu sedimentace. Z etologického hlediska byly fosilní stopy rozděleny podle Seilachera (1964) do pěti skupin. Agrichnia – jedná se o fosilní stopy, které sloužily trvale k produkci potravy. Do této skupiny byly zařazeny ichnodruhy *Saerichnites* isp. a *?Cosmorhapse* isp. Fodinichnia – tyto stopy byly vytvořeny endobentosem a epibentosem, který vyžíral substrát. Stopy mohou být morfologicky jednoduché, rozvětvené či vytvářet trojrozměrné útvary. Z nalezených ichnotaxonů to této kategorie spadají *Planolites* isp. a *Saerichnites* isp. Domichnia – morfologicky se projevují jako vertikální či horizontální chodby, tunely nebo šachty. Chodby sloužily jako obytné struktury pro přisedlý nebo polopřisedlý endobentos. Do této skupiny patří *Bergaueria* isp., *Thalassinoides suevicus* a *Palaeophycus tubularis*. Pascichnia – jedná se o stopy, které vznikaly při požíváním substrátu endobentosem i epibentosem. Stopy mohou být meandrující, paralelní nebo radiální. Zde spadají ichnodruhy *?Cosmorhapse* isp. a *Planolites* isp. Repichnia – odrážejí řízenou pohybovou aktivitu organismů. Do skupiny repichnia byla zařazena fosilní stopa *Cochlichnus* cf. *anguineus*.

Z nalezených fosilních stop nebyla určena typická ichnofosilie, díky čemuž nelze s jistotou určit konkrétní ichnofacii. Přesto lze za pomoci grafoglyptidního zástupce *Cosmorhapse* isp. předpokládat, že se jedná o nereitovou ichnofacii. Dalším důležitým ichnodruhem, která odpovídá této facii je *Planolites* isp. Společenstva náležejí k postdepozičním stopám, což znamená, že vznikaly až po uložení sedimentů ve vnější části hlubokomořského vějíře. Wetzel (2002) uvádí, že pro nereitovou ichnofacii je typické okysličené prostředí s nedostatkem živin. Sedimentace byla klidná, pomalá a občas byla přerušena turbiditními proudy. Ichnodruhy *Cochlichnus* cf. *anguineus*, *Thalassinoides*

suevicus a *Bergaueria* isp nepatří mezi charakteristické zástupce nereitové ichnofacie. Nestálé podmínky na kontinentálním svahu mohly zapříčinit migraci organismů do přijatelnějších oblastí. Podle Uchmana (2004) přítomnost ichnodruhu *Thalassinoides suevicus* naznačuje blízkou afinitu k zoofykové ichnofacii.

Získaná data poskytují určitý vhled do detailů mobilizace, transportu a fixace draslíku, uranu a thoria v sedimentárním cyklu. Obecně platí, že při měření radioaktivity mohou být hodnoty zkresleny, a to kvůli tomu, že detektor získává záznam z okruhu desítek centimetrů (McCay, et al. 2014). Naměřené hodnoty u stanovených lokalit byly porovnány s průměrnými výsledky Matolína (1976). Bylo tak zjištěno, že pozorované sedimentární horniny v okolí Nového Hrozenkova vykazují slabě až středně silnou radioaktivitu. Stanovené koncentrace radioaktivních prvků nevytvářejí mezi faciemi výrazné rozdíly, přesto však byla u pískovců zaznamenána vyšší koncentrace draslíku směrem do podloží. Hodnoty draslíku v pískovcích mohou být značně proměnlivé, a to z důvodu vyššího obsahu nereaktivního křemene, živců a slíd (Bábek, 2013). Oproti jílovcům a prachovcům se u pískovců nachází nižší hodnoty koncentrací radioaktivních prvků U a Th, což je způsobeno nižším obsahem jílových minerálů. Dále byl pozorován patrný trend, kdy při zvýšené koncentraci radioaktivních prvků u pískovců se vyskytují i vyšší hodnoty u jílovců. Poměr Th/U se využívá jako indikátor sedimentačního prostředí, který může odrážet přínos materiálu a jeho ukládání, nebo jako funkce k zjištění oxidačně-redukčních podmínek (Adams a Weaver, 1958, Gama a Schwark, 2022). Průměrné hodnoty poměru Th/U činí u pískovců 3,8 a u jílovců 4,4, což poukazuje na situaci, že sedimentace probíhala v mírně oxidačním prostředí. Tyto hodnoty jsou podle Adamse a Weavera (1958) neobvyklé pro sedimentaci, která probíhala v batyálních oblastech pánve. Vztah mezi Th/K se využívá jako indikátor jílových minerálů, slíd a K-živců. Hodnoty Th/K mají u pískovců průměr 4,2 a u jílovců 4,3. Vyšší hodnoty vztahu mezi Th/K a celkovou hodnotou draslíku může být podle Ondry a Hanáka (1988) způsobena tím, že vsetínské vrstvy jsou směrem k soláňskému souvrství obohaceny o živce.

8. Závěr

Cílem bakalářské práce bylo studium litofacií vsetínských vrstev, které reprezentují nejmladší část zlínského souvrství. První část práce se zabývá geomorfologickým, geografickým a geologickým popisem zkoumané oblasti v okolí Nového Hrozenkova. Druhá část se zaměřuje na terénní výzkum, kde bylo vytyčeno 9 blíže popsanych lokalit. Ze studia výchozů bylo stanoveno 5 faciálních tříd a vznikla podrobná fotodokumentace mechanoglyfů a bioglyfů. Z fosilních stop byly zaznamenány ichnodruhy *Planolites* isp. NICHOLSON, 1879, *Bergaueria* isp. PRANTL, 1946, *Thalassinoides suevicus* (RIETH, 1932), *Saerichnites* isp. BILLINGS, 1866, *Palaeophycus tubularis* HALL, 1847, *Cochlichnus* cf. *anguineus* HITCHCOCK, 1858 a *Cosmorhappe* isp. FUCHS, 1895. Na základě přítomnosti grafoglyptidních fosilních stop byla nalezená společenstva zařazena do nereitové ichnofacie. V laboratorní části za pomoci Gazzi-Dickinsonovy metody bylo stanoveno modální složení pískovců. U pískovců převažuje křemitý tmel nad karbonátovým a je doprovázen litickými úlomky u kterých převažují sedimentární a meta-sedimentární ráz. Ve vzorcích převládají zrna monokrystalického křemene nad polykrystalickým. Dalšími zastoupenými minerály jsou slídy, živce a těžké minerály jako rutil, zirkon a apatit. Dle Dickinsonových ternárních diagramů spadá zdrojová oblast do kratonní oblasti s možným přechodem do přechodné kontinentální kůry. Naměřené hodnoty z gamaspektrometrie, modální složení pískovců a nalezené fosilní stopy posloužily k bližšímu pochopení sedimentačního prostředí. Lze předpokládat, že vsetínské vrstvy sedimentovaly v hlubokomořském prostředí, a to převážně ve vnější části vějíře.

9. Literatura

Adams J. A., Weaver C. E. (1958): Thorium-to-Uranium Ratios as Indicators of Sedimentary Processes: Example of Concept of Geochemical Facies. – American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Houston.

Bábek O. (2013): Moderní metody stratigrafické analýzy. – Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc.

Balatka B., Czudek T., Demek J., Sládek J. (1973): Regionální členění reliéfu ČSR. – Geogr. úst. Čs. akad. věd, Brno.

Basu A. (1985): Reading provenance from detrital quartz. – In: Zuffa G. G: Provenance of Arenites, pp. 231-247. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.

Bouma A. H. (2000): Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. – Marine and Petroleum Geology, Baton Rouge.

Buček S., Tet'ák F. (2020): Velké bentické dierkavce z eocénnych glaukonitových pieskovic magurského príkrovu (Orava a Javorníky). – Geologické práce, Správy 135, 3–16. Bratislava.

Buday T., Cicha I., Hanzlíková E., Chmelík F., Koráb T., Kuthan M., Nemčok J., Pícha F., Roth Z., Seneš J., Scheibner E., Stráník Z., Vaškovský I., Žebera K. (1967): Regionální geologie ČSSR, díl 2. Západní Karpaty. – Academia, Praha.

Buday T., Kodým O., Mahel' M., Máška M., Matějka A., Svoboda J., Zoubek V. (1961): Tektonický vývoj Československa: sborník prací a tektonická mapa 1:1 000 000. 1. – Ústřední ústav geologický, Praha.

Cloud E. P. JR (1955): Physical Limits of Glauconite Formation, pp. 484–492. – AAPG Bulletin, Washington, D.C.

Čtyroký, P., Stráník, Z. (1995.): Zpráva pracovní skupiny české stratigrafické komise o regionálním dělení Západních Karpat, pp. 67-72. – Věst. Čes. geol. Úst. 70, Praha.

Demek J., Mackovič P., Balatka B., Buček A., Cibulková P., Culek M., Čermák P., Dobiáš D., Havlíček M., Hrádek M., Kirchner K., Lacina J., Pánek T., Slavík P., Vašátko J. (2006): Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČR. 2. upravené vydání. – Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Brno.

Dickinson W. R., Beard S., Brakenridge G. R., Erjavec J. L., Ferguson R. C., Inman K. F., Knepp R. A., Lindberg F. A., Ryberg P. T. (1983): Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting, pp. 222–235. – Geological Society of America Bulletin, Tucson.

Folk R.L. (1980): Petrology of Sedimentary Rocks. – Hemphill Publishing Company, Austin.

Gama J., Schwark L. (2022): Lithofacies of early Jurassic successions derived from spectral gamma ray logging in the Mandawa Basin, SE Tanzania. – Arabian Journal of Geosciences.

Garzanti E. (2018): Petrographic classification of sand and sandstone. – Earth-Science Reviews, Milano.

Gilíková H., Otava J., Straník Z. (2002): Petrografická charakteristika sedimentů magurského flyše na listu mapy 25-312 Holešov. – Česká geologická služba, Brno.

Ghibaudo G. (1980): Deep-sea fan deposits in the Macigno Formation (Middle-Upper Oligocene) of the Gordana Valley, Northern Apennines, Italy, pp. 723–741. – Journal of Sedimentary Research, Turino.

Gregerová M., Fojt B., Vávra V. (2002): Mikroskopie horninotvorných a technických minerálů. – Moravské zemské muzeum, Brno.

Haughton P., Davis C., McCaffrey W., Barker S. (2009): Hybrid sediment gravity flow deposits – Classification, origin and significance, pp. 1900–1918. Marine and Petroleum Geology, Dublin.

Hók J., Kahan Š., Aubrecht R. (2001): Geológia Slovenska. – Univerzita Komenského v Bratislavě, Bratislava.

Janoška M. (2003): Valašsko očima geologa. – Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc.

Jinochová J., Jurová Z., Krejčí O., Majer V., Manová M., Müller V., Nováková D., Šalanský K. (1996): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1: 50 000 - list 25-41 Vsetín. – Český geologický ústav, Praha.

Joseph P., Lomas, S. A. (2004): Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grks d'Annot and related systems, pp. 1-16. Geological Society, London.

Kazmír S. (2009): Nový Hrozenkov poohlédnutí za historií rázovité valašské dědiny:1649-2009. – Obecní úřad (Nový Hrozenkov), Nový Hrozenkov.

Kuenen H. (1950): Marine Geology. – John Wiley & Sons, Inc., New York.

Kuenen H. (1957): Deep-Sea Sands and Ancient Turbidites. – Elsevier, Groningen.

Kukal Z. (1960): Hlubokomořské sedimenty ve světle moderních výzkumů. – Československá akademie věd, Praha.

Kukal Z. (1986): Základy sedimentologie. – Academia, Praha.

Krejčí O., Hubatka F., Švancara J. (2004): Gravitational Spreading of the elevated mountain ridges in the Moravian-Silesian Beskids, pp. 97-109. – Acta Geodyn. Geomater., Praha.

Křížová L., Křížek M., Lisá L. (2011): Applicability of quartz grains surface analysis to the study of the genesis of unlithified sediments. Geografie, 116, 1, pp. 59–78.

Mange M., Morton A. (2007): Geochemistry of heavy minerals, pp. 345–391. – Elsevier B.V. Amsterdam.

- Matějka A., Roth Z. (1950):** Remark on the main tectonic units of the Magura Flysch in Czechoslovakia. – In: **Pícha F., Frank J., Stráník Z., Krejčí O. (2006):** Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians and their foreland, Czech Republic, pp. 49–175. AAPG Memoir.
- Matolín M. (1976):** Radioaktivita hornin Západních Karpat. Vydavatelství Karolinum, Praha.
- Martinsson A. (1970):** Toponymy of trace fossils. – In: **Howard J. (1975):** The sedimentological significance of trace fossils, Springer-Verlag, New York.
- Mccay A., Harley T., Younger P. Sanderson, D.C.W. & Cresswell A. (2014):** Gamma-ray Spectrometry in Geothermal Exploration: State of the Art Techniques. – Energies, East Kilbride.
- Middleton G.V., Hampton M.A. (1973):** Part I. Sediment Gravity Flows: Mechanics of Flow and Deposition. – Pacific Section, Anaheim.
- Middleton G.V., Hampton M.A. (1976):** Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. – In: **Stanley, D.J. and Swift, D.J.P (1997):** Marine Sediment Transport and Environmental Management, pp. 197–218. Wiley Interscience, New York.
- Morton, A.C. (1985):** Heavy Minerals in Provenance Studies. In: **Zuffa, G.G. (1985):** Provenance of Arenites, pp. 249-277. – Reidel, Dordrecht.
- Mutti, E., Bernoulli, D., Lucchi, F. R., & Tinterri, R. (2009):** Turbidites and turbidity currents from Alpine “flysch” to the exploration of continental margins. – Sedimentology, Parma.
- Mutti E., Ricci Lucchi F. (1972):** Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis, pp. 125-166. – International Geology Review, Italy.
- Nichols, G. (2009):** Sedimentology and stratigraphy (2nd ed.). – Wiley-Blackwell, West Sussex.
- Normark W. (1970):** Growth Patterns of Deep-Sea Fans, pp. 2170-2195. – The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, California.
- Ondra P., Hanák J. (1989):** Některé zákonitosti distribuce radioaktivních prvků v klastikách sekvencí karpatského flyše, pp. 131–139. Mineralia Slovaca, Brno.
- Pesl V. (1968):** Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpat na území ČSSR a PLR, pp. 71-117. – Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty 9, Bratislava.
- Pesl V. & Krystek I. (1966):** Ergebnisse der Facialanalyse und sedimentologischen Studien im Paläogen des Westlichen Teiles der Magura-Flysch-Gruppe (Westkarpaten). Geologische Rundschau. – In **Stráník Z.; Bubík M.; Gilíková H. a Tomanová Petrová P:** Geologie Vnějších Západních Karpat a jihovýchodního okraje Západoevropské platformy v České republice, pp. 643–665. Česká geologická služba, Praha.
- Pícha F. J., Stráník Z., Krejčí O. (2006):** Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians and their foreland, Czech Republic. – In **Golonka J., Pícha F. J:** The

Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources, pp. 49–175. AAPG Memoir.

Pickering K., Stow D. A. V., Watson M., Hiscott R. N. (1986): Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments, pp. 75–174. – Earth-Science Reviews, Amsterdam.

Postma G., (1986): Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation, pp. 291-294. Geological Society of America, Norwich.

Plička M., Žůrková I. (1970): Čeriny ve zlínských vrstvách na lokalitě Oznice (magurský flyš). – Geologické práce, Správy 51, Bratislava.

Quirein J A, Gardner J S, Watson, J T. (1982): Combined natural gamma ray spectral/litho-density measurements applied to complex lithologies. – Society of Petroleum Engineers annual technical conference and exhibition, New Orleans

Raymond, L.A., (1984): Their Nature, Origin and Significance: Geological Society of America. – Society of America Special Paper.

Reading H. G., Richards M. (1994): Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system, pp. 792–822. – AAPG Bulletin, United Kingdom.

Roth Z. (1980): Západní Karpaty – terciární struktura střední Evropy. – Ústřední ústav geologický, Praha.

Seilacher A. (1964): Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. – Sedimentology, 3, 256-316. Oxford.

Sinha, A. K., Upadhyay, R. (1993): Mesozoic neo-tethyan pre-orogenic deep marine sediments along the Indus-Yarlung Suture, Himalaya, pp. 271–281. – Terra Nova, 5, Dehradun.

Słomka T. (1995): Deep – marine siliciclastic sedimentation of the Godula beds, Carpathians. – Prace Geologiczne PAN, Krakow.

Sohn, Y.K. (2000): Depositional processes of submarine debris flows in the Miocene fan deltas, Pohang Basin, SE Korea with special reference to flow transformation. – Journal of Sedimentary Research 70, 491–503. Chinju.

Stow D. A. V., Shanmugam G. (1980). Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. – Sedimentary Geology, 25, 23–42. Amsterdam.

Stráník Z., Bubík M., Gilíková H. a Tomanová Petrová P. (2021): Geologie Vnějších Západních Karpat a jihovýchodního okraje Západoevropské platformy v České republice. – Česká geologická služba, Praha.

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

Studer. B. (1827): Remarques gognostiques sur quelques parties de la chaîne septentrionale des Alpes. – **In: Mutti E., Ricci Lucchi F., Seguret M., Zanzucchi G. (1984):** Seismoturbidites a new group of resedimented deposits. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.

Tefák F. (2008): Paleogene depositional systems and paleogeography of the submarine fans in the western part of the Magura Basin (Javorníky Mountains, Slovakia), pp. 333-344. – *Geologica Carpathica*, Bratislava.

Uchman A. (2004): Phanerozoic history of deep-sea trace fossils. – *Geological Society*, 228, 125-139. London.

Wagner, J., Demek, J., Stráník, Z. (1990): Jeskyně Moravskoslezských Beskyd a okolí. – Česká speleologická společnost, Praha.

Weltje G. J. (2002): Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology, pp. 211–253. – *Earth Sci. Rev.*, Utrecht.

Wetzel A. (2002): Modern Nereites in the South China Sea—Ecological Association with Redox Conditions in the Sediment. – *Palaios*, 17, 507–515. Basel.

Žecová K. (2017): Paleoecology of calcareous nannofossils from Paleogene formations of the Magura Unit in the Western Carpathians. – *Mineralia Slovaca*, Bratislava.

Internetové zdroje:

www1: MAPY.CZ, [online], [cit. 2023-16-04] Dostupné z: <<https://mapy.cz/zakladni?source=muni&id=567&ds=1&x=18.1994808&y=49.3406240&z=13>>

www2: GOOGLE.CZ/MAPS, [online], [cit. 2023-16-04] Dostupné z: <<https://www.google.cz/maps/place/756+04+Nov%C3%BD+Hrozenkov/@49.3378289,18.1775263,13.04z/data=!4m6!3m5!1s0x4713876817df357d:0x400af0f66158da0!8m2!3d49.3369678!4d18.1979459!16s%2Fm%2F07k710l>>

10. Přílohy

10.1 Naměřené hodnoty vrstevnatosti a puklin

Fojtství

Vrstevnatost:

335/48, 320/40, 320/35

Pukliny:

60/85, 285/85, 115/80, 100/75, 215/85, 70/50, 50/80, 160/87, 90/80, 160/65, 155/85, 260/45, 50/90, 12/55, 290/80, 245/90, 145/70, 75/85, 85/70, 185/80, 85/75, 323/87, 180/90, 95/75, 304/70, 175/80, 195/55, 98/80, 178/74, 93/88, 180/80, 141/70, 178/73, 141/88, 210/80, 103/83, 119/73, 180/65, 73/89, 121/75, 90/79, 186/67, 85/80, 276/45, 165/65, 145/70, 183/70, 144/80, 99/80, 105/84, 110/75, 40/89, 185/80, 75/75, 235/25, 97/75

Kobylská

Vrstevnatost:

185/50, 185/60, 170/60

Pukliny:

245/90, 120/40, 200/25, 350/20, 60/65, 33/55, 220/90, 300/50, 350/25, 320/25, 345/70, 305/30, 30/55, 15/35, 55/90, 265/60, 330/80, 230/80, 230/80, 285/70, 230/70, 331/82, 350/60, 352/45, 55/48, 40/52, 12/52, 288/70, 305/88, 318/75

Hrubá Brodská

Vrstevnatost:

330/45, 334/50, 345/45

Pukliny:

126/50, 174/55, 229/80, 170/65, 122/58, 290/90, 55/85, 130/54, 165/50, 95/55, 78/50, 155/55, 229/86, 40/70, 50/73, 229/85, 170/50, 45/80, 184/55, 150/49, 240/90, 210/85, 230/74, 285/65, 230/78, 190/55, 239/80, 110/43, 70/83, 60/85

Brodská

Vrstevnatost:

324/70, 330/65, 335/85, 332/75, 340/70

Pukliny:

65/20, 60/75, 75/85, 105/35, 65/85, 60/20, 85/75, 30/75, 90/10, 100/40, 50/85, 45/70, 50/50, 250/80, 110/30, 230/68, 240/87, 65/15, 240/90, 70/10, 203/85, 85/85, 95/45, 10/5, 240/40, 260/45, 60/88, 180/80, 220/25, 30/87, 85/75, 90/75, 45/30

Hluchá

Vrstevnatost:

330/50, 320/55, 335/50, 330/60

Pukliny:

225/70, 245/90, 230/65, 235/85, 155/45, 185/35, 235/85, 145/40, 65/70, 150/15, 225/65, 235/80, 175/60, 245/15, 135/35

Kladnáčka soutěska

Vrstevnatost:

346/50, 340/45, 330/40

Pukliny:

220/80, 350/75, 235/80, 85/75, 80/81, 105/80, 93/75, 100/79, 60/90, 90/70, 210/80, 224/75, 247/85, 159/75, 105/73, 211/45

Kladnáčka

Vrstevnatost:

340/85, 340/81

Pukliny:

255/84, 206/80, 254/81, 65/44, 71/39, 46/15, 95/89, 245/75, 45/5, 87/71, 108/69, 102/75, 80/79, 81/75, 76/76, 100/60, 72/31, 84/32, 285/60, 86/60, 50/27, 250/85, 84/70, 67/38, 261/87, 75/35, 63/37, 73/20, 79/45, 65/45, 66/40, 70/82, 75/80, 105/85, 73/45, 80/40, 255/30, 100/80, 262/75, 85/74, 253/60, 79/85, 265/86, 45/49, 62/12, 10/30, 176/46, 250/80, 245/70, 84/45, 78/56, 90/80, 95/75, 92/69, 95/75, 100/29, 84/60, 60/74, 55/5, 245/80, 70/36, 55/15, 245/30, 250/30, 270/61, 250/79, 80/75, 90/70, 79/85, 55/89, 180/75, 71/82, 353/25, 5/25, 77/81, 130/60, 90/75, 245/89, 270/75, 256/5, 355/50, 345/40, 285/75, 70/85, 74/83, 40/55, 90/85, 245/70, 125/49, 100/74, 70/90, 242/75, 113/75, 40/85, 86/35, 85/89, 265/85, 259/86, 85/60, 157/89, 96/32

Stanovnice

Vrstevnatost:

30/30, 25/15, 35/25

Pukliny:

90/89, 120/85, 120/85, 95/80, 100/80, 200/80, 205/75, 255/70, 245/80, 275/85, 220/85, 305/75, 215/90, 183/85, 115/70, 120/65, 225/80, 60/80, 220/75, 238/72, 231/78, 256/82, 231/87, 71/85, 134/82

10.2. Terénní gamaspektrometrie

Jílovce a prachovce jsou v tabulkách označené šedou barvou, zatímco pískovce žlutou.

Lokalita: Kladňáčka Soutěska	K	U	Th	Th/K	Th/U	am [Bq.kg-1]
1	0,9	1,5	3,8	4,2	2,5	62,3
2	1,1	1,7	4,3	3,9	2,5	72,5
3	1,5	2,3	7,4	4,9	3,2	107,5
4	1,8	1,7	9,1	5,1	5,4	117,2
5	1,7	1,9	9,8	5,8	5,2	121,3
6	2,9	2,4	11,9	4,1	5,0	168,6
7	3,5	3	12,6	3,6	4,2	194,6
8	3,5	4	15	4,3	3,8	220,8
9	3	2,2	11,1	3,7	5,0	163,9

Lokalita: Fojtství	K	U	Th	Th/K	Th/U	am [Bq.kg-1]
1	1,5	1,7	8,6	5,7	5,7	107,1
2	1,4	2,4	6,2	4,4	4,4	99,4
3	2,6	2,9	9,9	3,8	3,8	156,0
4	2,6	1,7	11,6	4,5	4,5	151,0
5	3	2,6	10,8	3,6	3,6	167,1
6	2,7	3,2	10,7	4,0	4,0	166,7
7	2,7	2,1	10,9	4,0	4,0	154,3
8	1,5	1,7	8,4	5,6	5,6	105,9
9	1,6	2,2	7,5	4,7	4,7	109,3
10	2,4	2,2	10,1	4,2	4,2	143,7
11	2,3	2,2	9	3,9	3,9	134,9
12	2,5	1,4	11	4,4	4,4	141,4
13	2,3	2,1	11,4	5,0	5,0	147,6
14	2,6	1,9	11,3	4,3	4,3	151,7
15	2,7	2,4	9,6	3,6	3,6	150,4
16	2,8	2,1	12	4,3	4,3	163,1
17	2,7	1,6	11,8	4,4	4,4	153,3
18	2,8	2,1	12,4	4,4	4,4	165,4
19	2,8	2,3	13,1	4,7	4,7	171,9
20	3,5	2,6	14,2	4,1	4,1	198,9
21	3,3	2,3	12,2	3,7	3,7	178,8
22	1,3	1,9	7,1	5,5	5,5	96,0
23	1,1	1	5,7	5,2	5,2	72,0
24	1	1,3	5,1	5,1	5,1	69,8
25	1,2	1,2	5,2	4,3	4,3	73,9
26	1,1	1,8	4,8	4,4	4,4	76,6
27	1	1	5,2	5,2	5,2	66,6
28	1,2	1,1	4,7	3,9	3,9	69,8
29	1,1	1,3	5	4,5	4,5	71,6
30	1,2	1,1	6,2	5,2	5,2	78,5
31	1,2	2	7,1	5,9	5,9	94,8
32	1,2	1,9	7,4	6,2	6,2	95,3
33	1,9	1,9	7,5	3,9	3,9	112,8
34	1	2,2	6,3	6,3	6,3	87,8
35	1,1	1,6	6,9	6,3	6,3	86,3
36	0,8	2,6	4,7	5,9	5,9	78,7

Lokalita: Brodská	K	U	Th	Th/K	Th/U	am [Bq.kg-1]
1	2,6	2,8	11,6	4,5	4,1	164,6
2	2,8	2,7	11,1	4,0	4,1	165,3
3	1,8	3,5	10,4	5,8	3,0	147,0
4	2,7	3,2	14	5,2	4,4	185,9
5	2,5	3,3	12,5	5,0	3,8	173,6
6	2,6	2,9	12,1	4,7	4,2	168,7
7	2,6	2,2	13	5,0	5,9	165,3
8	3	2,9	12,9	4,3	4,4	183,0
9	2,8	2,4	13,7	4,9	5,7	176,7
10	2,2	2,6	12,7	5,8	4,9	158,9
11	2,2	3,3	12,4	5,6	3,8	165,8
12	3	3,4	12,8	4,3	3,8	188,6
13	3,1	3,9	13,8	4,5	3,5	203,0
14	1,9	2,7	10,1	5,3	3,7	137,8
15	2,5	2,6	10,5	4,2	4,0	153,3
16	2,8	2,5	12,7	4,5	5,1	172,1
17	3,1	2,5	13,8	4,5	5,5	185,7
18	2,9	2,9	13,3	4,6	4,6	182,9
19	2,8	3	14,6	5,2	4,9	189,3
20	2,8	2,6	12	4,3	4,6	169,3
21	3,8	3,5	13	3,4	3,7	210,3
22	2,9	3,4	12,9	4,4	3,8	186,8
23	3,1	2,5	14,4	4,6	5,8	189,2
24	3,2	3,1	12,7	4,0	4,1	189,1
25	2,7	2	11,7	4,3	5,9	157,7
26	3	2,3	13,7	4,6	6,0	180,2
27	2,9	2,8	11,8	4,1	4,2	173,0
28	3,2	2,5	13,7	4,3	5,5	187,5
29	2,8	2,4	11,1	4,0	4,6	161,6
30	2,1	2,2	10,6	5,0	4,8	139,3
31	2,3	2,7	10,1	4,4	3,7	147,4
32	2,6	2,3	10,1	3,9	4,4	149,7
33	2,2	3	9,6	4,4	3,2	145,8
34	1,8	2,3	10,1	5,6	4,4	130,4
35	3,1	3,4	14,7	4,7	4,3	202,0
36	2,9	2,9	12,7	4,4	4,4	179,4
37	3	3,1	13,6	4,5	4,4	189,5
38	2	3	11,8	5,9	3,9	153,8
39	2,6	3,4	14	5,4	4,1	185,9
40	3,4	3,2	14,8	4,4	4,6	207,4
41	3,5	3,5	14,5	4,1	4,1	211,8
42	2,3	2,4	10,9	4,7	4,5	148,4
43	2,4	2,5	11,2	4,7	4,5	153,7
44	2,4	2,2	10,7	4,5	4,9	147,1
45	2,7	2,8	12,9	4,8	4,6	174,5
46	2,3	2,7	9,9	4,3	3,7	146,3
47	2,6	2,2	10,9	4,2	5,0	153,1
48	2,7	2,8	13,3	4,9	4,8	176,9
49	3,1	2,7	14	4,5	5,2	189,3
50	2,9	2,3	13,9	4,8	6,0	179,0
51	3,1	2,6	12,4	4,0	4,8	178,8
52	2,9	2,8	12,9	4,4	4,6	179,4
53	3,4	2,7	15,5	4,6	5,7	205,3
54	3,3	2,9	13,6	4,1	4,7	194,3
55	3,3	2,4	15,2	4,6	6,3	197,4
56	1,9	3,2	10,5	5,5	3,3	146,3
57	3,6	2,8	16,8	4,7	6,0	218,9
58	4	3,4	17,3	4,3	5,1	238,8
59	1,3	1,9	7,8	6,0	4,1	100,1
60	1,2	2,5	9,6	8,0	3,8	115,5
61	2,2	2,9	10,4	4,7	3,6	149,2

Lokalita: Hrubá Brodská	K	U	Th	Th/K	Th/U	am [Bq.kg-1]
1	1,9	2,1	8,7	4,6	4,1	122,2
2	2,5	2,2	10,8	4,3	4,9	150,1
3	2,9	2,6	13,2	4,6	5,1	178,6
4	3,4	2,5	12,5	3,7	5,0	185,4
5	3,5	2,5	15,5	4,4	6,2	205,2
6	3,5	2,3	15,4	4,4	6,7	202,2
7	3,4	2,9	14,1	4,1	4,9	199,6
8	3	3,5	14,1	4,7	4,0	197,4
9	3	3,4	16	5,3	4,7	207,2
10	2,3	2,5	10,5	4,6	4,2	147,3
11	2,8	2,5	12	4,3	4,8	168,0
12	2,5	2,6	12,7	5,1	4,9	166,1
13	2,4	2,4	10,5	4,4	4,4	148,4
14	3	3,1	11,4	3,8	3,7	176,8
15	3,5	3,3	14,7	4,2	4,5	210,5
16	3,7	2,9	14,1	3,8	4,9	206,9
17	3,4	2	14,3	4,2	7,2	189,7
18	3,3	1,9	14,3	4,3	7,5	186,0
19	3	2,6	14,5	4,8	5,6	188,6
20	3,1	2,5	14,3	4,6	5,7	188,6
21	2,9	2,4	14,3	4,9	6,0	182,6
22	1,2	1,7	9,3	7,8	5,5	103,9
23	1,1	1,7	5,7	5,2	3,4	80,6
24	1,9	1,5	7,6	4,0	5,1	108,4
25	1,4	1,8	6,8	4,9	3,8	95,5
26	2,7	2,3	11,6	4,3	5,0	160,8
27	2,1	3	9,1	4,3	3,0	140,5
28	2,7	2,3	9,9	3,7	4,3	151,0
29	2,7	2,3	11,1	4,1	4,8	157,9
30	3	2,3	10,4	3,5	4,5	161,1
31	2,4	2,9	10,9	4,5	3,8	156,9