

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE



KARBONÁTOVÉ KONKRECE NA KÓTĚ HŮRKY
VE STARÉM MĚSTĚ U FRÝDKU-MÍSTKU

Bakalářská práce

Dita Vitásková

Environmentální geologie

Prezenční studium

Vedoucí práce: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

2023

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracovala samostatně a že všechna použitá literatura je řádně ocitována.

V Olomouci dne

.....

Dita Vitásková

Poděkování

Tímto bych ráda poděkovala vedoucímu mé bakalářské práce RNDr. Kamilu Kropáčovi, Ph.D. za odborné vedení práce, množství cenných rad a za velkou trpělivost při zpracování této práce. Děkuji také doc. Ing. Jakubovi Jiráskovi, Ph.D. za poskytnutí informací a podkladů. Dále bych chtěla poděkovat Mgr. Jaroslavu Kapustovi, Ph.D. za jeho ochotu a čas při analýze elektronovou mikrosondou. Poděkování patří také Antonínu Liedermannovi za propůjčení vzorků ke zkoumání.

Bibliografická identifikace

Jméno autora: Dita Vitásková

Název práce: Karbonátové konkrece na kótě Hůrky ve Starém Městě u Frýdku-Místku

Typ práce: bakalářská

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

Vedoucí práce: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

Rok obhajoby: 2023

Abstrakt: Bakalářská práce se zabývá karbonátovými konkracemi, které byly odkryty během výstavby dálničního obchvatu nedaleko Starého Města u Frýdku-Místku. Cílem práce bylo petrograficky a mineralogicky určit původ studovaných karbonátových konkrací. V úvodní části je práce zaměřena na geologickou charakteristiku zájmového území, výzkumy podobných hornin a mineralizací v okolí a vznik karbonátových konkrací. V terénní etapě se práce zaměřuje na zmapování studované lokality. V rámci makroskopického a mikroskopického pozorování bylo v žilné mineralizaci identifikováno až pět generací kalcitu. Jde většinou o chemicky velmi čisté kalcity (93,5 – 96,7 mol. % kalcitové komponenty). Dále se v konkraci v malém množství nachází siderit s pyritem, který byl identifikován pomocí bodové analýzy elektronovou mikrosoudou. Podle celkového chemismu byla karbonátová konkrece porovnána se sedimenty slezské jednotky z typových lokalit v Nové Dědině, ve Vendryni a Štramberku.

Klíčová slova: karbonátové konkrece, karbonátová mineralizace, Frýdek-Místek, slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty

Počet stran: 56

Počet příloh: -

Jazyk: český

Bibliographical identification

Author s first name and surname: Dita Vitásková

Title: Carbonate concretions on the Hůrky hill in Staré Město near Frýdek-Místek

Type of thesis: bachelor

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

Supervisor: RNDr. Kamil Kropáč, Ph.D.

The year of presentation: 2023

Abstract: The bachelor thesis deals with carbonate concretions that were uncovered during the construction of the motorway bypass near the Old Town near Frýdek-Místek. The aim of the work was to determine the origin of the studied carbonate nodules by petrography and mineralogical. In the introductory part, the thesis is focused on the geological characteristics of the area of interest, research of similar rocks and mineralization in the vicinity and the formation of carbonate nodules. In the field phase, the work focuses on mapping the studied locality. In macroscopic and microscopic observations, up to five generations of calcite have been identified in venous mineralization. These are mostly chemically very pure calcites (93.5–96.7 mol. % calcite component). Furthermore, in the concretion in small amounts there is a siderite with pyrite, which was identified by point analysis by electron microprobe. According to the overall chemistry, the carbonate concretion was compared with sediments of the Silesian unit from type localities in Nová Dědina, Vendryně and Štramberk.

Key words: Carbonate concretions, Carbonate mineralization, Frýdek-Místek, Silesian Unit, Outer Western Carpathians

Number of page: 56

Number of appendices: -

Language: Czech

Obsah

1. Úvod	7
2. Regionálně-geomorfologické vymezení lokality	8
3. Geologická charakteristika.....	9
3.1. Regionálně-geologické vymezení studované oblasti	9
3.2. Geologické jednotky na studovaném území.....	10
4. Karbonátové konkrce	19
5. Metodika	23
6. Výsledky	25
6.1. Terénní výzkum	25
6.2. Laboratorní výzkum	32
6.2.1. Makroskopický popis karbonátových konkrací	32
6.2.2. UV Luminiscence.....	35
6.2.3. Mikroskopický popis.....	36
6.2.4. Katodová luminiscence	39
6.2.5. Elektronová mikroanalýza.....	40
6.2.6. Celkový chemismus	45
7. Diskuse.....	50
8. Závěr	52
9. Seznam literatury	53

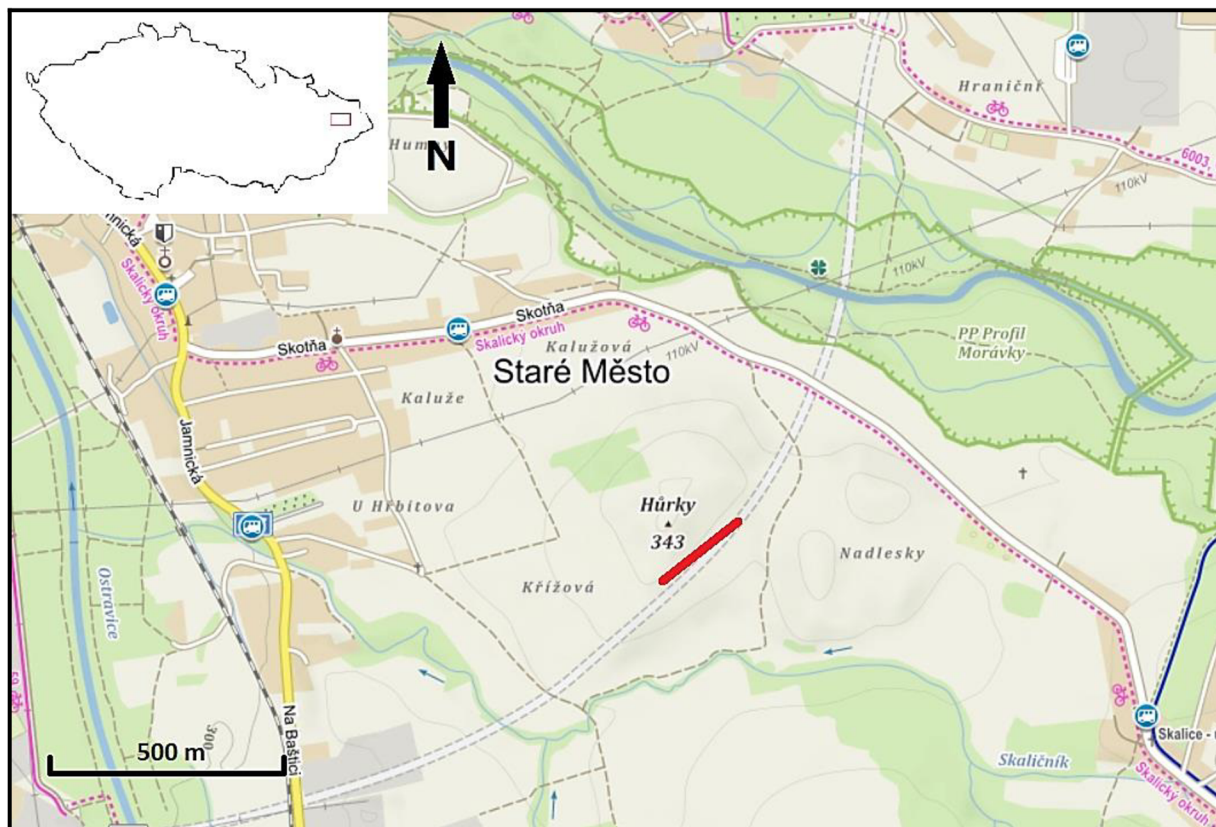
1. Úvod

Během stavby dálničního obchvatu kolem Frýdku-Místku došlo na jihovýchodním úbočí kóty Hůrky u obce Staré Město k odkryvu geologicky zajímavého materiálu. Studovaný materiál je tvořen karbonátovými konkracemi, které se zde nacházely spolu s horninami těšínitové asociace, flyšovými pískovci a menilitovými rohovci. Právě uvedené karbonátové konkrace jsou sběratelsky velmi atraktivní, jelikož hojně obsahují karbonátovou žilnou mineralizaci s morfologicky zajímavou výplní. Lokalita byla v prosinci roku 2020 navštívena dr. K. Kropáčem společně s amatérským sběratelem A. Liedermannem, kteří odebrali a propůjčili vzorky k podrobnému přezkoumání.

Cílem práce je podrobné petrografické a mineralogické zhodnocení zmíněných karbonátových konkrací a objasnění jejich původu. Bakalářská práce se v rešeršní části zaměřuje na geologickou charakteristiku zájmového území a na obecné pojednání o karbonátových konkracích. Práce se dále zabývá klasickou mikroskopií výbrusů v polarizovaném světle, studiem celkového chemismu karbonátových konkrací a analýzou chemismu minerálů v hornině a ve výplni žilek s pomocí elektronové mikrosondy. Karbonátová mineralizace je studována i pomocí UV luminiscence a katodové luminiscence.

2. Regionálně-geomorfologické vymezení lokality

Lokalita nálezů karbonátových konkrecí se nachází jihovýchodně od obce Staré město u Frýdku-Místku v blízkosti kóty Hůrky s nadmořskou výškou 343 m (obr. 1). Z hlediska regionálně-geomorfologického členění České republiky náleží území Frýdecko-Místecka do oblasti Vnějších Západních Karpat. Studované území je situováno v jihozápadní části Západobeskydského podhůří, v geomorfologickém celku Podbeskydské pahorkatiny (www1). Nejvyšší bod území je Lysá hora s nadmořskou výškou 1323 m. Nejnižší bod ve Frýdku-Místku je tok Ostravice s 300 m n.m. Výškový rozdíl tak činí přes 1000 m (Adamová et al. 1992).



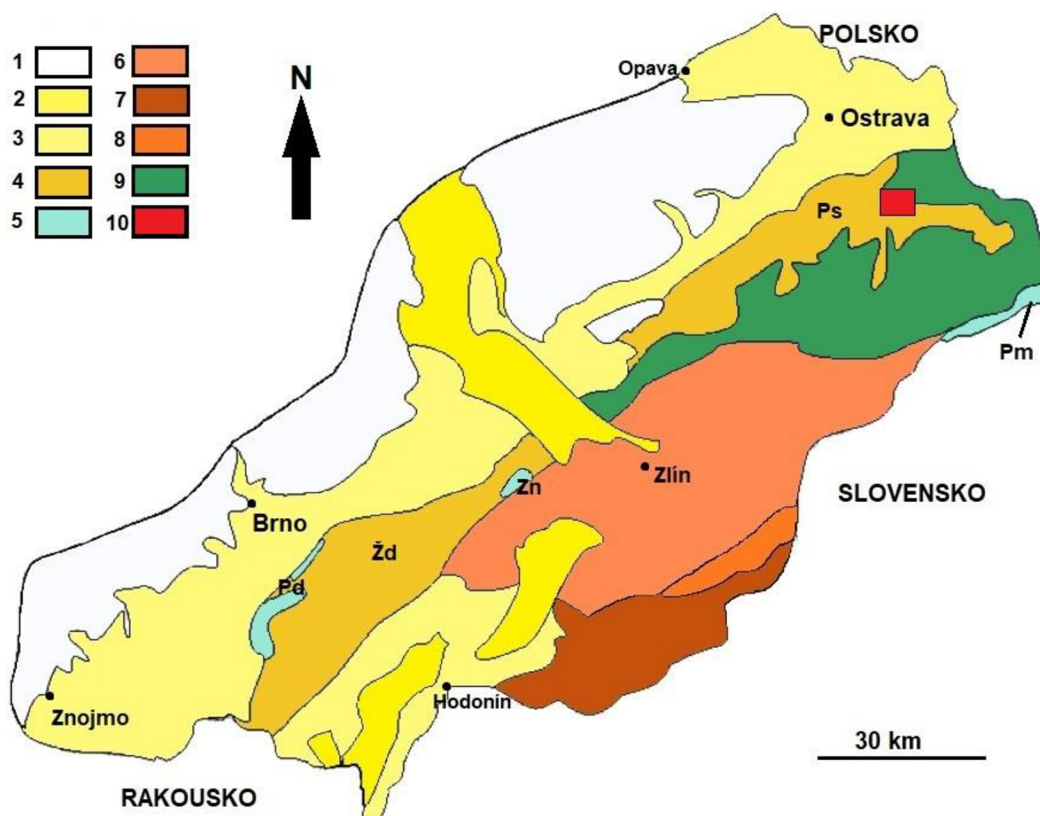
Obr. 1: Turistická mapa Starého Města u Frýdku-Místku, lokalita označena červeným pruhem (www2).

3. Geologická charakteristika

3.1. Regionálně-geologické vymezení studované oblasti

Studovaná oblast se nachází ve flyšovém pásmu Západních Karpat, které je tvořeno alochtonními příkrovy. Tyto příkrovy vznikly alpínskou orogenezí a obsahují sedimenty o stáří svrchní jury až oligocénu. Flyšové pásmo se člení na dvě skupiny: magurská skupina příkrovů a vnější (menilito-krosněnská) skupina příkrovů (Menčík et al. 1983). Vnější skupina příkrovů je tvořena faciálně tektonickými jednotkami pouzdřanskou, ždánickou, podslezskou, slezskou, zdouneckou a předmagurskou. Magurská skupina se člení na jednotky račanskou, bystrickou a bělokarpatskou. Pro tyto jednotky je charakteristická příkrovová stavba projevující se rytmičným střídáním písčitých a jílovitých sedimentů (Stráník et al. 1993; Chlupáč et al. 2002).

Studované území spadá do vnější (menilito-krosněnské) skupiny příkrovů a nachází se na rozhraní podslezské a slezské jednotky (obr. 2). Největší plochu zaujímá jednotka slezská, z jejíhož podkladu tektonicky vystupují souvrství podslezské jednotky (Adamová et al. 1992).



Obr. 2: Zjednodušená mapa regionálně geologického členění Západních Karpat v České republice (Chlupáč et al. 2002, Stráník et al. 1993, upraveno): 1 – Český masiv, 2 – pliocén, 3 – miocén karpatské předhlubně, 4 – ždánická (Žd) a podslezská (Ps) j., 5 – předmagurská (Pm), zdounecká (Zn) a pouzdřanská (Pd) j., 6 – račanská j., 7 – bělokarpatská j., 8 – bystrická j., 9 – slezská j., 10 – studovaná lokalita

3.2. Geologické jednotky na studovaném území

Podslezská jednotka

Jedná se o nejspodnější skupinu příkrovů alochtonního flyšového pásma Západních Karpat, která byla během alpinského vrásnění nasunuta na autochton Českého masivu a sedimenty karpatské předhlubně. Podslezskou jednotku tvoří převážně jílovce svrchní křídly až oligocénu (obr. 3). Litostratigraficky se podslezská jednotka člení na souvrství frýdecké, frýdlantské, menilitové a ženklavské (Eliáš 1998b).

Frýdecké souvrství

Stáří frýdeckého souvrství je paleontologicky doloženo od svrchní křídly až po nejspodnější paleocén, a proto se litostratigraficky jedná o nejstarší komplex podslezské jednotky (Eliáš 1998b). Původní profil frýdeckého souvrství určil Hochstetter (1852) z odkryvu na Zámeckém vrchu ve Frýdku-Místku. Tento výchoz poskytl různé druhy fosilií např. amonitů, belemnitů a mlžů (Eliášová 1960). V roce 1963 se frýdecké souvrství ověřilo v jz. svahu Zámeckého vrchu pomocí vyhloubených rýh orientovaných do místní části Frýdku-Koloredov (Hanzlíková et al. 1982). K dalšímu odkryvu frýdeckého souvrství došlo v korytě řeky Ostravice (Adamová et al. 1992). Typickým rysem frýdeckého souvrství je výskyt hnědošedých, písčité vápnitých jílovců (Eliáš 1998b). Mocnost frýdeckého souvrství dosahuje až 600 m a největší rozšíření mají vrstvy odpovídající svrchnímu senonu (campanu a maastrichtu) (Stráník et al. 1993). Ve frýdeckém souvrství se nachází nepravidelné vložky pelokarbonátů. V nejvyšší část souvrství je představována klokočovskými vrstvami, pro které je charakteristická převaha pískovců. Mocnost těchto vrstev dosahuje až 50 m. Geograficky se dají vymezit v širším okolí Příbora a v Jablunkovské brázdě (Eliáš 1998b).

Frýdlantské souvrství

Frýdlantské souvrství bylo dříve označováno jako „podmenilitové souvrství“, které se skládá hlavně z politických litofacií. V rámci těchto facií byly vymezeny jednotky „pestrých vrstev podslezských“ a vrstev třineckých, složených z facií skvrnitých a černošedých jílovců a strážských pískovců (Menčík 1983; Eliáš 1998b). Sedimentace frýdlantského souvrství probíhala od spodního paleocénu až do svrchního eocénu. Celková mocnost sedimentů je až 800 m. Mezi frýdlantským souvrstvím a podložním frýdeckým a nadložním menilitovým souvrstvím dochází k postupnému přechodu. Frýdlantské souvrství podslezské jednotky bylo odkryto východně od toku Morávky (Adamová et al. 1992). Frýdlantské souvrství se dělí

podle obsahu základních typů hornin, na čtyři pelitické facie (Eliáš 1998b). **Facie skvrnitých jílovců** (dan–svrchní eocén) se dělí podle rozdílu vápnitosti na spodní a svrchní třinecké vrstvy. Ve spodních třineckých vrstvách je převaha jílovců s polohami pískovců nad vápnitými jílovcí. Ve svrchních třineckých vrstvách převažují vápnité jílovce s menším obsahem pískovců (Eliáš 1998b). **Facie černošedých jílovců**, nazývána jako redukční facie (Roth 1962 in Eliáš 1998b) nebo tzv. gutské vrstvy, převažují ve spodní části frýdlantského souvrství. Podle semikvativního modálního složení obsahují gutské vrstvy bioklasty foraminifer, radiolárií, lamellibranchiat a řas. Podle tohoto obsahu byl stratigrafický rozsah vrstev určen v rozmezí dan až střední paleocén (Eliáš 1998b). Tyto jílovce jsou hlavně černošedé, proměnlivě písčitoprachovité a velmi slabě vápnité. Ve facii černošedých jílovců se objevují čočky nebo bochníky jílovcových pelokarbonátů. **Pískovcová facie** nedosahuje rovnoměrného vývinu. Sedimentace pískovcových poloh probíhala od maastrichtu až do spodního eocénu. Polohy pískovcových facií frýdlantského souvrství zaujímají mocnosti 10-250 cm (Eliáš 1998b). Pro **facie pestrých jílovců** jsou charakteristické rudohnědé, písčité a vápnité jílovce střídající se s jílovcí zelenošedých až modrozelených barev. Facie pestrých jílovců byla rozšířena v období dan až spodní eocén. Objevují se v celém frýdlantském souvrství jako šmouhy nebo čočky střídající se s polohami pískovců, které dosahují mocnosti několika desítek metrů (Menčík et al. 1983; Eliáš 1998b).


Menilitové souvrství

Hranice mezi nadložním frýdlantským a menilitovým souvrstvím se podle Menčíka et al. (1983) obtížně určuje, jelikož mezi sebou postupně přecházejí. Proto menilitové souvrství může dosahovat mocnosti až 150 m (Eliáš 1998b). Menčík et al. (1983) pokládá za jistý počátek sedimentace menilitového souvrství až výskyt bělošedých jílovitých vápenců s medově hnědými až tmavohnědými rohovci. Menilitové rohovce vznikly nahromaděním SiO₂, tvořícího schránky rozsivek, napadáním sopečného popela do moře a následným hromaděním ve formě vrstevnatého opálu. V menilitovém rohovci se střídají světlé pásy a tmavé pásy, tvořené černým opálem (Gavula 2017). Společně s rohovci se dále vyskytují i navětralé, tmavě hnědé a slabě písčité jílovce, které mají lupenitou stavbu a obsahují úlomky rybích koster a šupin. Stáří souvrství je spodní až střední oligocén (Eliáš 1998b).

Ženkavské souvrství

Mezi menilitovým a ženklavským souvrstvím je obtížné vymezit hranice. Toto souvrství zahrnuje dodnes nejmladší vrstvy podslezské jednotky, které se řadí do období svrchního oligocénu. Ženkavské souvrství reprezentují jemnozrné, tmavě šedé, vápnité pískovce, které se střídají s polohami černošedých jílovců až jílu. Dále se v souvrství vyskytují polohy středně zrnitých až hrubozrných, černošedých drobových pískovců, které se střídají s polohami jemnozrného písčitojílovitého slepence (Eliáš 1998b).

MA	STRATIGRAFIE				VNĚJŠÍ SKUPINA PŘÍKROVŮ					
					SLEZSKÁ JEDNOTKA			PODSLEZSKÁ JEDNOTKA		
					KELČSKÝ V.	BAŠSKÝ V.	GODULSKÝ V.			
15	neogén	miocén	sp.	karpát ottnang eggenburg aquitan			krosněnské s.	ženklavské s.		
20			sv.	chatt						
25	paleogén	oligocén	sp.	ruppel			menilitové s.	menilitové s.		
30			sv.	priabon						
35		eocén	střed.	barton			rožnovské s.		frýdlantské s.	šešorské slíny třinecké vr. (skvrnitá facie)
40			sp.	ypres						gutské vr. (redukční)
45			sv.	thanet						skvrnitá a pestrá facie
50	paleocén	sp.	dan							
55	křída	svrchní	senon	maastricht	milotické s.	palkovické s.	istebňanské s.	frýdecké s.		
60				campan						
65				santon		bašské s.				
70				coniac			godulské s.			
75				turon						
80		spodní	neocom	cenoman	dubské s. němetické s.		mazácké s.			
85				alb	jasenické s.		lhotecké s.			
90				apt	veřovické vr.		veřovické s.			
95				barrem			hradištské s.			
100				hauteriv	hradištské s.	kotoučské vr. chlebovické vr. hradištské s.		těšínské váp.		
105	valangin				vendryňské s.					
110	berrias									
115	tithon									
120	jura	malm	svrchní	kimmeridž						
125	oxford									

 přesunutí vr. - vrstvy
s. - souvrství váp. - vápenec

Obr. 3: Stratigrafická tabulka slezské a podslezské jednotky flyšového pásma Západních Karpat (Stráník et al. 1993; Chlupáč et al. 2002, Eliáš et al. 2003, upraveno).

Slezská jednotka

Slezská jednotka je rozšířena v oblasti Podbeskydské pahorkatiny a Moravskoslezských Beskyd. Stáří vrstev slezské jednotky se datuje do období svrchní jury až do oligocénu (obr. 3) a dělí se na vývoj godulský, bašský a kelčský (Menčík et al. 1983). Na území Frýdku-Místku převažují sedimenty godulského vývoje o stáří svrchní jury až santonu. Bašský vývoj je zachován v omezeném rozsahu (Adamová et al. 1992).

Godulský vývoj

Vrstevní sled godulského vývoje (obr. 3) se skládá z vendryňského souvrství, těšínského vápence, hradištského souvrství, veřovických a lhoteckých vrstev, godulského souvrství, istebňanského souvrství, rožnovského, menilitového a krosněnského souvrství. Maximální mocnost těchto vrstev dosahuje až 6 000 m (Menčík et al. 1983, Eliáš et al. 2003).

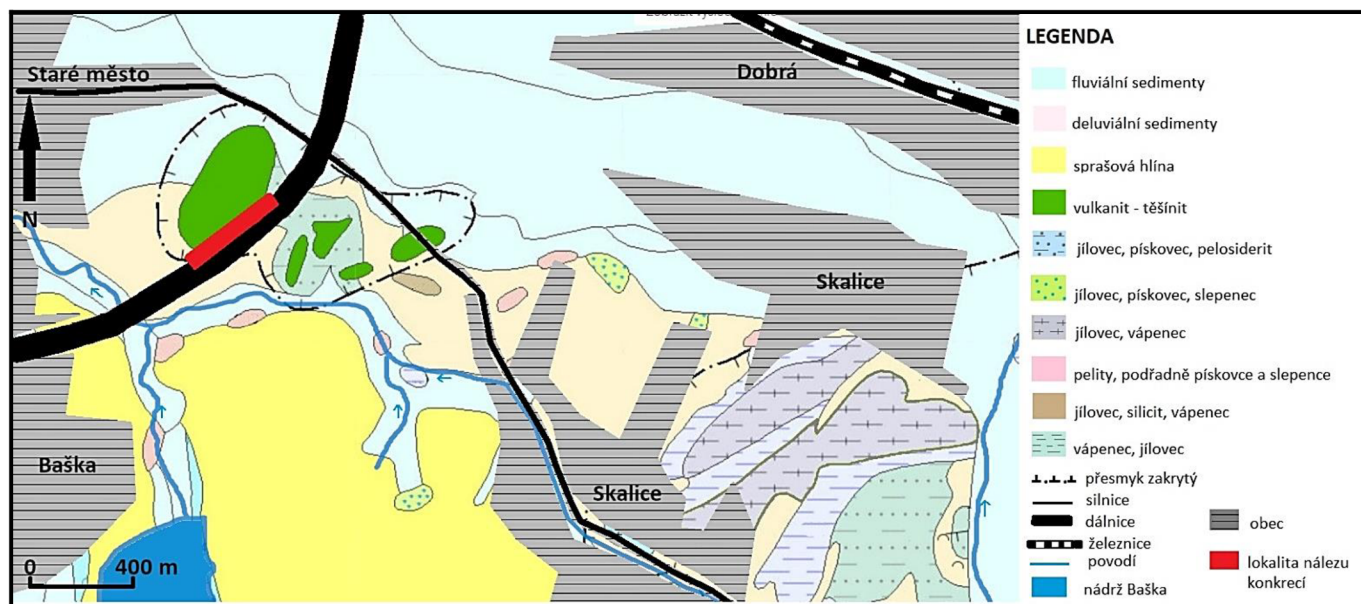
Mezi nejstarší sedimenty godulského vývoje patří spodní těšínské vrstvy (Stráník et al. 1993). Podle Eliáš et al. (2003) jsou tyto vrstvy nově označovány jako vendryňské souvrství. Vendryňské souvrství vystupuje v řece Morávce u Skalice (jv. od Frýdku-Místku) až k městu Bielsko-Biała v Polsku (Eliáš et al. 2003; Golonka et al. 2008). Podklad tohoto souvrství byl odkryt v řece Olši jižně od města Třinec, kde byly velmi vzácně objeveny až 20 cm velké neopracované úlomky chloriticko-sericitických fylitů. Výskyt těchto fylitů v pelitickém vývoji je spojován s pohyby skluzových těles (Menčík et al. 1983; Chlupáč et al. 2002). Souvrství je tvořeno převážně tmavě šedými, hnědými nebo černými, hrubozrnnými čočkami slínovců a jílovců, které se střídají s pelitickými nebo detritickými polohami vápenců (Golonka et al. 2008). Jejich mocnost dosahuje až 400 m. Na sv. od Frýdku-Místku v okolí Těrlicka byly nalezeny ve vápencových vložkách fosilní zbytky kalpionel o stáří callov (Roth et al. 1962). V nejvyšších polohách vendryňského souvrství se nachází různě velké, zaoblené bloky různorodých vápenců o velikosti 3 až 70 cm, které se označují jako tilloidní slepence (konglomeráty) s výraznou skluzovou deformací vnitřního zvrstvení (Menčík et al. 1983; Stráník et al. 1998). Slepence jsou vyplněny špatně vytríděným pojivem bohatým na písčitojílovitou frakci. Kvůli odlišné litologii nejvyšších částí vendryňského souvrství a podloží těšínských vápenců došlo ke konci jury k vyplavení okrajových karbonátových částí pánve a později k erozní destrukci. Následná resedimentace vápencových klastů usnadnila vznik zřetelného litologického obzoru označovaného jako ropický horizont (Menčík et al. 1983). Podle paleontologických nálezů makrofauny se souvrství řadí k svrchní juře (oxfordu-svrchnímu tithonu) nebo až k spodní křídě (berriasu) (Vašíček 1972). Přítomnost makrofauny o stáří oxford je doložena pouze nálezem amonita (*Cardioceranae*). Dále je v souvrství

doložen možný výskyt fauny ze svrchního kimeridže např. aptychy (*Laevaptychus*), mlži (*Exogyra nana*), ramenonožci, lilijicemi, ostny ježovek a vzácně úlomky belemnitů. Zástupce fauny z období svrchního tithónu až spodního beriasu je představitel amonita (*Berriasella aff. lorioli*); (Menčík et al. 1983; Chlupáč et al. 2002).

Podle Hoheneggera (1861) se těšínské vápence vyskytují ve dvou faciích. Pro starší facií kalových vápenců jsou typické polohy vápnitých světle šedých jílovců, ze kterých dochází k vyvětrávání vápencových konkrecí (Stráník et al. 1993). V okolí Třince a Českého Těšína se na pukliny těšínských vápenců váže stronciem bohatá mineralizace. Vápence s agregáty stroncianitu se nachází v břehu řeky Olše, potoku pramenícího pod Babí horou a nedaleko mostu u městských částí Sosna a Lyžbice (Chmiel 2002). Mineralizace stroncianitu se v okolí Třince a Vendryně váže na blokové vápence. V jiných místech se nachází v geodách a v „bochníkových“ vápencích. Při mineralogickém průzkumu v obci Nebory se podařilo nalézt geodu se skalenoedrickými krystaly kalcitu v šedém těšínském vápenci bez fosilních zbytků. Vápence obsahovaly také dutiny s velkým množstvím přírodní vazelíny, ropy a asfaltu. V blízkosti obcí Ropice a Nebory byl ve vápencích pozorován i minerál celestin (Chmiel 2003). Podrobněji se stronciovou mineralizací těšínských vápenců zabývá ve své bakalářské práci Skýpala (2014). Dále se izolované výskyty těšínských vápenců objevují v okolí obce Skalice (obr. 4) (Adamová et al. 1992). Pro mladší facií vápenců je příznačná organodetritická struktura, tvořena schránkami foraminifer (Stráník et al. 1993). Jejich mocnost směrem k j. roste až k 90 m. V polohách detritických vápenců převládají masivně šedé, jemně až hrubě zrnité polydetritické a štramberské vápence o mocnosti až 180 cm (Buday et al. 1967).

Zvýšené množství siliciklastického materiálu vyvolalo ve spodní křídě (valanginu–spodním aptu) nástup flyšové sedimentace, jehož hlavním představitelem je hradištské souvrství (dříve těšínsko-hradištské; Chlupáč et al. 2002). Spodní část hradištského souvrství, označovaná jako svrchní těšínské vrstvy, je tvořena rytmicky se střídajícími hnědošedými vápnitými jílovcí s jemnozrnnými pískovci (Stráník et al. 1993). Pískovce hradištského typu jsou silně prokřemenělé (80-90 % křemene) a hrubě zrnité. Často se nachází společně s drobnozrnným slepencem s valouny křemene, tmavošedými jílovcí nebo jurskými štramberskými vápenci (Menčík et al. 1983). Díky zvyšujícímu se podílu pískovců v nadloží (např. v okolí Mistřovic) se tak liší spodní vrstvy od středních a svrchních (Roth et al. 1962). Střední a svrchní části hradištského souvrství jsou známy jako hradištské vrstvy. Střední část souvrství je na sz. godulského vývoje tvořena psamiticko-psefitickým materiálem v podobě lavicovitých pískovců a slepenců. Směrem k jv. postupně převládá pelitická sedimentace nad

klastickými sedimenty. Tento pelitický materiál je typický pro svrchní část hradištského souvrství a je tvořen z vápnatých i nevápnitých jílovců s pelosiderity (Stráník et al. 1993). Dále se ve svrchní části hradištského souvrství nachází horniny těšinitové asociace. Vyskytují se jako žilná nebo výlevná tělesa v oblasti od města Hranice přes Český Těšín až do Polska (Schuchová 2016). Ojedinele se vyskytují v těšinských vápencích a spodních těšinských vrstvách (Menčík et al. 1983). Tyto horniny vystupují k povrchu i v oblasti studované lokality, dále mezi Frýdkem a Místem a nad levým svahem Morávky (obr. 4) (Adamová et al. 1992). Podle Hovorky a Spišiaka (1988) a Spišiaka a Hovorky (1997) se na vzniku těšinitů podílelo parciální tavení pláště bohatého na granát, frakční krystalizace plášťové taveniny a asimilace sedimentárních xenolitů. Metodou $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ bylo stanoveno stáří těšinitů na $122,3 \pm 1,6$ Ma (Lucinska a Anczkiewicz et al. 2002). V geotektonických diagramech spadají horniny těšinitové asociace do skupiny vnitrodeskových alkalických bazaltů (Dostal a Owen 1998).



Obr. 4: Zjednodušená geologická mapa zkoumané oblasti (www3, upraveno).

Pro sedimentaci veřovických vrstev (apt), jsou charakteristické černé, prokřemenělé jílovce, doprovázené konkrécemi pelosideritů s bohatým zastoupením pyritu (Menčík et al. 1983). Vrstvy byly vymezeny na základě nálezů makrofauny z pelosideritových slojek a jsou pozorovatelné např. v zářezu železnice, která vede z obce Veřovice (Roth et al. 1962). Mocnost vrstev je od několika desítek metrů až do 250 m (Chlupáč et al. 2002).

V nadloží na veřovické vrstvy navazuje lhotecké souvrství o stáří spodní až svrchní alb. Toto stáří dokládá nález amonita *Acanthoplites biqourel* v Leopoldově štolě v Krásné u Janovic jv. od Frýdku-Místku (Roth et al. 1962). Mocnost těchto vrstev dosahuje až 350 m. Typické pro toto souvrství je výskyt vápnatých i nevápnitých, tmavě skvrnitých jílovců,

tmavošedých a zelenošedých barev. Společně s jílovcí se vyskytují i silicity (Stráník et al. 1993, Chlupáč et al. 2002).

Godulské souvrství svým rozšířením a mocností tvoří převládající součást godulského vývoje slezské jednotky (Eliáš 1998a). Maximální mocnost godulského souvrství dosahuje v povodí Morávky a Ostravice až 3100 m (Stráník et al. 1993). Souvrství buduje hlavní masiv Moravskoslezských a Slezských Beskyd (Eliáš 1998a). Spodní část godulského souvrství je tvořena mazáckými vrstvami, dříve pestré godulské vrstvy s typickým ostravickým pískovcem cenomanského až spodnoturonského stáří. Godulské souvrství je charakterizováno střídáním zelenošedých jílovců s křemitovápnicími glaukonitickými pískovci (Stráník et al. 1993; Eliáš 1998a).

Na godulské souvrství sedimentuje istebňanské souvrství. Stáří se pohybuje od campanu až po paleocén. V tomto souvrství dominují pískovce až slepence, drobového a arkózového typu společně s černošedými písčitymi jílovcí (Stráník et al. 1993). Mocnost souvrství je proměnlivá a dosahuje až 1200 m (Chlupáč et al. 2002).

V paleocénu je istebňanské souvrství vystřídáno rytmickou sedimentací rožnovského souvrství, které bylo neformálně označováno jako podmenilitové. V souvrství převládá výskyt šedých až zelenošedých nebo rudohnědých jílovců, které se střídají s modrošedými drobovými pískovci. Do spodní části rožnovského souvrství se nepravidelně ukládají pásma středně až hrubě cyklického flyše (pískovci, případně slepenci). Pokud tělesa pískovců a slepenců dosahují větších ploch, jsou kartograficky vymežovány jako ciezkwické pískovce. Celková mocnost souvrství dosahuje 500–800 m (Eliáš 2001).

Během oligocénu došlo k ukládání menilitového souvrství. V těchto vrstvách se objevují černošedé, silicifikované, někdy slabě vápnité pelity. Dále se nepravidelně objevují až metrové polohy pískovců, detritických a jílovitých vápenců, vápnitých slínovců, pelokarbonátů a silicitů. Pro toto souvrství je charakteristický výskyt rybích skeletů a rybích šupin (Eliáš 1970). Mocnost souvrství nedosahuje víc než 100 m (Menčík et al. 1983).

Závěrečný sedimentační sled v slezské jednotce reprezentuje krosněnské souvrství, charakterizované flyšovým rytmickým střídáním šedých vápnitých jílovců s vápnitými pískovci. Mocnost krosněnského souvrství nepřesahuje 1 000 m (Menčík et al. 1983).

Bašský vývoj

Rozšíření bašského vývoje je ve slezské jednotce spojováno se Štramborskou pahorkatinou. Stáří vývoje je vymezeno na tithon až paleocén. K bašskému vývoji se řadí hradišťské souvrství ve facii kotoučské (jura až cenoman) a ve facii chlebovické (valangin až alb). Vrstvy chlebovické facie jsou vyvinuty v okolí Chlebovic nebo v Podhůří u Pálkovic (Roth et al. 1962). Facie kotoučská je tvořena tmavými pelity, zatímco pro chlebovickou facii je typický výskyt tilloidních slepenců a tmavě laminovaných pískovců s obsahem valounů nebo bloků vápence štramberského nebo kopřivnického (Stráník et al. 1993). Drobné příkrovové trosky hradišťského souvrství se zachovaly např. v Metylovické hůrce a ve Velkém a Malém Pahorku u Janovic (Adamová et al. 1992).

Na nadloží hradišťského souvrství sedimentuje bašské souvrství, řadící se do období alb až spodní cenoman. Toto souvrství je tvořeno sukcesí vápnatých pískovců, spongiových rohovců, s gradačně zvrstvenými vápenci a zelenošedými vápnatými jílovci. Mocnost souvrství dosahuje 250 až 350 m (Stráník et al. 1993). Nedaleko Frýdku-Místku v okolí Bašky se objevují izolované výskyty vápnatých pískovců a detritických vápenců bašského souvrství (Adamová et al. 1992).

Dále v bašském vývoji sedimentuje pálkovické souvrství, jehož stáří je coniac až paleocén. Toto souvrství je reprezentováno rytmickým střídáním pískovců, tilloidních slepenců a tmavošedých jílovců. Zachovaly se do mocnosti až 500 m (Stráník et al. 1993).

Kelčský vývoj

Tento vývoj se nachází v sz. okrajové části slezské jednotky. S vývojem bašským má společné hradišťské souvrství a veřovické vrstvy. Směrem k nadloží dochází k silifikaci jasenických vrstev (alb), které se dříve považovaly za lhotecké souvrství. Mocnost dosahuje až 200 m. Dále k nadloží pokračuje sedimentace němetických vrstev o stáří alb až cenoman. Charakteristický pro tyto vrstvy je drobný rytmický flyš, tvořený zelenošedými a rudohnědými jílovci (Stráník et al. 1993).

Následně v kelčském vývoji sedimentují dubské vrstvy (cenoman), pro které jsou charakteristické tmavošedé vápnité jílovce s ojedinělými polohami pískovců a slepenců (Stráník et al. 1993).

Nejmladší souvrství v kelčském vývoji je milotické, jehož stáří je campan až paleocén (Stráník et al. 1993). Vyznačuje se šedými až zelenošedými, vápnatými jílovci s tělesy

skluzových slepenců, obsahující valouny štramberského a kopřivnického vápence a hornin těšínitové asociace (Chlupáč et al. 2002).

4. Karbonátové konkrece

Konkrece jsou kulovitě až bochníkovitě tvaru a liší se od okolního sedimentu. Vytvářejí se lokalizovaným nahromaděním hmoty kolem jádra v časných stádiích diagenese (McCoy 2014). V prvotních stádiích jsou spíše plastické než zpevněné. Kvůli plasticitě dochází k deformacím povrchu v důsledku tlaku nadložních sedimentů (Buriánek et al. 2011). Pro interpretaci růstových mechanismů konkrecí navrhli Wu et al. (2021) koncepční model iontového transportu. Karbonátové konkrece rostou v téměř uzavřeném systému sedimentů s difúzně řízeným transportem HCO_3^- z rozkládající se organické hmoty a Ca^{2+} z pórové vody. Aby se konkrece vytvořila na určitém místě, musí dojít k souhře několika faktorů. Z chemického hlediska musí být voda nasycená (tj. obsahovat nadbytek kationtů jako jsou vápník nebo hořčík a anion–uhlíčitanu (CO_3^{2-})). Dále je potřebné nukleační místo, které působí jako hlavní růstový bod. Důsledkem pohřbení sedimentu jsou zrna zhutňována blíže k sobě a deskovité minerály mají tendenci se otočit horizontálním směrem. Pórovitost sedimentu se zmenšuje a pro vodu je snazší se horninou pohybovat horizontálně než vertikálně. Během zhutňování jílovce se snižuje pórovitost a následně exponenciálně klesá i obsah vody. Z pórové vody se vysráží novotvořené minerály. Tmel mezi zrny bývá odlišný a hojnější než v hostitelském sedimentu, který nemusí být vůbec cementovaný (Wu et al. 2021). Růst konkrecí může probíhat více způsoby, rozlišuje se: pervazivní růst, soustředný růst zevnitř ven a soustředný růst zvenčí dovnitř. Při pervazivním růstu má každá generace tmelu stejný objem, ale přitom každá další generace vyplňuje větší část pórů v sedimentu. Při soustředném růstu směrem ven dochází k vysrážení první generace kolem jádra a každá další se vysráží na dřívější vrstvy. Soustředný růst směrem dovnitř je charakteristický tím, že první generace cementu je vysrážena v určité vzdálenosti od jádra a všechny další vrstvy rostou směrem k jádru (McCoy 2014). Vytvářejí se v různých typech depozičních prostředí např. v mořských a glaciálních sedimentech. Kontinentální podmínky vedou ke vzniku karbonátových konkrecí jako jsou oolity a pisolity, pedologické nodule a speleotémy. Vztah mezi strukturou konkrece a strukturou hostitelského sedimentu je možné rozdělit na: parasedimentární (konkrece vyrostla na úkor hostitelské horniny), synsedimentární (konkrece vyrostla během ukládání

hostitelské vrstvy), prekompaktní (konkrece vyrostla po uložení hostitelského sedimentu, ale dokončila růst před kompakcí), synkompaktní (alespoň důležitá část růstu je současná se zhutněním okolního sedimentu), poskompaktní (konkrece vznikla po úplném zhutnění okolního sedimentu); (Sellés-Martínez 1996). Konkrece přestává růst, jakmile už není v sedimentační zóně, kde dochází ke srážení uhličitánů. V jiných případech konkrce přestává růst, když okraj dosáhne okraje zóny kontrolované jádrem (McCoy 2014).

Konkrece je možné klasifikovat podle tvaru (Sellés-Martínez 1996). Mnoho karbonátových konkrecí jsou kulovitého nebo „bočníkovitého“ tvaru a ve svých centrech mohou obsahovat různé, dobře zachované fosilie (Buriánek et al. 2011, Wu et al. 2021). Jejich povrch je často navětralý a krytý limonitizovanou krustou (Buriánek et al. 2011). V případě růstu konkrecí v sedimentech může být „jádro“ tvořeno minerálními zrnky, kalcitovou schránkou nebo souborem schránek (Wu et al. 2021). Výskyt zkamenělin a sedimentárních struktur uvnitř konkrecí naznačuje, že vznikly po uložení sedimentu. Proto jsou tyto konkrce vždy diagenetické. Velikost konkrecí se v průměru pohybuje od několika cm do několika metrů. Konkrce v pískovcích a vápencích bývají kulatější nebo kulovitější než konkrce v jílovcích, které mají běžně vejčitý nebo diskovitý tvar a vytvářejí mnohem plošší struktury (Wu et al. 2021).

Vzhledem k vzniku v různých depozičních prostředí se značně odlišuje mineralogické složení. Tmel konkrecí je nejčastěji tvořen uhličitany a oxidy železa. Méně bývají složeny z fosfátů, síranů a minerálů SiO_2 . Hlavní faktory ovlivňující vysrážení tmele jsou změny teploty a tlaku roztoku spojené se změnami hloubky, prosakování těkavých látek, vstup nebo výstup kapalných fází, oxidace nebo redukce organických a anorganických složek. K cementaci dochází za téměř normálních hydrostatických tlaků (Sellés-Martínez 1996). Nejčastěji karbonátové konkrce o vysokém obsahu uhličitánů vznikají v mořských sedimentech. Uhličitany se vyskytují ve formě kalcitu (CaCO_3), dolomitu ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), sideritu (FeCO_3), rodochrozitu (MnCO_3) aj. Nejběžnější formou je kalcit a siderit (Sellés-Martínez 1996). Mohou se také vyskytovat fáze bohaté na hořčík a smíšené fáze jako je dolomit nebo ankerit. Dále je hojný výskyt pyritu, který je spojován s karbonátovými konkrecemi v mořských bahenních jílových sedimentech (Wu et al. 2021). Karbonátové konkrce často obsahují agregáty pyritu, které mohou mít i framboidální tvar. Pyritové framboidy vznikly rekrytalizací jednoduchých sulfidů činností mikroorganismů (Sawlowicz 1993). Dále se běžně v konkrecích vyskytuje klastická příměs nejčastěji v podobě křemene a klastů K-živce a albitu. Mohou se objevovat lupínky muskovitu, chloritu a zrna glaukonitu.

Prostor mezi karbonátovými a klastickými zrny vyplňují jílové minerály (Buriánek et al. 2011). Některé konkrce se vyskytují v podobě tzv. septárií, ve kterých se nacházejí sítě karbonátových žilek (Buriánek et al. 2011). Výplň septárií je nejširší poblíž středu konkrce a zužuje se směrem k okrajům (Wu et al. 2021). Během vzniku trhlin je konkrce už ve zpevněném stavu. V konkrcích se může vyskytovat několik generací karbonátových žilek (Buriánek et al. 2011). V mělkých mořských pískovcích jsou běžně velké kulovité konkrce nebo karbonátem cementované desky. Pískovcové konkrce zřídka obsahují výjimečně fosilie a jsou stmeleny relativně velkými krystaly kalcitu, které typicky zabírají 20-30 % horniny. Karbonátové konkrce jsou běžně v mořských a kontinentálních jílech spojeny s tmavě šedými nebo černými sedimenty (Wu et al. 2021).

Konkrce se vytvářely v různých geologických obdobích, nejčastěji se s nimi setkáváme v karbonských a křídových sedimentech (McCoy 2014). Karbonátové konkrce se převážně vyskytují v pelitech ve většině souvrství křídý až paleogénu např. v Moravskoslezských Beskydech (Buriánek et al. 2011). Litostratigraficky se nachází v hradišském, veřovickém, lhoteckém, mazáckém, istebňanském a rožnovském souvrství godulského vývoje (Roth et Matějka 1953, Menčík et al. 1983). Sideritové konkrce se dříve využívaly jako lokální železná ruda. Centrum železářství se vyvíjelo kolem Frýdlantu nad Ostravicí a v Bašce u Frýdku Místku (Buriánek et al. 2011). Výzkumem karbonátových konkrce z lokalit Veřovice, Hrachovec a Choryně se zabývali Buriánek et al. (2011).

Konkrce z oblasti Veřovic má tmavě šedou barvu a pochází z černých jílovců veřovického souvrství. Uvnitř konkrce se nachází klencové krystaly hrubě zrnitého sideritu a kalcit jako akcesorický minerál. V mikroskopu jsou viditelné 2 mm laminky hrubozrného karbonátu s vyšším množstvím klastických křemenů. Častější je výskyt drobných krystalů pyritu, albitu, muskovitu a chloritu.

Konkrce z lokality Hrachovec se nachází v istebňanském souvrství v tmavě šedých, jemnozrných jílovcích. Tato konkrce má diskovitý tvar s tloušťkou až 5,5 cm a s výrazně navětralým povrchem. V jemnozrných agregátech se často vyskytují krystaly sideritu a kalcitu, který vyplňuje prostory mezi zrny sideritu. V menším množství se ve vzorku mohou nalézat zrna albitu nebo lupínky muskovitu a chloritu, případně i zrna monazitu, zirkonu a pyritu. Ve větších zrnech jsou drobné žilky tvořené chalcedonem.

Vzorek konkrce z lokality Choryně pochází z vápnatého, tmavě šedého jílu. Stáří okolních sedimentů lhoteckého souvrství je alb až cenoman (Krejčí et al. 1999). Konkrce je

tvořena bazálním tmelem obsahujícím kalcit a siderit. Ve střední části lemuje siderit zrna kalcitu, zatímco v krajní části se siderit vyskytuje v podobě inkluzí. Vzácně byly pozorovány zrnka glaukonitu, lupínky muskovitu a krychličky pyritu, který bývá limonitizovaný. V okolí žilek, které jsou tvořeny hlavně kalcitem, se vyskytuje místo sideritu i ankerit (Buriánek et al 2011).

Dalším výzkumem pelokarbonátových konkrecí z pelitů podslezské jednotky se ve svém článku zabývali Matýsek a Bubík (2012). Čočkovitá rozpadavá konkrece o průměru až 40 cm byla uložena v šedých, vápnitých jílovcích frýdeckého souvrství, které byly odkryty při stavbě silnice R48 mezi Rychalticemi a Frýdkem-Místkem v roce 2011. Podle práškové RTG difrakční analýzy je dominantní složkou siderit, který byl detailněji pomocí EDS mikroanalýzy určen jako hořečnato-vápenatý siderit. Vzorek tvořen Mg-Ca sideritem reprezentuje sideritický ferrolit (pelosiderit) s tzv. sideritovým mikrosparetem o velikosti 20 μm . Dále byl autory zjištěn v akcesorickém množství kalcit a chlorit a asi 10 hm.% illitu (muskovitu) a křemene. Ojedinele se ve vzorku objevuje baryt a framboidální pyrit, který zřejmě fosilizuje i jehlice hub (Matýsek et Bubík 2012).

5. Metodika

První vzorky ze studované lokality odebrali dr. K. Kropáč společně s amatérským sběratelem A. Liedermannem, kteří na přelomu roku 2020 a 2021 prvotní sběry provedli. Druhá etapa výzkumu na studované lokalitě proběhla v květnu 2022. Na místě byly odebrány reprezentativní vzorky karbonátů, hornin těšínitové asociace, flyšových pískovců a hornin menilitového souvrství. Byla provedena strukturně-tektonická měření geologickým kompasem a zhotovena fotodokumentace studované lokality.

V laboratorní části byly vzorky pocházející z karbonátové konkrce nejprve podrobeny makroskopickému popisu. Dále byly pořízeny dokumentační fotografie ve standardních světelných podmínkách a při nasvícení ruční UV svítilnou Superfire s vlnovou délkou 365 nm. Poté byly ze dvou vzorků karbonátové konkrce s mineralizací vyrobeny na katedře geologie PřF UPOL dva leštěné výbrusy. Vyřezané výbrusy byly dále broušeny pomocí karborundových prášků s různou zrnitostí. Nakonec se výbrusy vyleštily na leštičce Struers RotoPol-35 za použití diamantové suspenze. Leštěné výbrusy byly zkoumány v procházejícím světle pod polarizačním mikroskopem Olympus BX-50 a následně byly pořízeny dokumentační fotografie.

Během dalšího výzkumu byly výbrusy podrobeny katodové luminiscenci pro zjištění různých generací karbonátů v žilkách. Studium bylo provedeno pomocí tzv. „studené katody“ na přístroji CITL CL8200 Mk5-1 za podmínek: napětí 5 kV a proudové hustoty 790 $\mu\text{A}/\text{mm}^2$.

Pro stanovení chemického složení ve výbrusech (bodovou analýzou minerálů) byla využita elektronová mikrosonda s elektronovým mikroskopem JEOL JXA-8600. Během této analýzy je vzorek zkoumán při vysokém vakuu, a proto je nutná příprava vzorku formou nanesení vodivé vrstvy (grafitu) na povrch výbrusu. Analýza byla provedena dr. J. Kapustou na katedře geologie PřF UPOL za následujících podmínek: energiově-disperzní analýza (EDS), urychlovací napětí 15 kV, proud elektronového svazku 10 nA a průměr svazku 1 μm . Při výpočtu empirického vzorce byly karbonáty (kalcit a siderit) přepočteny na 3 kyslíky. Vzhledem k mikroskopické velikosti horniny byl semikvantitativní analýze podroben pouze BSE snímek povrchu karbonátové konkrce (viz podkapitola Elektronová mikroanalýza). Pro orientační zjištění kvantitativního zastoupení komponent horniny bylo analyzováno celkem 306 bodů, které rovnoměrně pokryly celou plochu snímku.

Vybraný vzorek konkrce bez žilné mineralizace byl podroben mechanickému drcení v laboratorním vibračním mlýnku na katedře geologie PřF UPOL, díky kterému byl získán prášek s analytickou jemností. Tento prášek byl analyzován v laboratořích ACME ve

Vancouveru, metodami ICP-ES a ICP-MS byly stanoveny makroprvky i stopové prvky s prvky vzácných zemin. Pro analýzu makroprvků byla část vzorku rozpuštěna v lučavce královské a analyzována pomocí ICP-ES. Před stanovením stopových prvků a prvků vzácných zemin (REE) byl vzorek pomocí LiBO₂ rozložen a následně vyluhován ve zředěné 5 % HNO₃. Poté se prvky stanovily metodou ICP-MS. Podle následujících rovnic byly vypočítány anomálie Ce a Eu (McLennan 1989; Monecke et al. 2002):

$$Ce_{CN}/Ce^* = Ce_N/\sqrt{(La_N*Pr_N)}$$

$$Eu_{CN}/Eu^* = Eu_N/\sqrt{(Sm_N*Gd_N)}$$

Pro srovnání celkového chemismu karbonátové konkrece, byla použita dosud nepublikovaná data chemického složení sedimentů ve studované oblasti z lokalit Frýdlant nad Ostravicí (Nová Dědina), Vendryně a Štramberk (Kotouč); (tab. 1). Vzorky byly odebrány během výzkumného záměru v roce 2018 dr. K. Kropáčem, T. Lehotským a D. Šimíčkem. Výsledky analýz byly provedeny ve stejné laboratoři a jsou zde s jejich svolením zveřejněny.

Tab. 1: GPS souřadnice typových lokalit odebraných vzorků pro srovnání celkového chemismu.

Nová Dědina	typ. lokalita	jílovec	49°34'4.000"N, 18°21'38.000"E
	výchoz v Čeladence		49°34'5.000"N, 18°21'36.600"E
Vendryně	zářez Olše		49°39'57.000"N, 18°41'37.400"E
	Vápenky	těš. vápenec	49°40'31.600"N, 18°43'6.800"E
Kotouč	lom	štram. a oliv. vápenec	49°35'0.000"N, 18°7'11.000"E

6. Výsledky

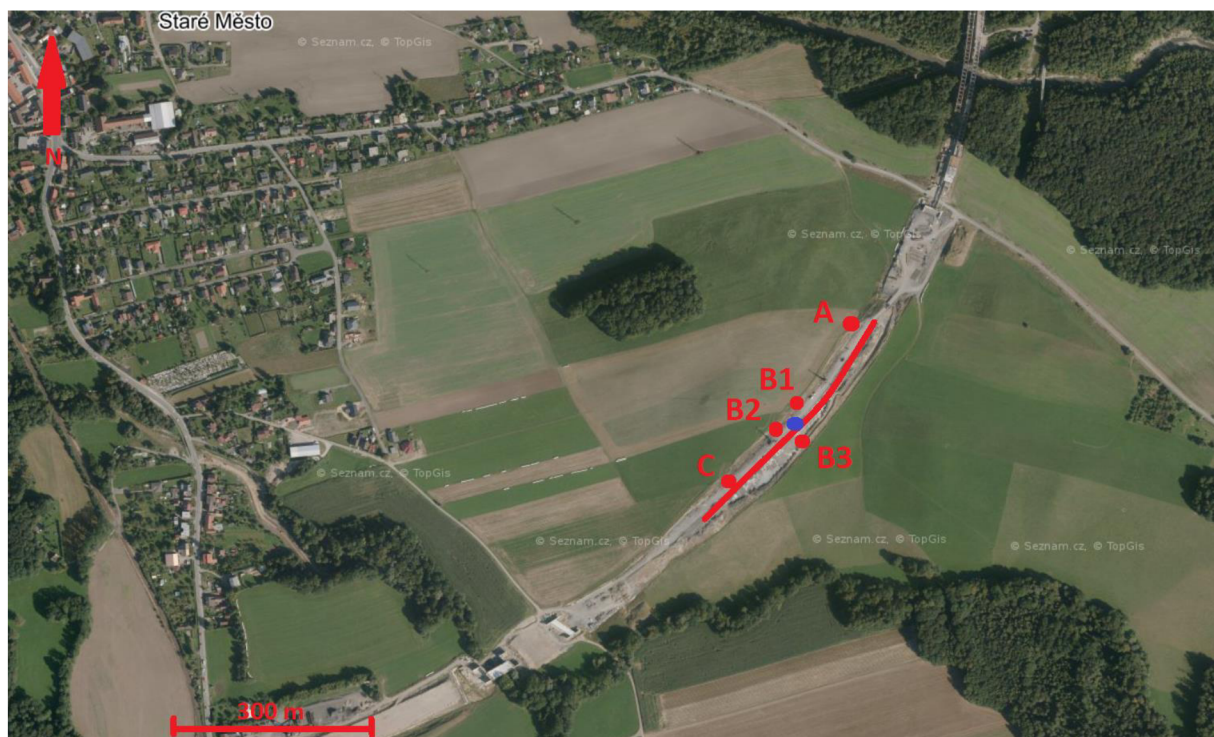
6.1. Terénní výzkum

První vzorky konkrací s karbonátovou mineralizací a vzorky hornin těšínitové asociace (obr. 5 a obr. 6) a menilitů byly odebrány amatérským sběratelem A. Liedermannem na přelomu roku 2020 a 2021. Vzorky konkrace byly dále podrobeny laboratornímu výzkumu.



Obr. 5: Bochníková konkrace společně s horninou těšínitové asociace na studované lokalitě. Foto: K. Kropáč.

Druhá etapa terénního výzkumu proběhla v květnu 2022, kdy během výstavby dálnice došlo k sesuvu svahu a odkryvu dalšího materiálu. Zdokumentováno bylo cca 400 m zářezu dálnice, který je vyznačen červenou křivkou na obr. 6. Významné části nesouvislého profilu jsou popsány níže jako dílčí lokality A-C.



Obr. 6: Letecký snímek studované lokality s vymapovanými body A-C. Červená křivka vyznačuje vymapovaný zářez dálnic, modrý bod vyznačuje místo prvních vzorků nalezených panem A. Liedermannem (upraveno a převzato z www4).

Lokalita A

GPS: 49°39'55.386"N, 18°23'0.299"E

Nadmořská výška: 320 m

Na lokalitě se nachází odkryv nazelenalých jílovců a menilitových vrstev o výšce 1,2 m a délce cca 2 m. Jílovce se rozpadají na laminy až desky o mocnosti cca 1 až 12 cm (obr. 7). Na stěně odkryvu bylo možné naměřit vrstevnatost se směrem sklonu v azimutu 110° s úklonem 29°. Dále byla naměřena puklina se sklonem 270° a s úklonem 70°. Rozpadající se nazelenalé jílovce se střídají s polohami hnědočerných laminovaných menilitových rohovců. Menilitové rohovce z lokality mají velmi zřetelnou vrstevnatost, která je tvořena střídajícími se tenkými laminami. Tyto laminy se skládají z makroskopicky znatelného šedobílého a hnědého opálu. Mocnost lamin v hornině se pohybuje v rozmezí 1 až 3 mm. Povrch vzorků je pokryt rezavohnědým povlakem. Na plochách menilitu je viditelný lasturnatý lom a voskový lesk. Na povrchu jsou patrné černošedé dendrity.



Obr. 7: Odkryv menilitového souvrství – střídání jílovců s rozpadem na laminy až tenké destičky s hnědočernými laminovanými menilitovými rohovci.

Lokalita B

GPS: B1: 49°39'50.495"N, 18°22'54.044"E

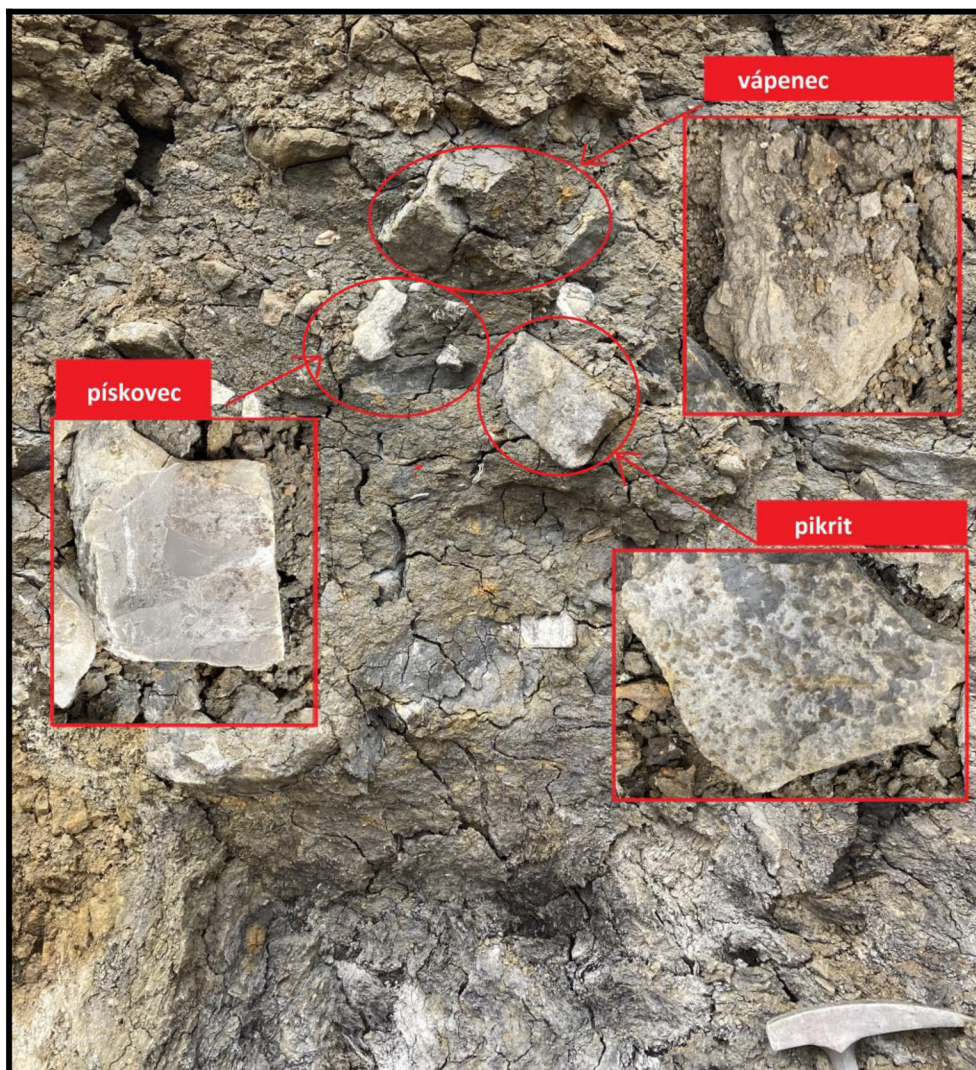
B2: 49°39'49.038"N, 18°22'51.919"E

B3: 49°39'48.710"N, 18°22'53.880"E

Nadmořská výška: 330 m

Lokalitu B představují tři menší nesouvislé odkryvy (B1, B2 a B3) v zářezu dálnice o celkové délce cca 50 m. Na sz. straně zářezu bylo možné provést dokumentaci jen do hloubky 2 m. V profilu B1 se nachází zrnitostně špatně vytříděný sediment, místy s chaotickým zvrstvením, tvořeným převážně ostrohrannými úlomky vápence o velikosti až 7 cm (obr. 8). Dále se zde nacházely ostrohranné valouny šedého hradišťského pískovce a velký úlomek (o

velikosti 25 cm) tmavě šedé vyvěřelé horniny pikritového vzhledu s vyvětralými mandličkami (obr. 8). Okolní materiál je tvořen převážně jílem.



Obr. 8: Výchoz s chaotickým zvrstvením složený z úlomků vápence, hradištské pískovce a pikritu.

Ve spodní části odkryvu B2 se nachází vrstva jílu, která neobsahuje úlomky hornin. Na tuto vrstvu nasedá cca 60 cm mocná vrstva tvořená jílem s úlomky karbonátů a pískovců (obr. 9). Přítomné pískovce vytvářejí větší bloky a jsou zvětralé nebo na čerstvém lomu našedlé. Jsou bohatě protkány žilovinou, a kromě křemene obsahují i zelený glaukonit. Jv. strana zářezu byla v důsledku sesutí a vrtacích prací v době průzkumu hůře přístupná, ale dokumentaci provedl o 25 dní dříve doc. J. Jirásek. Na základě poskytnutých informací a fotografií profilu B3 je zřejmé, že se zde znovu nachází zrnitostně špatně vytříděný sediment. Kromě výše popsaných úlomků jsou v černé jílovité hmotě uloženy i karbonátové konkrce o velikosti až 70 cm (obr. 10). Tyto konkrce odpovídají studovanému materiálu oválným až

bochníkovitým tvarem s limonitizovaným povrchem a bohatě protkanou žilnou karbonátovou mineralizací.



Obr. 9: Odkryv vysoký až 2 m, který je nejvíce tvořen jílem ve spodní části a jílem s úlomky karbonátů a pískovců v části svrchní (lokalita B2).



Obr. 10: Vzorek karbonátové konkrece v odkryvu na jv. straně zářezu dálničního obchvatu. Místo nálezů je zobrazeno na obr. 6 (lokalita B3, foto doc. J. Jirásek).

Lokalita C

GPS: 49°39'46.692"N, 18°22'47.924"E

Nadmořská výška: 330 m

Na této lokalitě se vyskytovaly horniny kvartérního pokryvu reprezentované fluviálními sedimenty (obr. 11). Mocnost odkryvu vrstvy fluviálních sedimentů dosahuje až 45 cm. Dobře zaoblené valouny s převahou flyšových sedimentů (středně zrnité pískovce) jsou zrnitostně špatně vytríděné a až 8 cm velké. Prostor mezi valouny vyplňuje jílový materiál.



Obr. 11: Vrstva fluviálních sedimentů se zaoblenými valouny v jílovitém sedimentu na lokalitě C.

6.2. Laboratorní výzkum

6.2.1. Makroskopický popis karbonátových konkrecí

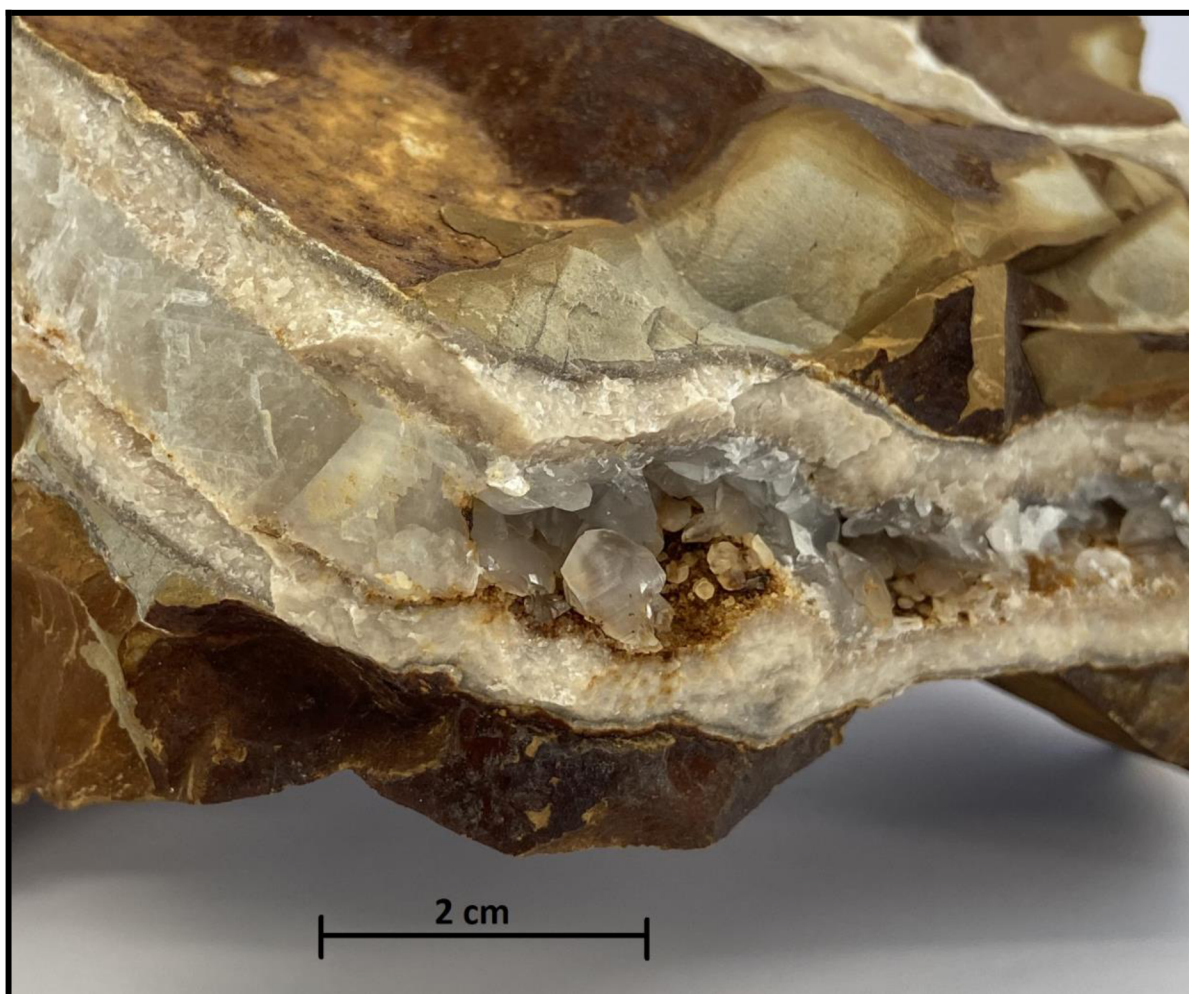
Konkrece je tvořena šedým až šedozeleným pelitickým karbonátem, který je na povrchu pokryt oranžovo-hnědou limonitizovanou krustou. Hornina se po rozbití rozpadá na ostrohranné úlomky. Konkrece jsou bohatě protkané karbonátovými žilkami. Kalcitové žilky mohou nabývat mocností od 0,4 cm až 2,5 cm. V žilách se kalcit vyskytuje ve více generacích. Např. na obr. 12 lze makroskopicky rozlišit až čtyři generace.



Obr. 12: Limonitizovaná karbonátová konkrece protkaná kalcitovými žilkami s krystalickými agregáty bílošedého nebo hnědočerného kalcitu a krystalem čirého kalcitu v dutině uprostřed.

Nejstarší generaci karbonátů v dutině konkrece na obr. 12 představuje jemnozrnný šedý (nahnědlý) kalcit o mocnosti 1-2 mm. Druhá generace kalcitu je tvořena jemně až středně zrnitým bílošedým kalcitem, který převážně vyplňuje i většinu kalcitových žil (mocnost až 1 cm). Třetí generaci reprezentují středně zrnité krystalické agregáty hnědého až hnědočerného kalcitu, který je zřejmě zabarvený příměsí oxidů a hydroxidů Fe. Romboedrické krystaly hnědého kalcitu vytváří do prázdné dutiny ve středu drúzovitě

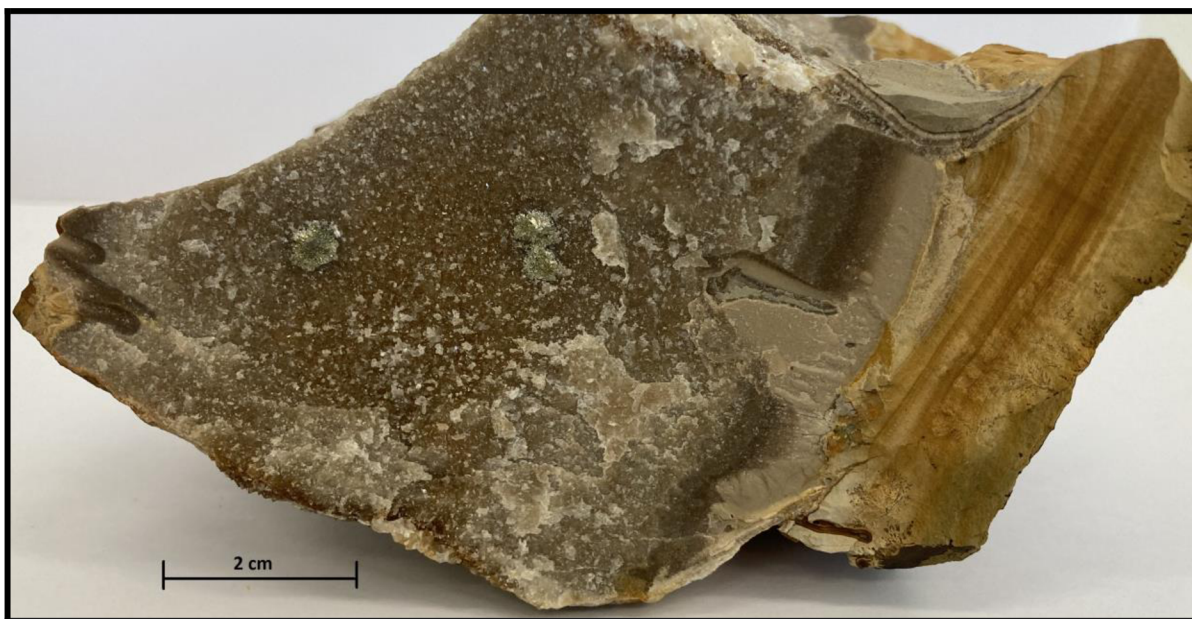
agregáty. Nejmladší generace je tvořena čirým cvočkovitým krystalem kalcitu o velikosti až 5 mm. V žilách na obr. 13 a 14 je možné pozorovat stejné první dvě generace karbonátů jako na obr. 12. Třetí generace je tvořena šedým hrubozrnným kalcitem (obr. 13) nebo krystaly bílošedého kalcitu o velikosti až 0,4 cm, který nabývá cvočkovitých tvarů (obr. 13 a 14). Dále se v žilách vyskytují bílošedé, šedé a číré kalcity ve tvaru klence o velikosti do 0,4 cm a ditrigonální skalenoedry o velikosti až 0,7 cm. Na některých vzorcích se nachází vláknité agregáty kalcitu (obr. 15). Dále konkrce obsahuje makroskopicky viditelné radiálně paprscité agregáty pyritu, které jsou tvořené jehličkovitými krystaly o průměru až 5 mm. Pyrity jsou na vzorku mosazně žluté a mají kovový lesk (obr. 15).



Obr. 13: Detailní zobrazení kalcitové žíly tvořené třemi generacemi kalcitu. První dvě generace jsou tvořeny jemnozrnným tmavě šedým a šedým kalcitem, třetí hrubozrnným čirým kalcitem, který tvoří někdy i cvočkovité krystaly rostoucí do dutiny.



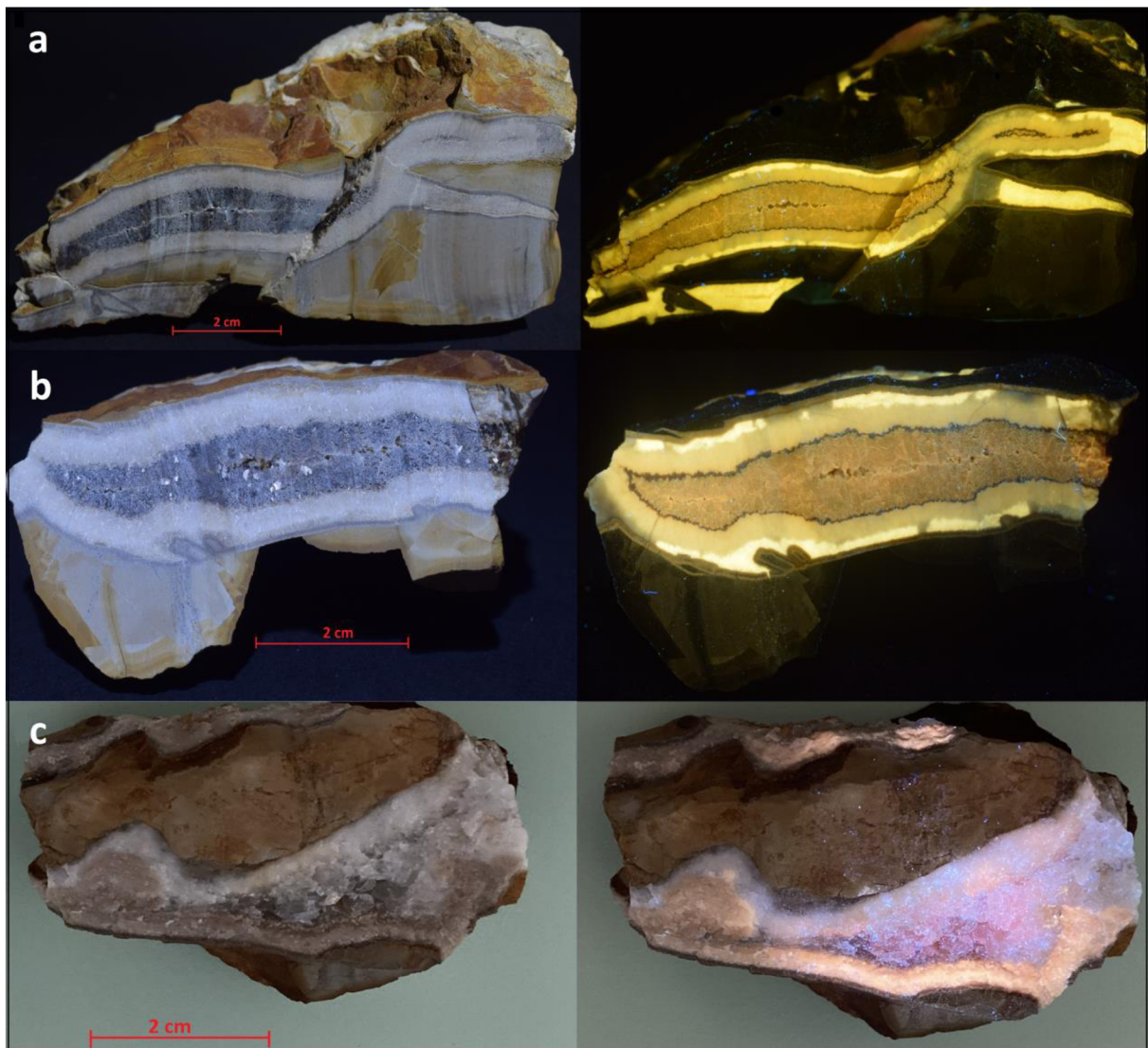
Obr. 14: Karbonátová konkrece s čirými krystaly cvočkovitého tvaru o velikosti maximálně 0,4 cm.



Obr. 15: Úlomek konkrece s radiálně paprsečnými agregáty pyritu a vláknitým kalcitem.

6.2.2. UV Luminiscence

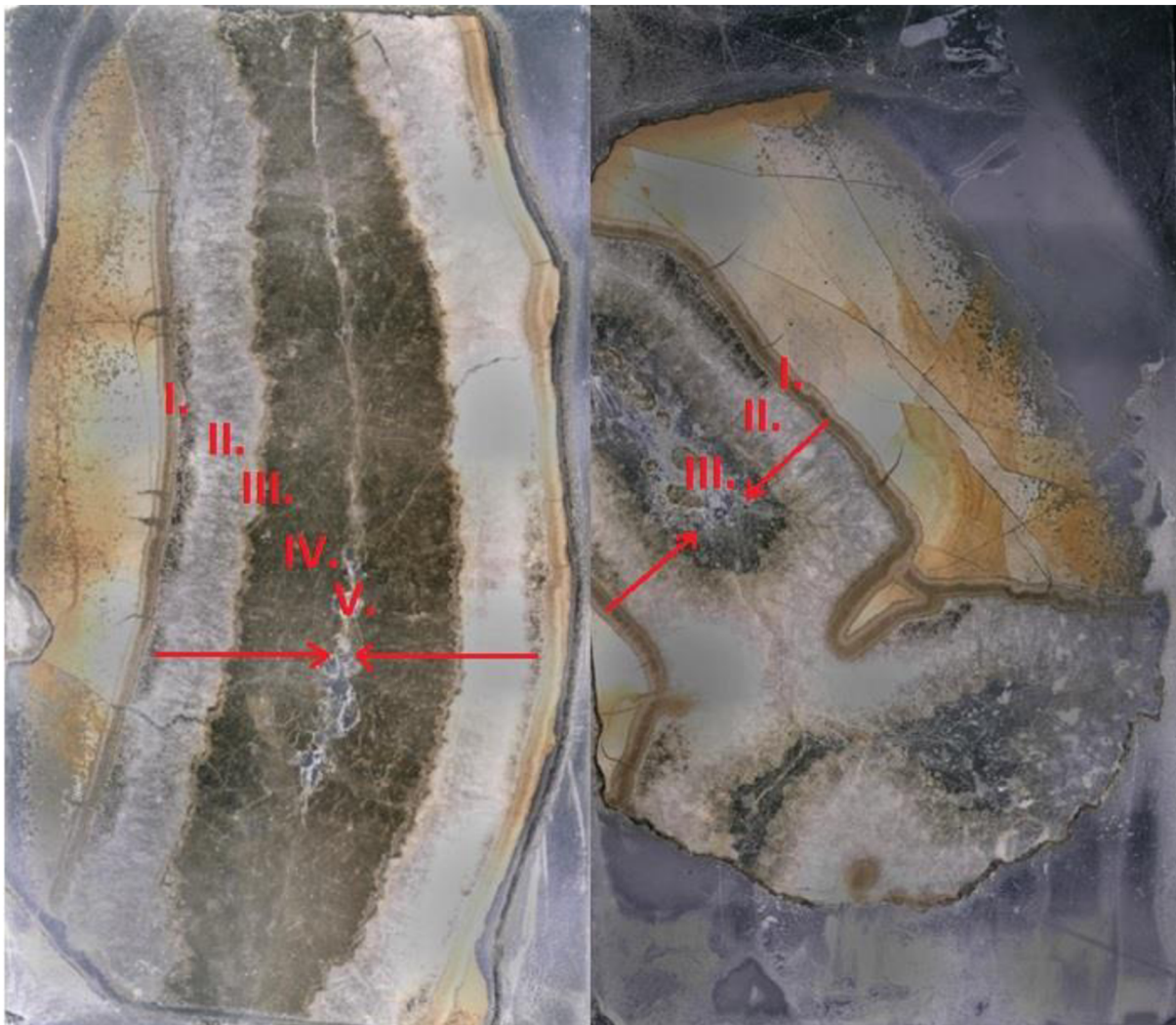
U některých vzorků konkrací s karbonátovou žilovinou byla provedena zkouška luminiscence pomocí UV světla. Kalcity mají v jednotlivých zónách žilek různou luminiscenci. Okrajová zóna na obr. 16a,b vykazuje jasně žlutou luminiscenci. Bílošedý kalcit v UV světle vykazuje středně silnou žlutou luminiscenci (obr. 16a,b). Hnědé kalcity s příměsí Fe jeví ve vzorcích velmi slabou žlutohnědou luminiscenci. Jemnozrnné okrajové zóny některých žilek mají žlutou luminiscenci s lehkým nádechem dorůžova, zatímco hrubozrnné kalcity uprostřed dosahují silnější růžové luminiscence (obr. 16c).



Obr. 16: Nalevo jsou vzorky karbonátové konkrace v normálním světle. Napravo pod UV světlem. a,b) žilky s šedobílým a hnědým kalcitem s různě intenzivní žlutou luminiscenci; c) žilka s nažloutlým hrubozrnným kalcitem s růžovou luminiscenci.

6.2.3. Mikroskopický popis

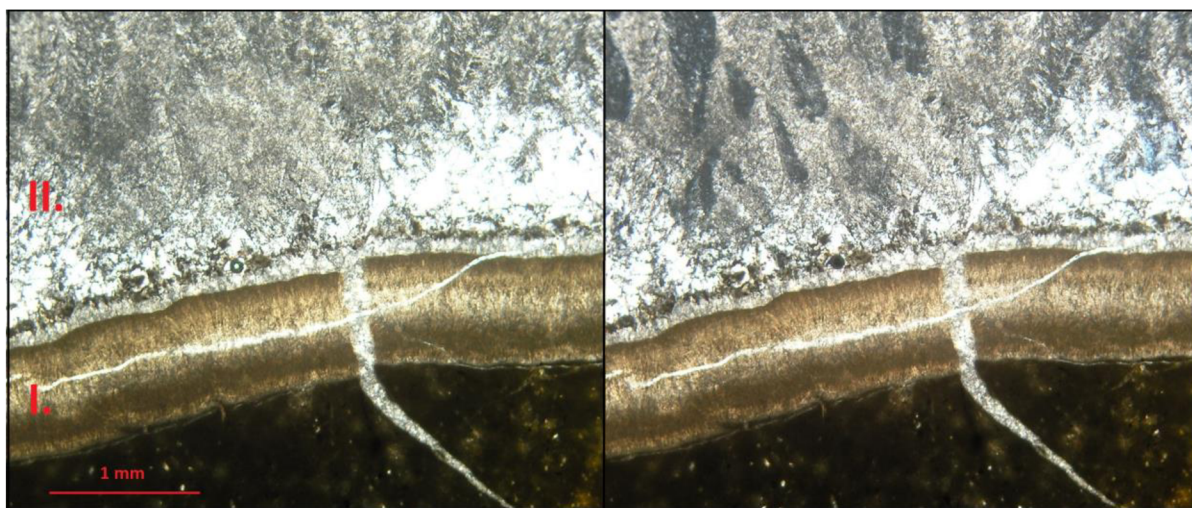
Pod optickým polarizačním mikroskopem byly pozorovány dva výbrusy (obr. 17). Ve výbrusech je zastížena část karbonátové konkrce, kterou prostupuje kalcitová žíla složená z několika zón. Karbonátovou konkrce dělí od vlastní kalcitové žíly přechodová zóna, která je tvořena oranžovohnědými (rezavými) až bílými vrstvičkami jemnozrnného kalcitu (označena I. v obr. 17). Hornina, složená z mikritického karbonátu a jílové frakce, má pod mikroskopem v důsledku přítomnosti „limonitu“ hnědou až hnědočernou barvu (obr. 18).



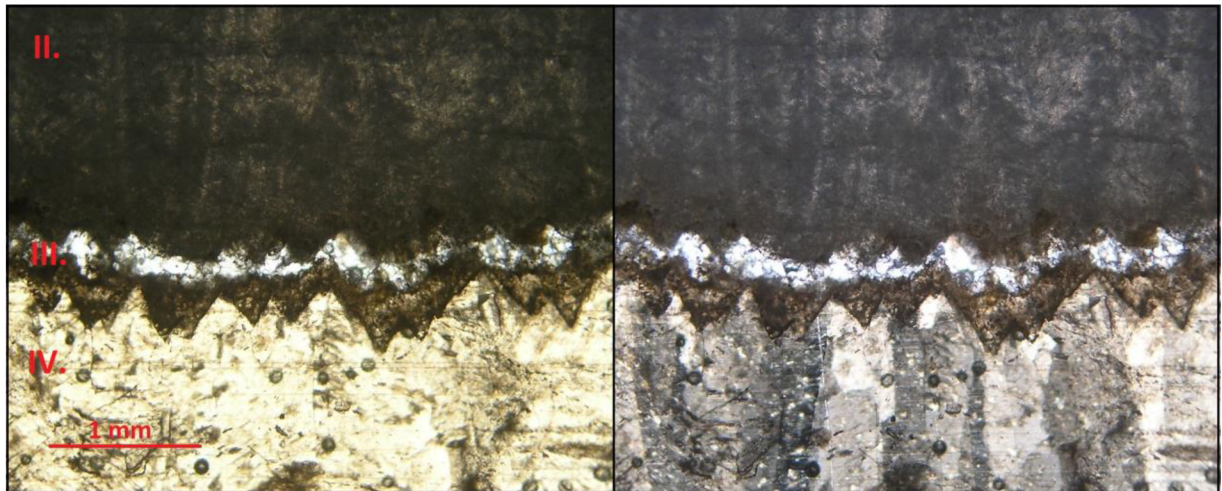
Obr. 17: Fotografie výbrusů pro pozorování v optickém mikroskopu. Nalevo výbrus č.1, napravo výbrus č. 2. Generace karbonátů jsou označeny římskými číslicemi I. až V. Šipky vyznačují směr růstu krystalů kalcitu.

Výbrusy na obr. 17 se od sebe liší počtem kalcitových zón. Výbrus č. 1 má až 5 zón. Na přechodovou zónu (I.) narůstá ve výbrusu č. 1 kalcit bílošedé barvy (II. na obr. 17, který má v optickém mikroskopu šedohnědou barvu. Tato zóna o mocnosti až 3 mm je složena z kalcitů tvořených protaženými a paprscitými krystaly (obr. 18). Přechodovou zónou často

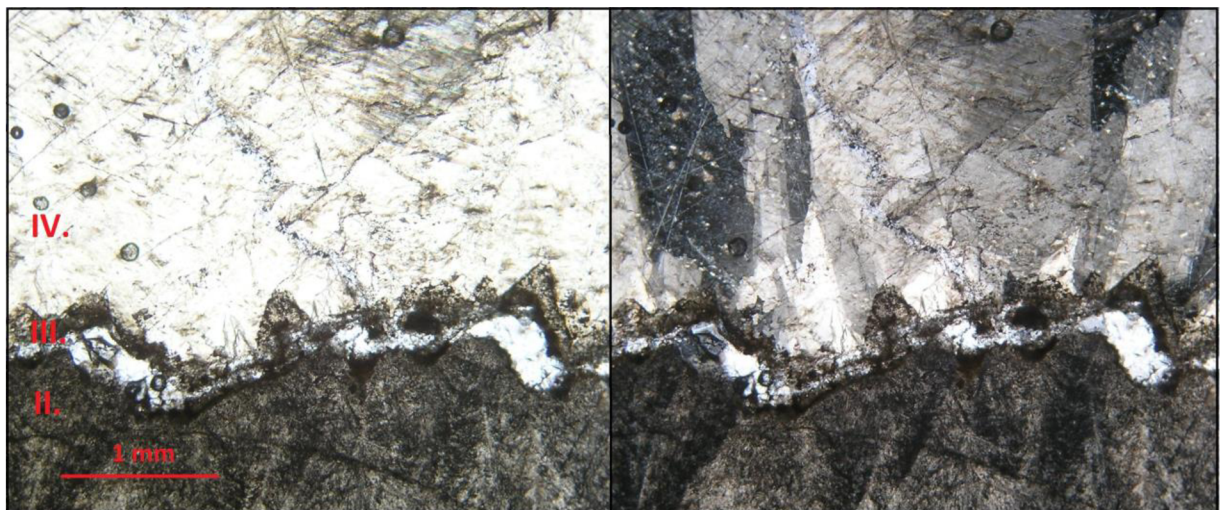
prostupují až do horniny mladší žilky (obr. 18). Mezi zónou II. a IV. se nachází 0,25–0,5 mm tenká přechodová zóna III., která je tvořena zonálním bílo-hnědým kalcitem zakončeným plochami klence (obr. 19 a 20). Na něj narůstá zóna IV. s tmavě hnědým kalcitem, který je v PPL nažloutlý (obr. 19 a 20). Tato zóna je tvořena automorfně i hypautomorfně omezenými krystaly kalcitu střední zrnitosti. Ve středu se nachází pátá generace kalcitů. Tyto nejmladší kalcity jsou nažloutlé, relativně hruběji zrnité, s automorfně až hypautomorfně omezenými krystaly. Ve výbrusu č. 2 jsou zastoupeny pouze tři rozdílné zóny. Zóna I. je opět přechodová mezi horninou a vlastní žílou a zóna II. je tvořena šedohnědým kalcitem, jako ve výbrusu č. 1. Směrem do dutiny roste nejmladší III. generace kalcitu, která odpovídá kalcitu V. ve výbrusu č. 1. V krystalech kalcitu jsou viditelné deformační lamely (obr. 21). V optickém mikroskopu nejsou některé nejmladší krystaly viditelné, jelikož se při výrobě výbrusu nezachovaly.



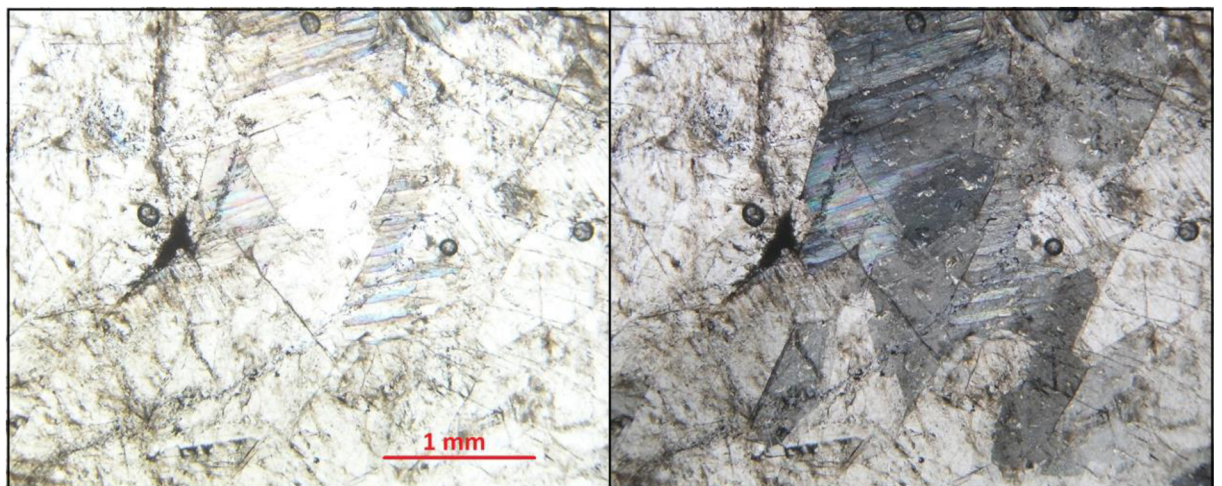
Obr. 18: Uprostřed fotografie se nachází přechodová zóna mezi kalcitovou žílou a horninou, která je protkána menšími žilkami směřující do horniny, nalevo záběr v PPL, napravo vzhled v XPL, výbrus č. 1.



Obr. 19: Na obrázku rostou krystaly směrem ke žlutému kalcitu. Tento růst znázorňuje tvorbu krystalů směrem ke středu žíly. Výbrus č. 1.



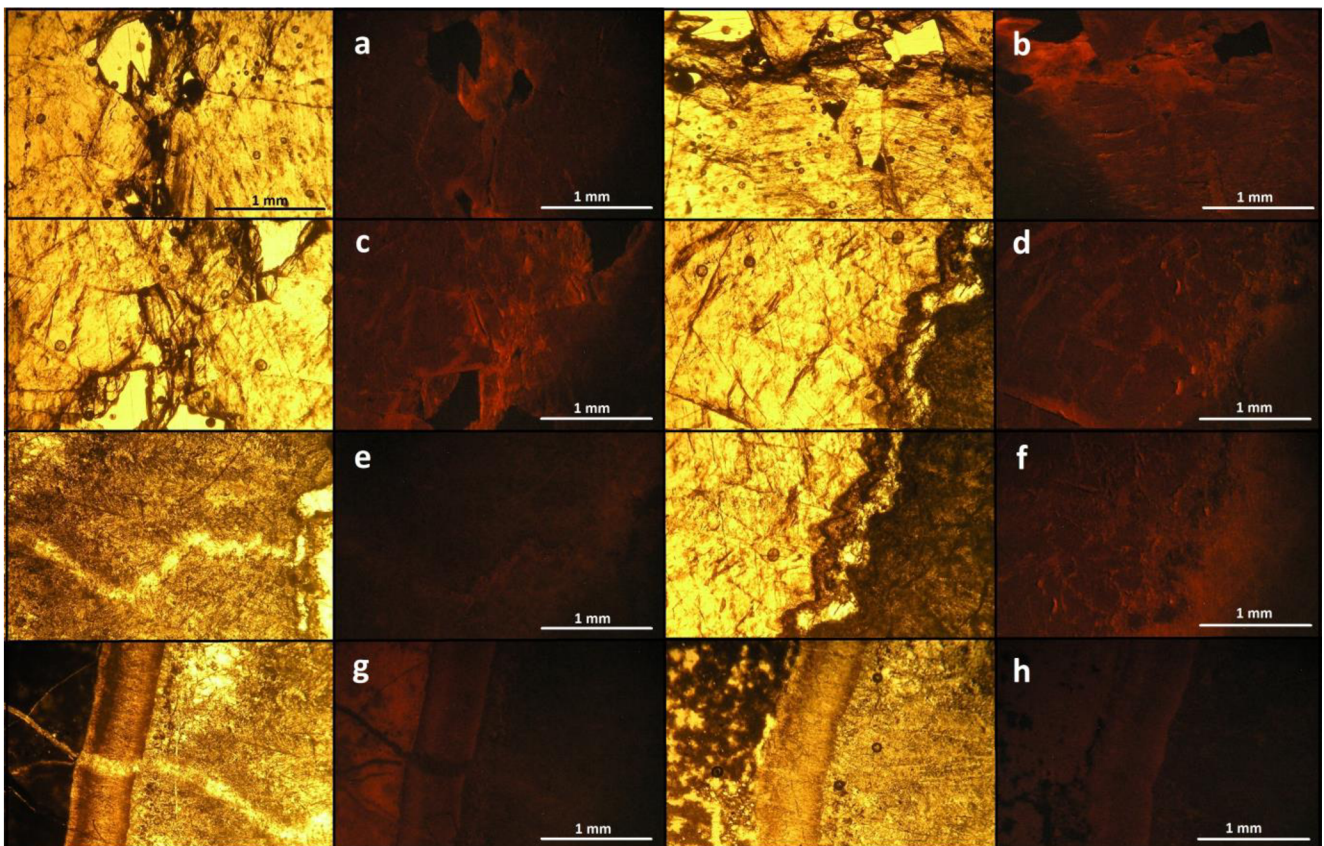
Obr. 20: Žíla tvořena hnědým a nažloutlým kalcitem. Nalevo záběr v PPL, napravo v XPL. Výbrus č.1.



Obr. 21: Nažloutlý kalcit s výraznými deformačními lamelami. Nalevo záběr v PPL, napravo v XPL. Výbrus č. 2, zóna III.

6.2.4. Katodová luminiscence

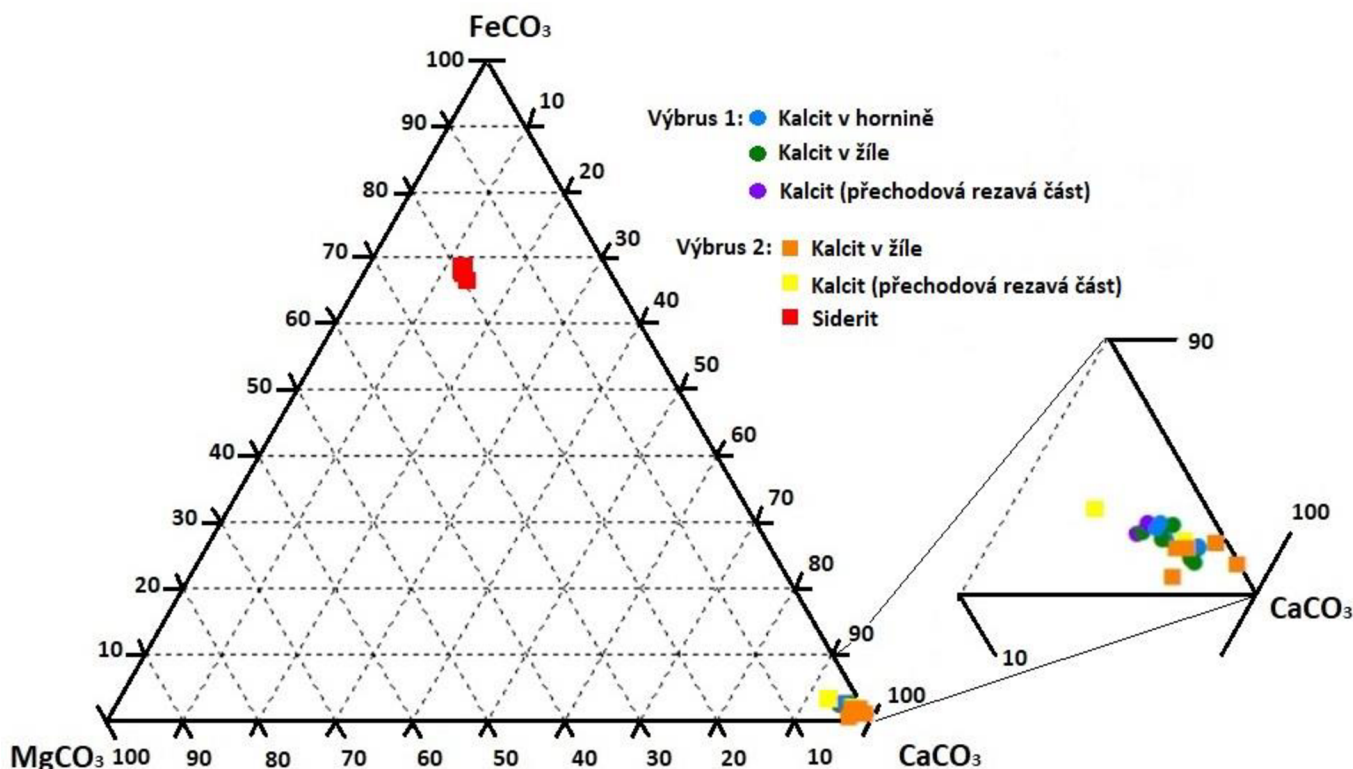
Katodová luminiscence byla využita pro odlišení generací karbonátů ve výbrusech 1 a 2. Luminiscence v karbonátech je způsobena přítomností manganu. Byly zjištěny tři rozdílné intenzity luminiscence. Nejsilnější jasně oranžovočervenou luminiscenci vykazují nejmladší krystaly kalcitu na obr. 22a-c. Kalcitové žilky na obr. 22d a 22f vykazují výraznější oranžovočervenou luminiscenci. Na obr. 22e má protínající světlejší kalcitová žíla výraznější oranžovočervenou luminiscenci než okolní tmavší žilka. Nejslabší oranžovočervenou luminiscenci je možné pozorovat v hornině v obr. 22g, h.



Obr. 22: Vlevo: Snímky kalcitových žil a horniny v PPL. Vpravo: Snímky v katodové luminiscenci. Snímky a až f zobrazují vliv luminiscence na kalcitové žily. Snímek g a h zachycuje katodovou luminiscenci horniny (na snímcích vlevo).

6.2.5. Elektronová mikroanalýza

Pomocí elektronové mikroanalýzy (EDS) bylo ve výbrusech 1 a 2 provedeno dohromady 27 analýz karbonátů. Analyzován byl kalcit v karbonátové hornině a v žilovině. Výsledky analýz jsou shrnuty v tabulkách 2 a 3. EDS analýzou byl zjištěn převážně kalcit, v menší míře i zrna sideritu (obr. 23).



Obr. 23: Ternární diagram chemického složení karbonátu. Dominantní složkou karbonátové konkrce je CaCO_3 .

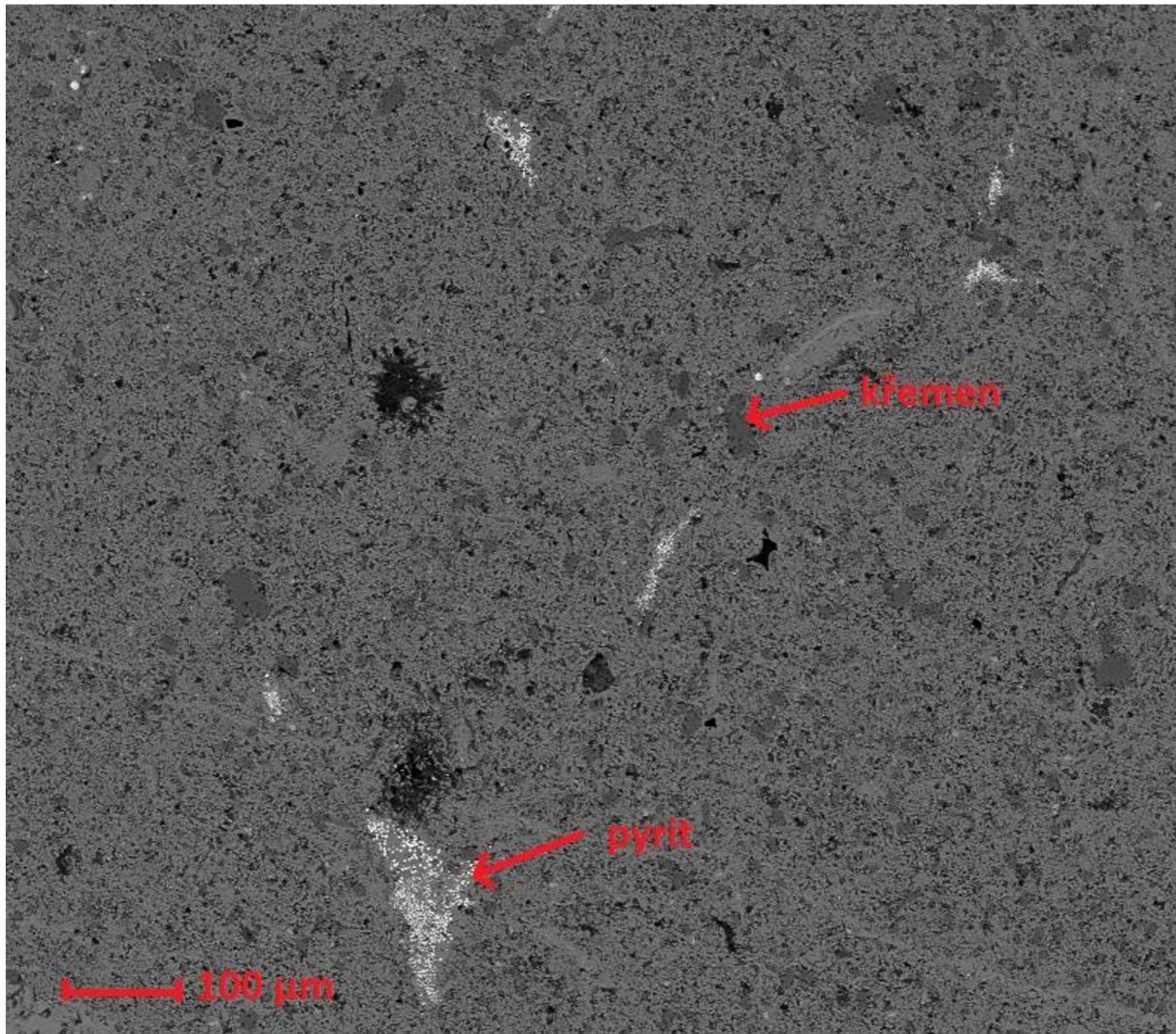
V prvním případě jde většinou o chemicky velmi čisté kalcity (93,5–96,7 mol. % kalcitové komponenty) se stopovou příměsí Fe, Mg, Mn, Sr a Ba. Ve výbrusu č. 1 se kalcity s nejvyšším obsahem Ca (0,967 apfu) (tab. 2), nachází v šedobílém kalcitu (zóna II.) a také v hnědém kalcitu (zóna IV). Kalcit s nejnižším obsahem Ca (0,935 apfu) byl zjištěn v oranžovohnědé (rezavé) přechodové zóně mezi horninou a bílošedým kalcitem (zóna I.). Kromě Ca kalcit obsahuje 1,3–2,9 mol. % sideritové komponenty (0,013 až 0,028 apfu Fe) a podobné množství magnezitové komponenty, tj. 1,0–2,8 mol. % (0,010 až 0,028 apfu Mg). Dále bylo zjištěno velmi nízké množství příměsí Mn (0,004–0,009 apfu), Sr (0,003–0,005 apfu) a Ba (0,002 apfu). Ve výbrusu č. 2 byl v zóně II. analyzován kromě kalcitu i siderit, který je reprezentován nepravidelnými xenomorfními zrny (obr. 24). Siderit obsahuje zvýšené množství magnezitové komponenty (18,8–19,4 mol. %). Dále obsahuje kalcitovou komponentu s 12,1–13,6 mol. % (0,121–0,136 apfu Ca). Kalcit ve výbrusu č. 2 obsahuje až

98,2 mol. % kalcitové komponenty. Pomocí elektronové mikrosondy byl také identifikován pyrit a křemen (obr. 25). Křemen se vyskytuje v podobě tmavě šedých xenomorfních zrn a společně s karbonátem vytváří hlavní součásti karbonátové konkrece. Pyrity v hornině mají framboidální tvar, který je charakteristický nepravidelnými shluky kulovitých bílých agregátů.

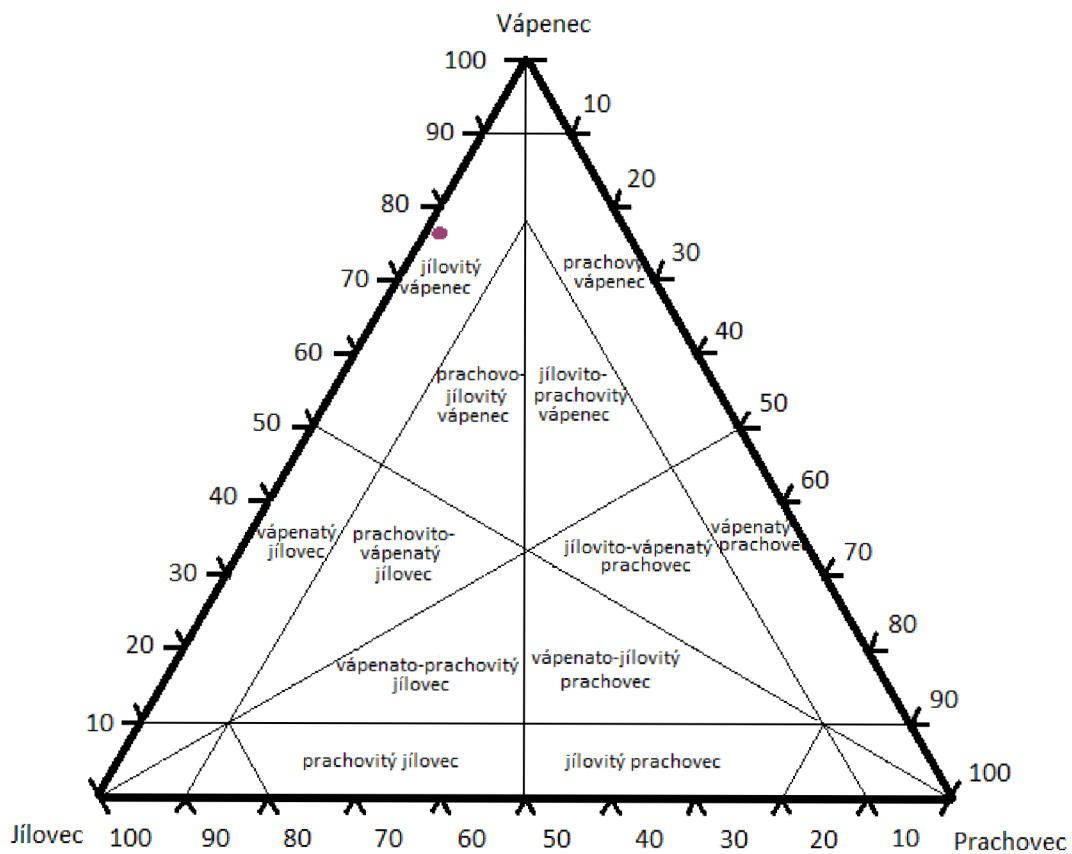


Obr. 24: Xenomorfní zrna sideritu obklopená kalcitem ve výbrusu č. 2 (zóna II.); (foto: J. Kapusta).

Elektronovou mikrosondou byla pořízena BSE fotografie (obr. 25), která byla využita pro semikvantitativní analýzu horniny (306 bodů). Převážná část horniny je tvořena kalcitem (75,8 %). Dále obsahuje jílovou frakci tvořenou drobnými zrnky křemene (22,9 %) a framboidálními pyrity (1,3 %). Složení karbonátové konkrece zobrazuje diagram na obr. 26, ve kterém hornina odpovídá jílovitému vápenci.



Obr. 25: Hornina tvořená karbonátem světle šedé barvy s xenomorfními zrny křemene (tmavě šedé) a pyritu s framboidálním tvarem. Výbrus č. 2, BSE obraz (foto J. Kapusta).



Obr. 26: Trojsložkový systém vápenec–jílovec–prachovec (Konta 1973). Na základě výsledků semikvantitativní analýzy může být hornina klasifikována jako jílovitý vápenec.

Tab. 2: Výsledky chemické analýzy karbonátů ve vzorku č. 1, H – hornina, Ž – žíla.

Analyzá	H	H-Ž	Ž	Ž	Ž	Ž	Ž	Ž	Ž	Ž	H	Ž	H-Ž	H	H
Vzorek	1														
Minerál	Kalcit														
MnO	0,59	0,00	0,00	0,43	0,55	0,26	0,58	0,00	0,42	0,60	0,50	0,52	0,62	0,50	0,59
FeO	1,61	1,66	1,94	1,08	1,19	1,06	1,62	1,80	0,93	1,36	1,42	1,99	2,05	1,89	1,98
MgO	0,78	1,08	0,75	0,56	0,58	0,62	0,82	1,04	0,59	0,41	0,43	0,59	0,88	0,80	0,71
CaO	53,81	50,65	54,44	54,40	53,70	55,34	53,67	53,42	54,76	55,72	56,63	53,79	52,99	52,67	52,90
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31	0,36	0,27	0,49	0,49	0,33
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,00	0,27	0,00	0,00
Celkem	56,79	53,39	57,13	56,47	56,02	57,28	56,69	56,26	56,7	58,4	59,6	57,16	57,3	56,35	56,51
Mn ²⁺	0,008	0,000	0,000	0,006	0,008	0,004	0,008	0,000	0,006	0,008	0,007	0,007	0,009	0,007	0,008
Fe ²⁺	0,022	0,024	0,027	0,015	0,017	0,014	0,022	0,025	0,013	0,018	0,019	0,027	0,028	0,026	0,028
Mg ²⁺	0,019	0,028	0,018	0,014	0,014	0,015	0,020	0,026	0,014	0,010	0,010	0,014	0,022	0,020	0,018
Ca ²⁺	0,950	0,948	0,955	0,965	0,961	0,967	0,949	0,949	0,967	0,961	0,959	0,948	0,935	0,942	0,943
Sr ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,003	0,005	0,005	0,003
Ba ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000
Kat	0,999	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	1,001	1,000	1,000

Tab. 3: Výsledky chemické analýzy karbonátů vzorku č. 2, H – hornina, Ž – žíla.

Analyzá	H-Ž	H-Ž	Ž	Ž	Ž	Ž	Ž	Ž	Ž	Ž	Ž	Ž
Vzorek	2											
Minerál	Kalcit			Siderit					Kalcit			
MnO	0,00	0,35	0,40	0,25	0,30	0,40	0,30	0,32	1,07	0,25	0,67	0,00
FeO	2,46	1,56	1,33	46,79	47,07	46,80	46,63	47,11	1,75	1,01	1,39	0,52
MgO	1,52	0,53	0,57	7,20	7,53	7,63	7,49	7,45	0,14	0,00	0,75	1,07
CaO	52,87	54,74	55,07	6,51	6,98	7,48	6,65	6,52	64,56	62,09	56,69	58,75
SrO	0,40	0,29	0,40	0,00	0,26	0,25	0,00	0,00	0,00	0,27	0,77	0,42
BaO	0,32	0,32	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,39
Celkem	57,57	57,79	58,22	60,75	62,14	62,56	61,07	61,40	67,52	63,62	60,52	61,15
Mn ²⁺	0,00	0,005	0,005	0,004	0,004	0,006	0,004	0,005	0,013	0,003	0,009	0,000
Fe ²⁺	0,034	0,021	0,018	0,686	0,673	0,663	0,678	0,682	0,020	0,012	0,018	0,007
Mg ²⁺	0,037	0,013	0,014	0,188	0,192	0,193	0,194	0,192	0,003	0,000	0,017	0,024
Ca ²⁺	0,924	0,956	0,956	0,122	0,128	0,136	0,124	0,121	0,964	0,982	0,947	0,963
Sr ²⁺	0,004	0,003	0,004	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,007	0,004
Ba ²⁺	0,002	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002
Kat	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	1,000	1,000

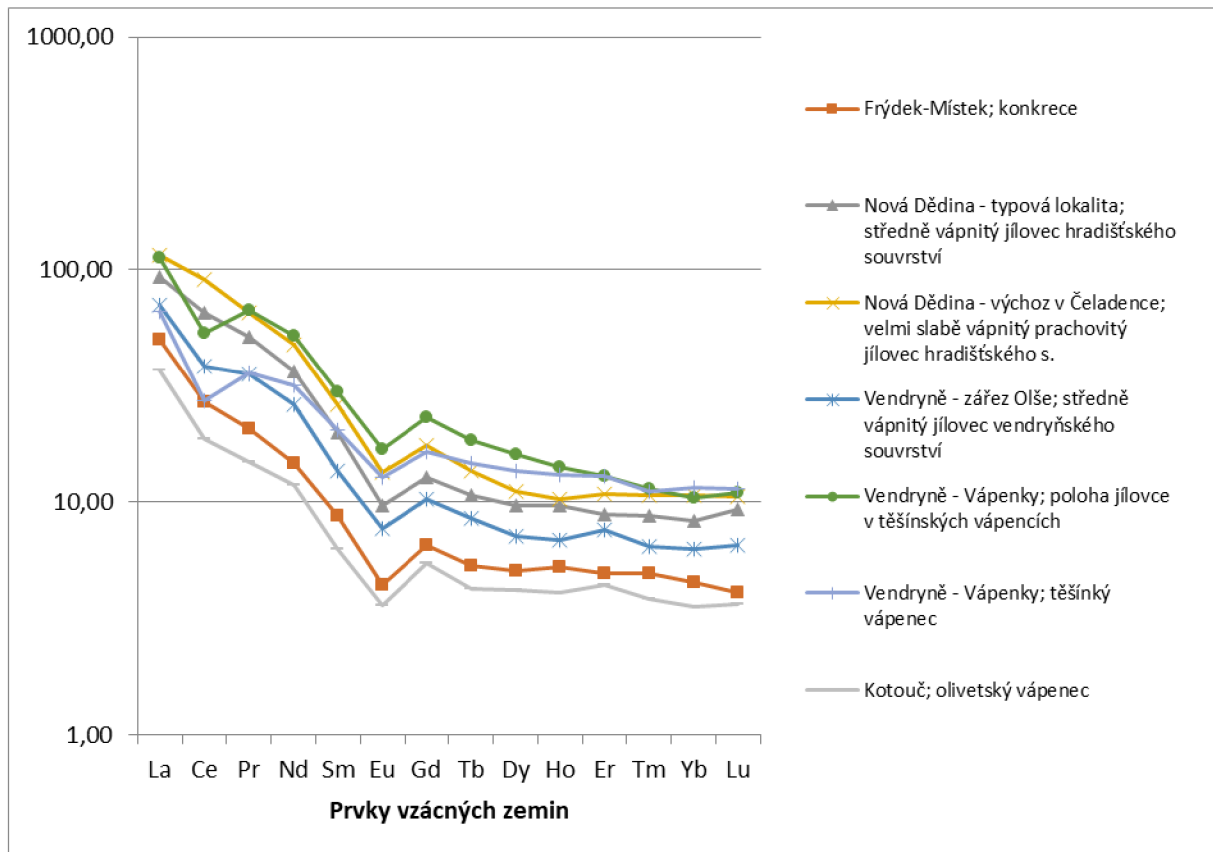
6.2.6. Celkový chemismus

Obsahy hlavních i stopových prvků můžeme nalézt v tabulkách. 4 až 6. V tabulkách je, kromě chemismu karbonátové konkrce (analyzována byla pouze hornina bez makroskopicky viditelných žilek) také pro porovnání uvedeno chemické složení jílovců z Nové Dědiny a Vendryně a vápenců z Vendryně a Kotouče (typové lokality pro hradištského a vendryňského souvrství a štramberské a olivetské vápence). Nejvíce zastoupenou složkou ve vzorku konkrce podle je CaO (36,7 hm. %) (tab. 4). Tento obsah je víceméně srovnatelný s obsahem CaO (36,67 hm. %) ve středně vápnitém jílovcu vendryňského souvrství v zářezu Olše. Obsahem SiO₂ (16,28 hm. %), Al₂O₃ (3,34 hm. %), MgO (1,73 hm. %) je studovaný vzorek opět srovnatelný s jílovcem vendryňského souvrství ze zářezu Olše (tab. 4). V konkrce byly zjištěny vyšší obsahy P₂O₅ (1,06 hm. %) a Fe₂O₃ (7,1 hm. %) než v ostatních analyzovaných sedimentech. Dále jsou v konkrce relativně nízké obsahy TiO₂ (0,13 hm. %), Na₂O (0,04 hm. %) a K₂O (0,53 hm. %), které jsou srovnatelné se vzorkem olivetského vápence, který obsahuje 0,09 hm. % TiO₂, 0,05 hm. % Na₂O a 0,37 hm. % K₂O. Obsahy celkového uhlíku ve vzorku dosahují hodnot 9,01 hm. % TOT/C. Obsah uhlíku je podobný hlavně v jílovcu ze zářezu Olše (9,36 hm. %) a také v těšínském vápenci z Vápenek (10,87 hm. %). Obsah celkové síry (0,1 hm. % TOT/S) je podobný hodnotám v olivetském vápenci (0,15 hm. % TOT/S) a v jílovcu ze zářezu Olše (0,25 hm. % TOT/S).

Ze stopových prvků dosahuje v konkrce nejvyšších hodnot obsah Sr (863 ppm). Na rozdíl od ostatních hornin z typových lokalit je obsah stroncia v konkrce značně zvýšený. Srovnatelných hodnot (703 ppm Sr) dosahují pouze jílovce vendryňského souvrství ze zářezu Olše. Dále dosahují v konkrce vyšších hodnot obsahy Ba (86 ppm) a Zr (58 ppm). Tyto hodnoty by se daly také srovnat s hodnotami jílovce ze zářezu Olše, který obsahuje 79 ppm Ba a 54,8 ppm Zr. Ve studovaném vzorku jsou hodnoty obsahů Nb, Pb, Rb, Th a V srovnatelně vysoké jako obsahy těchto prvků v olivetském vápenci z Kotouče. Obsahy Cu, Ga, Zn a Y dosahují opět podobných hodnot jako jílovec z Olše. Hodnota Co (9 ppm) je víceméně srovnatelná s obsahy Co ve studovaných sedimentech vendryňského a hradištského souvrství. Obsahy stopových prvků Ag, As, Cs, Cd, Hf, Mo, Ta a U dosahují velmi nízkých hodnot obvykle <0,1 až 1 ppm (tab. 5.)

Obsahy prvků vzácných zemin normalizované na chondrit C1 v karbonátové konkrce a v sedimentech z typových lokalit slezské jednotky zobrazuje obr. 26. Štramberský vápenec není v diagramu uveden vzhledem k nízkým hodnotám REE na hranici detekce přístroje. Karbonátová konkrce je nabožacena na LREE a dosahuje hodnot 102 ppm, podobně jako u

olivetského vápence (77 ppm). Obsahy jednotlivých prvků vzácných zemin v konkraci jsou nejvíce podobné olivetskému vápenci z Kotouče a těšínskému vápenci z lokality Vápenky u Vendryně (tab. 6). Nejvyššího obsahu REE dosahuje vendryňský jílovec (405 ppm) z lokality Vápenky. Na obr. 27 vykazují křivky všech vzorků podobný průběh, při kterém dochází k postupnému poklesu od La až k Lu s negativní Ce anomálií ($Ce/Ce^* = 0,39-0,95$) a negativní Eu anomálií ($Eu/Eu^* = 0,59-0,70$). Slabou pozitivní Ce anomálií ($Ce/Ce^* = 1,05$) vykazuje jediné jílovec z lokality Čeladenka z Nové Dědiny.



Obr. 27: Chondritem (C1) normalizovaná distribuce prvků vzácných zemin (podle Barrat et al. 2012) ve studované konkraci a v horninách z typových lokalit.

Tab. 4: Obsahy oxidů hlavních prvků v karbonátové konkreci a vybraných sedimentech z typových lokalit slezské jednotky (v hm. %). LOI – ztráta žháním, TOT/C – celkový uhlík, TOT/S – celková síra.

Lokalita	Frýdek-Místek	Nová Dědina		Vendryně			Kotouč	
		typ. lokalita	Čeladenka	Zářez Olše	Vápenky			
Typ	konkrece	jílovec				těš. vápenec	štram. vápenec	oliv. vápenec
P ₂ O ₅	1,06	0,07	0,13	0,18	0,18	0,06	0,12	0,52
SiO ₂	16,28	43,31	51,76	19,59	40,7	9,53	0,32	4,95
TiO ₂	0,13	0,42	0,52	0,25	0,31	0,03	<0,01	0,09
Al ₂ O ₃	3,34	8,8	9,19	5,01	6,24	0,9	0,04	1,68
Cr ₂ O ₃	0,004	0,009	0,009	0,006	0,005	<0,002	<0,002	0,003
Fe ₂ O ₃	7,1	2,42	3,56	2,33	2,09	0,77	0,09	0,58
MnO	0,46	0,03	0,04	0,03	0,05	0,15	0,03	0,02
MgO	1,73	0,86	1,67	1,79	0,82	0,58	0,56	0,89
CaO	36,7	21,25	14,7	36,67	25,34	48,41	55,4	50,5
Na ₂ O	0,04	0,4	0,47	0,3	0,43	0,08	0,02	0,05
K ₂ O	0,53	1,43	1,37	0,98	1,38	0,17	0,01	0,37
LOI	32,4	20,8	16,4	32,7	22,3	39,2	43,4	40,3
SUMA	99,77	99,80	99,82	99,84	99,85	99,88	99,99	99,95
TOT/C	9,01	5,37	4,55	9,36	3,58	10,87	12,54	11,39
TOT/S	0,1	0,03	1	0,25	<0,02	<0,02	<0,02	0,15

Tab. 5: Obsahy stopových prvků v karbonátové konkreci a vybraných sedimentech z typových lokalit slezské jednotky (v ppm).

Lokalita	Frýdek-Místek	Nová Dědina		Vendryně			Kotouč	
		typ.lokalita	Čeladenka	Zářez Olše	Vápenky			
Typ	konkrece	jílovec				těš.vápenec	štram.vápenec	oliv.vápenec
Ag	<0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,4	0,1	<0,1
As	0,7	3,2	9,0	4,4	2,5	1,1	<0,5	2,7
Ba	86,0	109,0	121,0	79,0	94,0	13,0	7,0	30,0
Cd	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,3	0,2	0,2	0,4
Co	9,0	6,7	11,2	3,4	14,3	8,3	2,6	2,6
Cs	1,1	4,5	5,2	2,9	3,1	0,3	<0,1	1,2
Cu	8,5	43,6	19,5	8,3	56,2	5,5	0,5	3,9
Ga	5,6	9,6	10,1	4,8	6,7	<0,5	<0,5	0,5
Hf	0,9	2,5	4,4	1,4	2,3	0,3	<0,1	0,5
Mo	<0,1	1,1	2,8	0,4	1,6	1,0	<0,1	<0,1
Nb	3,3	10,4	11,8	5,1	6,0	0,9	0,2	2,0
Pb	2,4	8,1	13,4	5,8	7,9	1,8	0,4	2,2
Rb	22,1	76,1	73,4	45,8	59,4	7,6	0,5	18,7
Sr	863,0	397,0	368,0	703,0	375,0	530,0	196,0	169,0
Ta	0,2	0,7	0,9	0,3	0,4	<0,1	<0,1	0,1
Th	2,7	7,1	8,1	4,2	5,5	0,7	<0,2	1,4
U	1,1	2,7	2,1	1,3	1,7	0,8	<0,1	0,5
V	22,0	82,0	86,0	64,0	57,0	<8	<8	19,0
Zn	23,0	45,0	48,0	31,0	39,0	19,0	5,0	12,0
Zr	58,1	91,2	162,2	54,8	84,6	11,8	1,0	19,6

Tab. 6: Obsahy prvků vzácných zemin v karbonátové konkreci a vybraných sedimentech z typových lokalit slezské jednotky. Σ LREE – součet lehkých prvků vzácných zemin (La-Gd); Σ HREE – součet těžkých prvků vzácných zemin (Tb-Lu + Y); Σ REE – součet Σ LREE a Σ HREE; Ce/Ce* a Eu/Eu* – anomálie (v ppm).

Lokalita	Frýdek-Místek	Nová Dědina		Vendryně			Kotouč	
		typ.lokalita	Čeladenka	Zářez Olše	Vápenky			
Typ	konkrece	jílovec				těš.vápenec	štram.vápenec	oliv.vápenec
Ce	0,84	0,95	1,05	0,77	0,62	0,56	0,39	0,79
Dy	5,04	9,69	11,06	7,17	15,98	13,54	0,98	4,17
Er	4,94	8,86	10,9	7,65	13,01	12,89	1,20	4,40
Eu	0,59	0,61	0,63	0,65	0,64	0,70	0,69	0,61
Gd	6,50	12,77	17,48	10,24	23,11	16,46	1,07	5,44
Ho	5,30	9,72	10,25	6,89	14,13	13,07	0,88	4,06
La	50,21	93,62	115,74	70,21	113,19	65,96	5,96	37,02
Lu	4,07	9,35	10,57	6,50	10,98	11,38	0,81	3,66
Nd	14,66	36,42	47,41	26,29	52,16	31,68	1,72	11,85
Pr	20,77	51,43	65,82	35,49	66,7	35,93	1,98	14,95
Sm	8,76	19,80	26,14	13,59	29,87	20,46	0,52	6,27
Tb	5,33	10,67	13,6	8,53	18,4	14,67	0,80	4,27
Tm	4,96	8,78	10,69	6,49	11,45	11,07	0,76	3,82
Y	12,70	15,00	18,10	13,70	24,90	28,4	2,90	10,10
Yb	4,52	8,27	10,65	6,31	10,48	11,55	0,77	3,57
Σ LREE	102	216	274	157	286	172	12	77
Σ HREE	47	80	96	63	119	117	9	38
Σ REE	149	296	370	220	405	289	21	115
Ce/Ce*	0,84	0,95	1,05	0,77	0,62	0,56	0,39	0,79
Eu/Eu*	0,59	0,61	0,63	0,65	0,64	0,70	0,69	0,61

7. Diskuse

Na základě semikvantitativní analýzy mohou být karbonátové konkrerce ze Starého Města u Frýdku-Místku označeny jako jílovitý vápenec. Karbonátové konkrerce vznikají především v porézním prostředí působením difundujících roztoků (Wu et al. 2021). Podle McCoye (2014) se konkrerce tvoří především ukládáním materiálu kolem určitého jádra v počátku diagenese. V centrech konkrerce se mohou vyskytovat i různé fosilie (Wu et al. 2021). Ve studovaných konkrercích od Frýdku-Místku ale nebylo nalezeno jádro, což by mohlo vést k domněnce, že jejich geneze může být rozdílná oproti klasickým konkrercím. Ve vzorcích nebyly makroskopicky ani mikroskopicky nalezeny žádné úlomky fosilií. Studovaný materiál se konkrercím podobá hlavně svým bochníkovitým tvarem, minerálním složením, bohatou mineralizací a povrchem potažený „limonitem“. Jednou z možných příčin vzniku studovaných konkrercí může být, že karbonátový materiál, který se během diagenese zpevnil, v důsledku tlaků pórových fluid popraskal a vzniklé trhliny byly postupně vyplňovány hydrotermálními roztoky. Během působení hydrotermálních roztoků docházelo ke změně P-T podmínek nebo k mírné změně jejich složení. To je doloženo barevně a zrnitostně rozdílnými generacemi kalcitu zjištěnými v mineralizacích makroskopicky (za normálního osvětlení a v UV světle) a při mikroskopickém pozorování (v polarizovaném světle a v katodové luminiscenci). Ve studovaných karbonátových konkrercích bylo zjištěno až pět generací kalcitu, v malé míře byl zastoupen siderit a ojediněle pyrit. Při zkoumání UV světlem dosahuje jemnozrná generace kalcitu žlutých odstínů, zatímco hrubozrné kalcity mají narůžovělý nádech. Katodovou luminiscencí byly zjištěny tři odlišné intenzity luminiscence, které jsou způsobeny přítomností manganu. Intenzita luminiscence je vázaná na zonalitu žíly a stoupala směrem od okraje (hnědočervená luminiscence) až ke středu, kde se nachází čiré kalcity s oranžovočervenou luminiscencí. V karbonátové konkrerci z lokality u Frýdku-Místku je dominantní složkou již zmíněný kalcit. Zatímco karbonátové konkrerce z výzkumů Buriánka et al. (2011) a Matýska a Bubíka (2012) jsou tvořeny hlavně sideritem. Kalcit v těchto karbonátových konkrercích najdeme jen jako akcesorický minerál společně s albitem, muskovitem a chloritem.

Karbonátové konkrerce z lokality u Frýdku-Místku se ve stavebním odkryvu dálničního obchvatu nacházely společně s horninami slezské jednotky (vápenci, pískovci hradištského souvrství a horninami těšinitové asociace). V odkrytém profilu (lokality B1, B2 a B3; obr. 8, 9 a 10) byly tyto horniny součástí zrnitostně nevytříděného sedimentu a místy vytvářely neuspořádané až chaotické zvrstvení, tzv. melanž. Toto uspořádání může být pravděpodobně

způsobeno násunovým zlomem (přesmykem), který podle geologické mapy (obr. 4) prochází studovanou lokalitou. V případě karbonátových konkrecí se tak může jednat i o zbytky skluzového tělesa (olistolitu), které se do této geologické pozice mohly dostat právě díky pohybům podél zmíněného zlomu.

Dále lze z výsledků analýz chemického složení karbonátové konkrece usuzovat na jistou podobnost s jílovcem z lokality Vendryně ze zářezu Olše, a to na základě obsahu oxidů některých hlavních prvků (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 a CaO). Obsah SiO_2 odráží pelitickou příměs zrněk křemene ve vápenci v souladu s označením horniny termínem jílovitý vápenec. Obsah prvků vzácných zemin v karbonátové konkreci je obdobný jako v olivetském vápenci z Kotouče a s vápnitým jílovcem ze zářezu Olše ve Vendryni. Jílovce hradištského souvrství mají celkové obsahy REE sice vyšší v porovnání s karbonátovou konkrecí, ale anomálii Ce mají stejně nevýraznou (tab. 6). Ze stopových prvků má nejvyšší zastoupení především Sr s hodnotou 863 ppm. Zvýšené obsahy Sr jsou běžné pro těšínské vápence, ze kterých je známá i stroncianitová mineralizace (např. Chmiel 2002 a 2003). Stroncianit ale nebyl na žilkách ve studované konkreci nalezen. Podle Adamové et al. (1992) byly těšínské vápence nalezeny v okolí obce Skalice jv. od Frýdku-Místku. Zmíněné vendryňské souvrství vystupuje v okolí Frýdku-Místku také podle Golonky et al. (2008). Pro toto souvrství je charakteristické střídání slínovců a jílovců s polohami pelitických vápenců. Ve vyšších polohách vendryňského souvrství se nachází různě velké, zaoblené bloky různorodých vápenců, dosahující velikosti až 70 cm. Z výše uvedeného lze předpokládat, že studované karbonátové konkrece mohou náležet k vendryňskému souvrství a do sedimentární pánve se mohly dostat jako součást skluzového tělesa. Přesunem příkrovů flyšového pásma byly následně přemístěny a spolu s horninami hradištského souvrství zapracovány do prostoru plochy násunového zlomu.

8. Závěr

Tato bakalářská práce se zabývala karbonátovými konkracemi bochníkovitého tvaru s žilnou mineralizací ze zářezu dálničního ochvatu poblíž Starého Města u Frýdku-Místku. Pomocí makroskopického a mikroskopického studia a semikvantitativní analýzy bylo zjištěno, že se jedná o jílovitý vápenec. Ve výplni žil protínajících konkrace bylo v rámci makroskopického a mikroskopického pozorování, UV luminiscence a katodové luminiscence identifikováno až pět generací kalcitu. Z dalších minerálů byl v žilce vzácně identifikován siderit a pyrit. Studovaná karbonátová konkrace je zajímavá také tím, že bez přítomnosti stroncianitu v žilkách, obsahuje zvýšený obsah Sr.

Podle celkového chemismu byla karbonátová konkrace porovnána se sedimenty slezské jednotky z typových lokalit v Nové Dědině, ve Vendryni a Štramberku. Výsledky srovnání ukázaly, že se studovaný materiál svým chemismem podobá nejvíce sedimentům vendryňského souvrství. Karbonátové konkrace se do sedimentární pánve mohly dostat jako součást skluzového tělesa, která byla společně s horninami hradištského souvrství zapracována do oblasti násunového zlomu během přesunu příkrovů flyšového pásma.

9. Seznam literatury

Adamová M., Čurda J., Kašpárek M., Kratochvíla L., Lysenko L., Majer V., Menčík E., Müller V., Polášek S., Tomášek M. (1992): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000. List 25–22 Frýdek-Místek. – Český geologický ústav. Praha.

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 II. Západní Karpaty. – Ústřední ústav geologický. Praha.

Buriánek D., Bubík M., Krejčí O. (2011): Karbonátové konkrece moravskoslezských Beskyd (Česká republika). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 18, 2, 13–18. Brno.

Dostal J., Owen V. (1998): Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. – Geologische Rundschau, 87, 67–77.

Eliáš M. (1970): Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. – Sborník geologických věd, 18, 7-99. Praha.

Eliáš M. (1998a): Litostratigrafie a sedimentologie godulského souvrství s. s. v Moravskoslezských Beskydech. – Zprávy o geologických výzkumech, 35–37. Praha.

Eliáš M. (1998b): Sedimentologie podslezské jednotky. – Český geologický ústav, 8, 1-48. Praha.

Eliáš M. (2001): Rožnovské souvrství – Nové formální označení pro podmenilitové souvrství godulského vývoje slezské jednotky (Moravskoslezské Beskydy, Kelčská pahorkatina, Vnější Západní Karpaty) – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 27–28. Praha

Eliáš M., Skupien P., Vašíček Z., (2003): Návrh úpravy litostratigrafického členění nižší části slezské jednotky na českém území (Vnější Západní Karpaty). – Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské, 7-15. Ostrava.

Eliášová H. (1960): Vysvětlivky ke geologické generální mapě Ostrava. Makropaleontologie flyšového pásma Karpat. – MS archiv Českého geologického ústavu. Praha.

Gavula O. (2017): Petrologie silicitů flyšového pásma Západních Karpat na východním Slovensku. – Diplomová práce. Masarykova univerzita, Ústav geologických věd. Brno.

Golonka J., Matyasik I., Skupien P., Wieclaw D., Waškowska-Oliwa A., Krobicki M., Strzeboński P., Vašíček Z. (2008): Górnourasko-Dolnokredowe skaly macierzyste w zachodniej cześci Karpat fliszowych. – *Geologia*, 34, 3/1, 73–81. Krakow.

Hanzlíková E., Krhovský J., Švábenická L. (1982): Calcareous nannoplankton at the type locality of Frýdek Formation (Lower Maastrichtian). – *Sborník geologických věd, Paleontologie*, č. 25, 127-155, Praha.

Hohenegger L. (1861): Die geognostischen Verhältnisse der Nord-Karpathen in Schlesien und den angrenzenden Theilen von Mähren und Galizien. – Justus Perthes, 1-50. Gotha.

Hochstetter F. (1852): Notiz über die Kreideschichte am Fusse der Karpathen bei Friedek in K.-K. Schleisen. – *Jb. K. – Kön. Geol. Reichsanst.*, 3,4, 33-35. Wien.

Hovorka, D., Spišiak, J. (1988): Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. – Slovenská akadémia vied. Bratislava.

Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. – Akademie věd ČR. Praha.

Chmiel E. (2002): Pozoruhodné nálezy stroncianitu, ropy a asfaltu. – *Minerál*, 10, 5, 342–344. Brno.

Chmiel (2003): Nález celestinu v ropné dutině v obci Nebory. – *Minerál*, 11, 1, 28–31. Brno.

Konta J. (1973): Kvantitativní systém reziduálních hornin, sedimentů a vulkanoklastických usazenin. – Nakladatelství University Karlovy, pp 375. Praha.

Krejčí O., Adamová M, Bubík M, Fojt B, Přichystal A., Švábenická L. (1999): Geologická stavba slezské a podslezské jednotky v řečišti Bečvy u Choryně po odkrytí během povodně v roce 1997. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 6, 59-65. Brno.

Lucińska-Anczkiewicz A., Villa I. M., Anczkiewicz R., Ślaczka A., (2002): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. – *Geologica Carpathica*, 53, 45–52.

Matýsek D., Bubík M., (2012): Fosfát a pelokarbonát z pelitů podslezské jednotky na stavbě silnice R48 u Frýdku–Místku. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 19, 1–2, 88–91. Brno.

McCoy V. E. (2014): Concretions as agents of soft-tissue preservation. – The Paleontological Society Papers, 20, 147-162.

Menčík E., Adamová M., Dvořák J., Dudek A., Jetel J., Jurková A., Hanzlíková E., Houša V., Peslová H., Rybářová L., Šmíd B., Šebesta J., Tyráček J., Vašíček Z. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – Ústřední ústav geologický, Praha.

McLennan S. M., (1989): Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Process. – Review of Mineralogy, 21, 169-200.

Monecke T., Kempe U., Monecke J., Sala M., Wolf D. (2002): Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: A method of quantification with application to rock and mineral samples from granite related rare metal deposits. – Geochim. Cosmochim. Acta 66, 1185-1196.

Roth Z. (1962): Příspěvek ke stratigrafii a paleogeografii podslezské série severovýchodní Moravy. — In: Eliáš M. (eds.): Sedimentologie podslezské jednotky, pp. 29. Český geologický ústav, Praha.

Roth Z., Matějka A. (1953): Pelosiderity Moravskoslezských Beskyd. – Geotechnica, 16, 1-111. Praha.

Roth Z. et al. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-34-XIX. – Československá Akademie věd, 95-263. Praha.

Sawlowicz Z (1993): Pyrite framboids and their development: a new conceptual mechanism. – Geol. Rundschau, 82, 1, 148-156.

Sellés–Martínez J. (1996): Concretion morphology, clasification and genesis. – Earth-Science Reviews, 41, 177-210.

Schuchová K. (2016): Petrografical variability of teschenites from Bludovice near Nový Jičín. – Diplomová práce. Univerzita Palackého, Katedra geologie. Olomouc.

Skýpala J. (2014): Stronciová mineralizace těšínských vápenců (slezská jednotka Vnějších Západních Karpat). – Bakalářská práce. Univerzita Palackého, Katedra geologie. Olomouc.

Spišiak J., Hovorka D. (1997): Petrology of the Western Carpathians Cretaceous primitive alkaline volcanics. – Geologica Carpathica, 48, 113–121. Bratislava.

Stráník, Z., Menčík, E., Eliáš, M., Adámek, J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. – In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska, 107–122, Moravské zemské muzeum a Ústav geologických věd Masarykovy Univerzity, Brno.

Vašíček Z. (1972): Contribution to the fauna of the Lower Těšín Formation (Upper Jurassic) in the Třinec district. – Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské, 17, 2, 97-107. Ostrava

Wu Y., Luo S., Wang D., Burns J. S., Li E., DeGroot J. D., Yu Y., Zhang G. (2021): Origin, growth, and characteristics of calcareous concretions in the varved sediments of a Glacial Lake. – Engineering Geology, 287, 1–19. USA.

Internetové zdroje:

www1. – Turistická mapa [online] Dostupné z:

<https://mapy.cz/turisticka?x=18.3730855&y=49.6654001&z=15&source=muni&id=4753>

(cit. 9.11.2021)

www2. – Moravské Karpaty [online] Dostupné z:

<http://moravske-karpaty.cz/prirodni-pomery/geomorfologie/podbeskydska-pahorkatina/>

(cit. 9.11.2021)

www3. – ČGS mapa 1:50 000 [online] Dostupné z:

<https://mapy.geology.cz/geocr50/>

(cit. 9.2.2023)

www4. – Letecká mapa [online] Dostupné z:

<https://mapy.cz/letecka?x=18.3714503&y=49.6666150&z=15>

(cit. 31.3.2023)