

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

KATEDRA GEOLOGIE

**PETROGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA
VÁPENCE Z HRABŮVKY**

bakalářská práce

Eva Hejtmánková

Environmentální geologie

vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

konzultant: Mgr. Tomáš Lehotský, Ph.D.

Prohlašuji, že jsem zadanou bakalářskou práci vypracovala samostatně a všechnu použitou literaturu řádně cituji.

V Olomouci dne 9. 5. 2013

Poděkování

Na tomto místě bych ráda poděkovala RNDr. Dolníčkovi Ph.D. za jeho věcné rady, připomínky a především trpělivost. Dále bych ráda poděkovala svým blízkým za jejich nekonečnou oporu.

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Eva Hejtmánková

Název práce: Petrografická charakteristika vápence z Hrabůvky

Typ práce: bakalářská

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

Vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

Rok obhajoby práce: 2013

Abstrakt: Bakalářská práce pojednává o současném stavu výskytu izotopicky anomálního vápence z Hrabůvky a také o geologické minulosti oblasti styku Českého masívu a Západních Karpat. Neptunické žíly vápence vznikaly pod mořskou hladinou a protínají vrstevní plochy drob. Některé z žil jsou protínány mladšími žilami rekrystalizovaného kalcitu. Tato rekrystalizace mohla mít za následek změnu izotopového složení uhlíku. Detailní studium výbrusů vápence nasvědčuje původu horninových klastů z kulmu Nízkého Jeseníku, zejména ze starších částí moravického souvrství. Mimo podrobný makropopis a mikropopis bylo taktéž využito planimetrické analýzy. Většina vzorků odpovídala mikritickému vápenci, některé spadaly do pole organogenního vápence a minimum vzorků bylo charakterizováno jako petromiktní brekcie.

Klíčová slova: kulm Nízkého Jeseníku, karpatská předhlubeň, flyš, Moravská brána, vápenec

Počet stran: 40

Počet příloh: 0

Jazyk: čeština

Bibliographical identification

Autor's first name and surname: Eva Hejtmánková

Title: Petrographic characterization of limestone from Hrabůvka

Type of thesis: bachelor

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

Supervisor: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

The year of presentation: 2013

Abstract: The bachelor thesis deals about present state of the occurrence of isotopically anomalous limestone from Hrabůvka and about geological evolution in contact area of the Bohemian Massif and the Western Carpathians. Neptunic dykes formed by limestone are of marine origin. Some of them are cut by recrystallized calcite veins. This recrystallization can change isotopic composition of carbon. A detailed investigation of thin sections prepared from limestone indicates that lithic clasts originated from the Culm of the Nízký Jeseník, especially from the lower parts of the Moravice Formation. Along with macroscopic and microscopic description the planimetric analysis was performed. Most of samples can be characterized as micrite limestone and some of them as organodetrital limestone or petromict breccias.

Keywords: Culm of the Nízký Jeseník, Carpathian Foredeep, flysch, Moravian Gate, limestone

Number of pages: 40

Number of appendices: 0

Language: Czech

Obsah

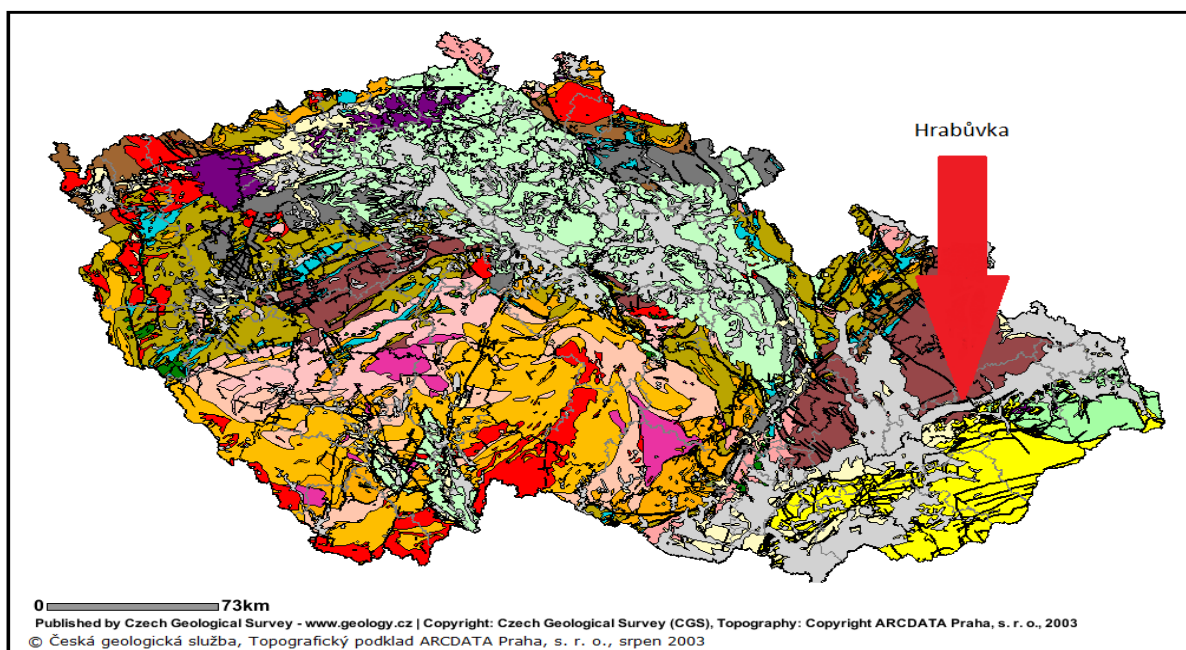
1 Úvod	1
2 Geologická charakteristika	2
2.1 Karpatská předhlubeň	2
2.2 Kulm Nízkého Jeseníku	3
2.3 Moravská brána.....	9
2.4 Geologické poměry hrabůvského lomu	11
3 Přehled dosavadních informací o vápenci z Hrabůvky.....	14
4 Metodika	15
5 Terénní etapa.....	16
6 Laboratorní etapa	20
6.1 Makropopis vápence	20
6.2 Mikroskopický popis	21
6.2.1 Křemen.....	21
6.2.2 Muskovit	21
6.2.3 Glaukonit	22
6.2.4 Opakní minerály	23
6.2.5 Droba	23
6.2.6 Pískovec	24
6.2.7 Slepeneč	25
6.2.8 Prachovec.....	27
6.2.9 Silicit.....	27
6.2.10 Fylit.....	28
6.2.11 Břidlice.....	28
6.2.12 Kvarcit	29
6.2.13 Fosilie.....	30
6.2.14 Mikrit	32
6.2.15 Póry	32
6.2.16 Kalcit.....	32
6.3 Výsledky planimetrie	33
7 Diskuze	35
8 Závěr	38
9 Použitá literatura	39

1 Úvod

Lom Hrabůvka, jímž jsou odkryty spodnokarbonské kulmské sedimenty, se nachází ve stejnojmenné obci. Ta je vzdálená od známějších Hranic na Moravě zhruba 4 km sz. směrem a rozkládá se v malebném pomezí dvou velkých geologických a geomorfologických celků – Českého masívu a Západních Karpat. Přesnou polohu můžeme vidět na obrázku 1. Severní část náleží Nížkému Jeseníku (obr. 3) tvořenému zejména břidlicemi, prachovci a drobami. Jižní část náleží Moravské bráně, která je typická mladotřetihorními až čtvrtohorními jíly a sprašemi.

Lom, jehož činnost byla zahájena na přelomu 18. až 19. století, vyrábí kvalitní drcené kamenivo určené zejména k výstavbě a obnově železničních tratí (URL 1). V lomu Hrabůvka byl v nedávné době (Dolníček et al. 2002) popsán výskyt vápence s anomálním izotopovým složením uhlíku ($\delta^{13}\text{C}$ = cca -30 ‰ PDB).

Cílem této bakalářské práce je provést zdokumentování současného stavu výskytu a na základě detailnějšího laboratorního studia odebraných vzorků se vyjádřit ke složení vápence a jeho možné genezi. Práce by měla významně rozšířit dosavadní poznatky o geologické pozici výskytu, látkovém složení a provenienci klastické příměsi a případně i stáří horniny. Jeden z důvodů, proč jsem zvolila toto téma bakalářské práce, je, že studovaná oblast se nachází v blízkosti mého bydliště, další důvod je pouto osobní.



Obr. 1: Geologická mapa České republiky s označením polohy lokality Hrabůvka

Ukládání sedimentů karpátu na severní Moravě probíhalo ve značně členitém reliéfu a za relativně mělkých podmínek doprovázených poklesovými tendencemi, což mělo za následek větší faciální pestrost (Brzobohatý, Cicha 1993).

Většinou začíná sedimentace bazálními klastiky, výše dochází k ukládání brakických prachovců. K ukládání tzv. „hnědých vrstev“ docházelo v brakickém, mělkém prostředí. Tyto „hnědé vrstvy“ jsou tvořeny karbonatickými i nekarbonatickými jílovci tmavohnědé až černohnědé barvy. V nejvyšší části těchto vrstev se již stabilizuje marinní režim, vrcholící depozicí nadložní šlírové facie. Jde o tzv. „šedé vrstvy“. Dosouvání flyšových příkrovů na konci karpátu způsobilo násun příkrovů na starší sedimenty karpátu a také jejich rabotáž (popř. i začlenění do příkrovů v oblasti jejich čel). Současně došlo také k výzdvihu dnešních okrajových částí brněnské jednotky, erozi a v neposlední řadě také k intenzivní tvorbě předbadenského reliéfu (Brzobohatý, Cicha 1993).

Nová transgrese v období spodního badenu zasahovala do rozdílně subsidující předhlubně z jz. i sv. směru. Báze badenu není tedy na všech místech synchronní. Po ukončení krátkého projevu regresních tendencí (místy i přerušení sedimentace, např. v okolí Brna) následoval výrazný pokles Dražanské vrchoviny, Nízkého Jeseníku a jz. situovaných oblastí. Během druhé fáze spodnobadenské transgrese dochází k rozšíření moře až na Český masív. Poté následovalo dosunutí příkrovů v oblasti Ostravska a Polska. Tato skutečnost spolu s výzdvihem karpatské předhlubně způsobila zánik spodnobadenského sedimentačního prostoru na Moravě. Mořská sedimentace ve středním a svrchním badenu bez přerušení pokračuje pouze na území Opavy a Ostravy. Radiální tektonika pobadenského období, která je zastoupená především z. okrajovým zlomem karpatské předhlubně, od sebe oddělila vyzdvižené oblasti Dražanské vrchoviny, Nízkého Jeseníku a krystalinika západní Moravy spolu s reliktním výskytem pelitických uloženin spodnobadenského stáří od dnešní předhlubně se zachovaným vrstevním sledem lemující čela karpatských příkrovů (Brzobohatý, Cicha 1993).

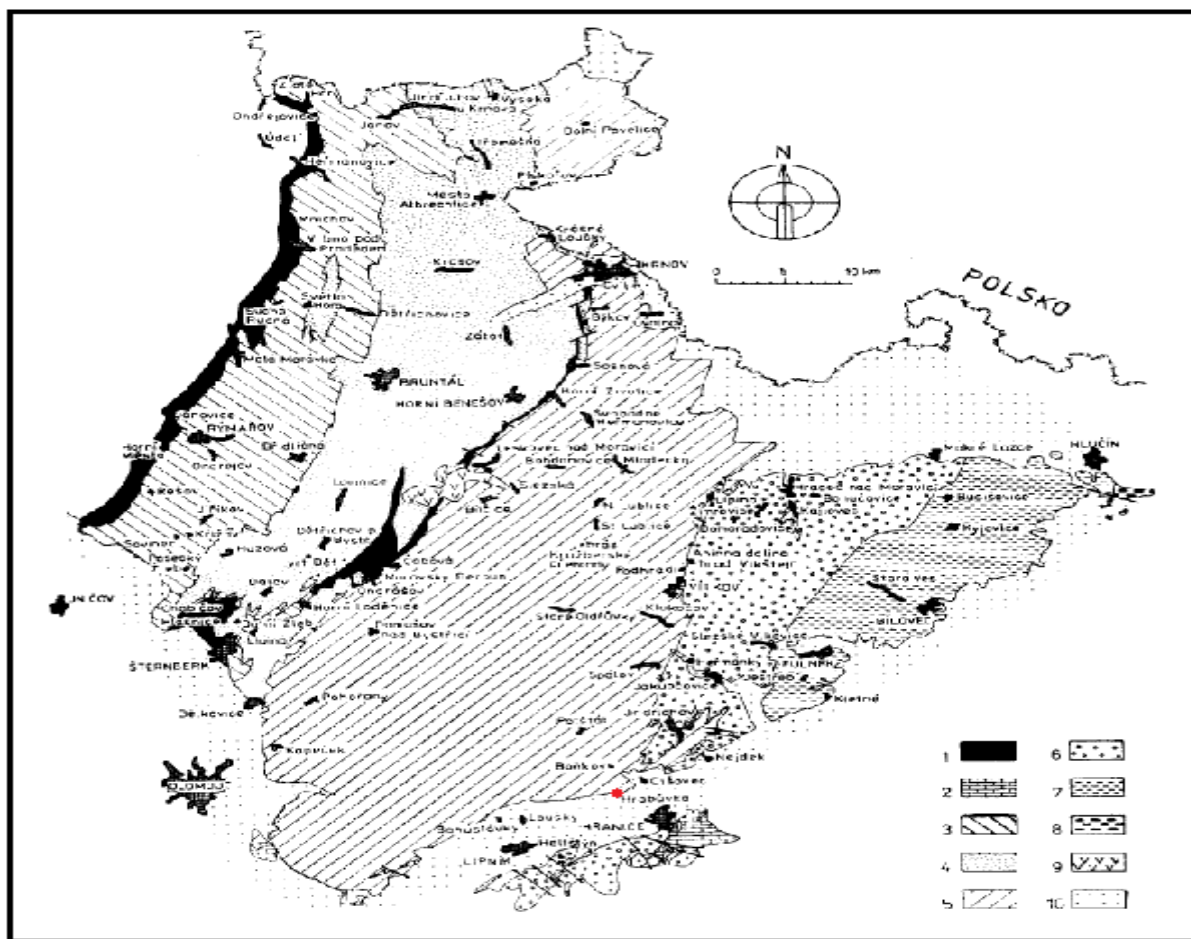
2.2 Kulm Nízkého Jeseníku

Oblast Nízkého Jeseníku je součástí moravskoslezské oblasti Českého masívu. Kulmské horniny vystupují nejen na povrchu, ale také pod terciárními a mezozoickými sedimenty vnějších Karpat (Dvořák 1994). Kulmské souvrství Nízkého Jeseníku mají

obvykle litologické znaky flyše. Mezi významné litologické znaky patří rytmičnost (vyjádřená gradačním zvrstvením), dále také nerovnosti vrstevních ploch v důsledku přítomnosti bioglyfů či mechanoglyfů a různé typy laminovaného či gradačního zvrstvení (Kumpera 1983). Nejstarší flyšová souvrství jsou gradačně zvrstvena nejvýrazněji, avšak směrem do nadloží se tento charakteristický jev vytrácí (Dvořák 1994).

Kulmský vývoj je charakteristický střídáním drob či slepenců s jílovými břidlicemi a prachovci. Tyto sedimenty mají charakter flyše a jejich sedimentace probíhala především pomocí turbiditních proudů. Turbiditní proudy velice rychle snášely klastický materiál ze zvedajících se pásem variského horstva. Začátek kulmského vývoje se pohybuje v blízkosti hranice mezi tournai a visé (Chlupáč et al. 2002).

Kumpera ve svých pracích (poprvé 1959) dospěl k závěru, že hlavní oblast sedimentace v období pozdního visé existovala u Brna, druhá s. od Osoblažského výběžku a třetí na východě Oderských vrchů. Měřením taktéž prokázal existenci vnitropánevních zdrojů sedimentace. Jeden z nich se nacházel jz. od Hranic na Moravě (Kumpera 1983).



Obr. 3: Geologická mapa Nížkého Jeseníku (Dvořák 1994). 1 – předflyšová souvrství, 2 – vápencová souvrství spodního karbonu a devonu, 3 – andělskohorské souvrství, 4 – hornobenešovské souvrství, 5 – moravické souvrství, 6 – převaha drob, 7 – převaha břidlic a prachovců s vložkami drob, (6 a 7 – hradecko-kyjovické souvrství), 8 – ostravské souvrství, 9 – neovulkanity, 10 – neogenní sedimenty. Červeně je znázorněna poloha lokality Hrabůvka.

V kulmu Nížkého Jeseníku rozlišujeme **čtyři hlavní litostratigrafické jednotky** (obr. 4):

1. **andělskohorské souvrství**
2. **hornobenešovské souvrství**
3. **moravické souvrství**
4. **hradecko-kyjovické souvrství** (Dvořák 1994).

stanovit přesnou mocnost andělskohorského souvrství, řádově je však odhadována na max. 1000 m (Dvořák 1994).

2. Hornobenešovské souvrství

V západní oblasti svého výskytu nasedá na andělskohorské souvrství. V oblasti šternbersko-hornobenešovské zóny vystupuje v podloží moravskoberounské souvrství a také bazické devonské i ponikevské vulkanity (Dvořák 1994). V tomto flyšovém komplexu jasně převažují droby nad břidlicemi a prachovci (Kumpera 1983).

Oproti andělsko-horskému souvrství jsou zde droby lépe zrnitostně vytříděny, nejčastěji se však vyskytují jemnozrné. Lze je charakterizovat jako živcové a křemenné, čili středně bohaté křemenem (Dvořák 1994). Dvořák (1994) odhaduje maximální mocnost hornobenešovského souvrství na méně jak 1000 m, v osoblažské kře však mocnost nepřekračuje stovky metrů. V důsledku synsedimentární deformace celého hornobenešovského souvrství se povrch od hlubší stavby značně liší. Množství vložek prachovito-jílovitých rytů se směrem do nadloží zvětšuje (Dvořák 1994).

3. Moravické souvrství

Moravické souvrství je z velké části vyvinuto jako střídání poloh břidlic, prachovců a velmi jemnozrných drob (Dvořák 1994) a ze všech litostratigrafických jednotek je faunisticky nejbohatší (Kumpera 1983). Nadloží drob je tvořeno polohami prachovců a břidlic (mocné cca 15 m), a také jemně zrnitých drob místy s až 25 cm mocnými, gradačně zvrstvenými rytmy. Směrem do nadloží následují lavicovité jemnozrné droby podobné mocnosti jako podložní prachovce a břidlice. Na ně ostře nasedá poloha drobnozrných až hrubozrných polymiktních slepenců. Tato poloha je 10 m mocná a obsahuje valouny větší než 30 cm (hlavně kvarcity, ruly a vulkanity). Následuje poloha jemnozrných a středně zrnitých lavicovitých drob, které přecházejí do nadloží do deskovitě vrstevnatých drob (velmi jemnozrné) s vložkami břidlic a prachovců. Tato poloha je cca 30 m mocná (Dvořák 1994). Na profilech v Hrabůvce byla petrograficky a sedimentologicky studována střední a vyšší část moravického souvrství (Bábek et al. 2001). Dominující polohy tzv. laminitů jsou zřejmé jak na odkryvu, tak i pod ním. Laminity jsou zastoupeny jednotvárnými sledy jílovců tmavé barvy spolu s laminami (ostře oddělenými) a deskami převážně masivních prachovců

a drob, které jsou jemnozrnné až středně zrnité a mohou mít zvlněný povrch vlivem čeřinového či šikmého zvrstvení. Jejich mocnost se pohybuje okolo několika desítek až stovek metrů. Tyto sedimenty vznikaly depozicí ze slabých dnových proudů či nízkohustotních turbiditních proudů. Cyklicita pozorována nebyla, avšak hojně se vyskytují plynulé faciální přechody mezi čočkovitými tělesy drob a polohami laminitů, které vznikaly v důsledku „zapínání“ a „vypínání“ jednotlivých přírodních kanálů pro písčité sedimenty (Bábek et al. 2001).

S ohledem na zcela rozdílný charakter sedimentace báze a svrchní části moravického souvrství (Bábek et al. 2003) ve složení psamitů moravického souvrství zjistili detailnější stratigrafické trendy. Na modální analýzy byly odebírány vzorky z poloh hrubozrnných a středně zrnitých drob (mocných 0,5 m až 10 m). Tyto droby byly interpretovány jako uloženiny vysokohustotních turbiditních proudů, resp. písčitých úlomkotoků (Bábek et al. 2003). Stratigrafické trendy ve složení detritu tohoto souvrství (např. kolísání obsahů křemene a K-živců v jednotlivých částech) indikují nárůst podílu více metamorfovaných hornin oproti sedimentárním a méně metamorfovaným horninám ve zdrojové oblasti (Bábek et al. 2003). Mocnost svrchní části moravického souvrství patrně nepřesahuje 1000 m. Směrem na V se za současného vyklínění drobových vložek zmenšuje. Plošné rozšíření svrchní části moravického souvrství je oproti bázi moravického souvrství podstatně menší, avšak zastoupení drobových poloh se slepenci je ve svrchní části hojnější. Nejjižnější výnosový kužel se nachází v hrabůvském lomu (Dvořák 1994).

Mocnost báze moravického souvrství je na Z odhadována až na 1500 m a více. Na V se mocnost báze moravického souvrství postupně zmenšuje (Kumpera 1983). Stejně tak mizí polohy drob (Dvořák 1994).

4. Hradecko-kyjovické souvrství

Na moravické souvrství nasedá mohutný, zhruba 300 metrů mocný komplex hradecko-kyjovického souvrství. Jeho báze je tvořena drobami a slepenci (hradecké vrstvy) a jeho svrchní část je tvořena rytmity (kyjovické vrstvy). Stáří tohoto souvrství je převážně svrchní visé, avšak některé partie zasahují až do svrchního karbonu (Kumpera 1983). Hradecko-kyjovické souvrství zastupují hradecké droby na Z a kyjovické břidlice na V. Stratigraficky výše sahají kyjovické břidlice, poněvadž území na Z byla hlouběji denudována. Kyjovické břidlice jsou typické střídáním poloh břidlic,

prachovců a jemnozrnných drob. Mocnost rytmtů se pohybuje okolo 1 až 3 m, vzácně i více. Zvrstvení je obvykle gradační. Většina rytmtů je tvořena drobami a nejvyšší část bývá velmi jemnozrnná, většinou laminovaná. Některé části rytmtů bývají zakončeny laminovanými prachovci a taktéž málo mocnými břidlicemi (okolo 10 cm). Zřídka se vyskytují i polohy masivních drob. Dvořák (1994) na základě mapování vymezil dva výnosové kužely. Na J u Hranic na Moravě a na S v okolí Podhradí u Vítkova. Směrem na SZ se na bázi hradeckých drob vyskytují drobnozrnné, často středně zrnité a zřídka hrubozrnné slepence, mocné jen několik m (Dvořák 1994).

Ve kře Maleníku, přibližně 200 m nad spodní vrstvou hradecko-kyjovického souvrství, se hojně vyskytují vložky a polohy rytmtů a laminitů, ve kterých převažují břidlice a prachovce. Na přechodu se nachází až 1 m gradačně zvrstvené rytmy, na bázi obvykle se štěrčíkovými slepenci (mocnost 5 cm), jemnozrnnými až středně zrnitými drobami. Ty jsou v převaze a jsou zakončené 5 až 10 cm mocnými laminovanými břidlicemi a prachovci. Ze studia odkryvů je zřejmé, že střed výnosového kužele tohoto souvrství ležel sz. od Hranic. Odtud proudy roznášely klastický materiál směrem na SSV (Dvořák 1994).

2.3 Moravská brána

Moravská brána je svou morfologií velice výrazná, tektonicky vzniklá sníženina, která má směr SV–JZ. Zaujímá oblast od Přerova po Ostravu s tím, že na JZ její reliéf plynule přechází do Hornomoravského úvalu a na SV stejně tak do Ostravské pánve.

Morfologicky se Moravská brána dělí na Bečevskou bránu na JZ a Oderskou bránu na SV. V obou těchto částech se vyvíjela odlišně. Oblast Přerov – Hranice na Moravě je tvořena výrazným prolomem (obr. 5) se zlomovými svahy Nízkého Jeseníku a také krou Maleníku (tu tvoří paleozoické horniny). Směrem na SV od Hranic se tento prolom ztrácí (Czudek, Dvořák 1989).

Ve spodnobadenské části karpatské předhlubně byla zaznamenána přítomnost synsedimentární, popřípadě později doznívající podélné i příčné dislokace (jde o flexury a zlomy). Mezi příčné zlomy patří zlomy omezující hrást' vzniklou mezi prosenickou depresí v Moravské bráně a mezi depresí Hornomoravského úvalu. Dále zde patří zlomy omezující kru Maleníku na JZ a SV. Podél všech těchto dislokací nastala výšková diferenciace předbadenského reliéfu až o 250 m. Mezi podélné poruchy patří omezení

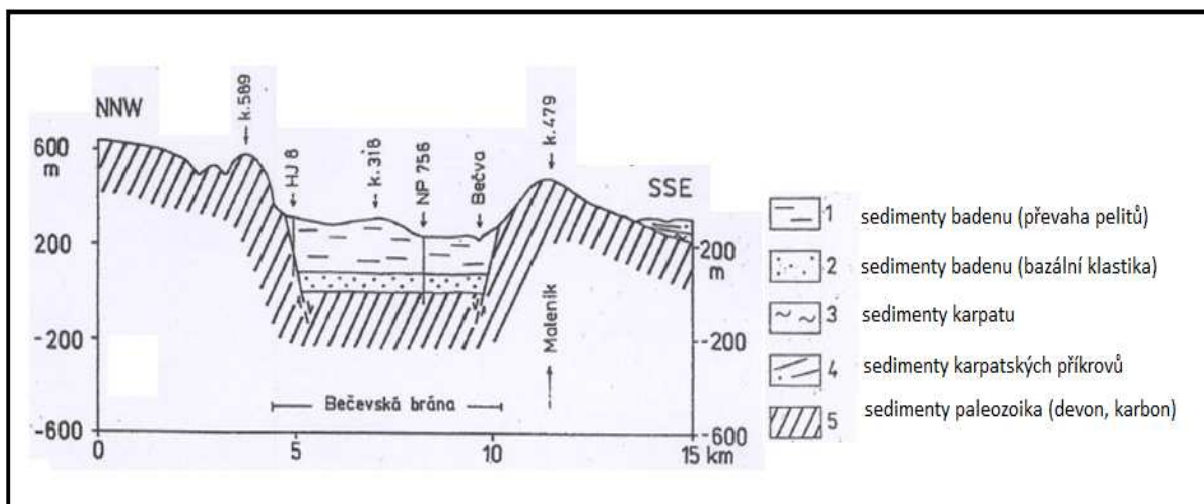
prosenické deprese (Bečevská brána) a zlomy, které omezují oderskou kotlinu a hrást' – ta odděluje oderskou kotlinu od Moravské brány (Jurková 1976).

Prolom Moravské brány vznikl při poklesu jv. okraje Nízkého Jeseníku. Na SV došlo k tomuto poklesu v miocénu ještě před karpatskou mořskou transgresí. Během dalšího vývoje moře na některých místech dosahovalo až k dnešnímu okraji jesenického paleozoika. Mořem byl také zaplaven jv. okraj Maleníku. Touto dobou už byla v. oblast Nízkého Jeseníku rozčleněna hlubokými údolími směřujícími do Oderské brány. Příčné profily hlubokých údolí tvořící písmeno "V" se taktéž vytvářely směrem na V od Hranic na Moravě, tedy v sv. části Maleníku. Směřují do Moravské brány a také směrem na JV do Příborské pahorkatiny. Pohřbívají je miocenní sedimenty (Czudek, Dvořák 1989).

Kra Maleníku se směrem na SV zanořuje pod neogén a karpatské flyšové příkrovy. Miocenní výplň Bečevské brány je tvořena spodnobadenskými bazálními sedimenty a pelity. Oderskou část Moravské brány tvoří navíc paleogenní jílovce flyšových příkrovů a sedimenty karpátu. Czudek a Dvořák (1989) předpokládají, že čelo příkrovu a také podložních sedimentů karpátu (v oderské části Moravské brány) dosahovalo až na okraj dnešního Nízkého Jeseníku.

Na začátku spodního badenu celé území Moravské brány pokleslo a později (v průběhu spodního badenu) pokleslo i území celého Nízkého Jeseníku. Dno Moravské brány taktéž poklesávalo během sedimentace badenu, stejně jako během regrese badenského moře. Na jihovýchodě Nízkého Jeseníku docházelo k dalšímu výraznému a rychlému zahloubení údolí. Bazální sedimenty a pelity (sp. baden) transgredovaly hluboko do údolních zářezů (ty měly tvar "V"). Czudek s Dvořákem (1989) usoudili, že okrajová část Českého masívu v oblasti severní Moravy v předbadenském období vyčnívala zhruba 400 m nad mořskou hladinou. Svahy Moravské brány (svah u Hranic tvořený devonskými vápenci a také horní část svahu u Hrabůvky tvořeného spodnokarbonskými drobami) příboj spodnobadenského moře ohladil, místy i vyleštil (Czudek a Dvořák 1989).

Výzdvih Nízkého Jeseníku byl doprovázen diferenciálními tektonickými pohyby ker, vyvolal regresi moře a taktéž rozčlenění sz. (a v Bečevské bráně i jv.) svahu Moravské brány. Započala tak exhumace starších údolí i vytváření údolí na nových místech. Svým založením je tedy předbadenská, avšak její dnešní základní rysy jsou pobadenské (Czudek a Dvořák 1989).



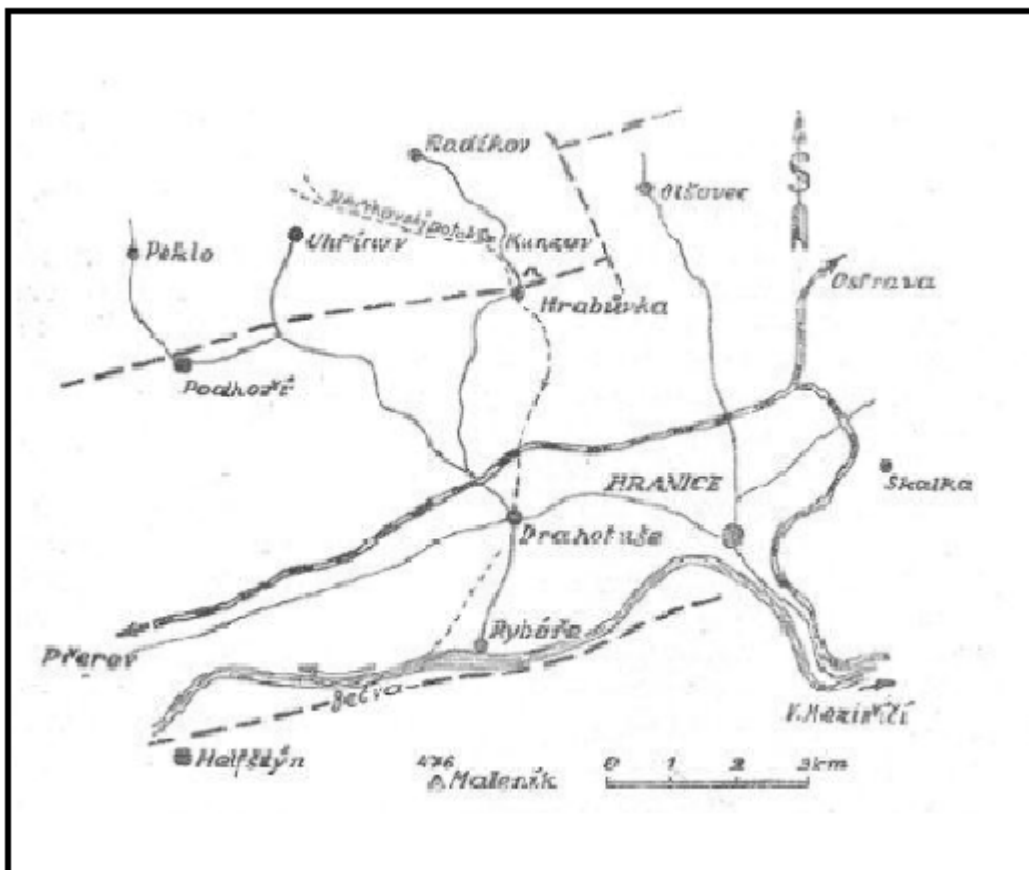
Obr. 5: Profil Moravské brány (jz. část) z oblasti 5,5 km na SV od Lipníku nad Bečvou, převýšeno: 5x (Czudek, Dvořák 1989)

2.4 Geologické poměry hrabůvského lomu

Hrabůvský lom je založen v blízkosti zlomové linie (obr. 6), která omezuje moravskoslezský kulm od prolomu Moravské brány (Losert 1957).

V lomu se vyskytují spodnokarbonské droby, břidlice a slepence moravického či hradecko-kyjovického souvrství (Kumpera 1983).

Sv. stěna je z celé části tvořena mohutnou překocnou antiklinálou směřující k VJV. Tuto antiklinálu tvoří lavice drob s vložkami břidlic a také nepravidelné polohy polymiktních slepenců. Horní rameno je porušeno střížnou dislokací jz.–sv. směru a uklání se k SZ. Podle této dislokace jsou přes antiklinálu přesunuty dvě lavice drob s polohou neharmonicky zvrásněných drobových břidlic. Nasunuté komplexy jsou shora omezeny další, i když méně výraznou střížnou dislokací. Mimo to je celá stěna porušena velkým množstvím dalších dislokací nepravidelného úklonu a některé z nich se větví, vzájemně porušují či kříží (Losert 1957).



Obr. 6: Orientační mapka okolí Hrabůvky, přerušované linie představují zlomy omezující Moravskou bránu (Losert 1957)

Losert (1957) ve své práci uvádí, že při lámání materiálu hrabůvského lomu se často v žilkách prorážející kulmské horniny v malém množství vyskytovaly sulfidy. Podle jeho výsledků je tato žilovina tvořena převážně karbonáty s kolísavým chemismem (převaha dolomitického ankeritu) a v menší míře také křemenem. Křemen je mimo jiné rozšířen v celé oblasti kulmu v podobě čoček či nepravidelných žil přítomných v partiích kulmu, které jsou tektonicky porušeny. Jeho vzhled je kalně bílý až zelenavý a je zcela bez jakýchkoliv obsahů rud.

Pyrit je na rudních žilách zastoupen ve třech generacích. Pyrit generace první je spolu s arzenopyritem nejstarším minerálem hrabůvských žil, i když zastoupení arzenopyritu je pouze sporadické. Na rudních žilách je pyrit této generace těsně spjat s křemenem, ve kterém tvoří shluky xenomorfně omezených zrn či drobné závalky. Vzhled pyritu druhé generace je zcela rozdílný. Tento pyrit tvoří malé kuličkovité krystaly s průměrem do 1 cm. Tato generace pyritu se vyskytuje v dutinách ankeritové žiloviny, kde narůstá na klence ankeritu. Třetí generace pyritu je charakteristická

vytvářením pestrých práškovitých povlaků. Růst krystalů této generace pyritu probíhá na plochách krystalů dělového kalcitu (Losert 1957).

Nejhojnějším minerálem hrabůvských rudních žil je sfalerit. Jeho barva je žlutohnědá, avšak na hranách a rozích červenohnědě prosvítá. Na žíle vytváří čočky, i když často dochází k jeho tektonickému roztržení a poté stmelení jeho drtě ankeritem. Zrna větší velikosti často prorůstají s galenitem (Losert 1957).

Množství galenitu oproti sfaleritu je na hrabůvských žilách rozhodně menší, i když tyto dva minerály spolu často prorůstají. Velmi jemnozrnný galenit se vytváří na okrajích žil, které byly silně tektonicky porušeny. Zrna se zde řadí do proužků, které obtékají úlomky ankeritu či sfaleritu. Taktéž mohou vytvářet stébelnaté agregáty (Losert 1957).

Chalkopyrit na rozdíl od dvou předešlých minerálů není zastoupen v tak velkém množství, avšak jeho regionální rozšíření je značné. V okolí Hrabůvky se totiž vyskytuje téměř na všech žilách, které jsou mimo jiné tvořeny převážně ankeritem. Běžně tvoří izometrická zrna velká až 5 mm. Mezi sekundární minerály hrabůvských žil patří covellin, malachit a azurit (Losert 1957).

3 Přehled dosavadních informací o vápenci z Hrabůvky

Vápenec z Hrabůvky byl poprvé popsán Zimákem (2000). Ten do své zprávy shrnul poznatky o mineralogii hydrotermálních žil lomu v Hrabůvce a také Nejdku. V lomu u Hrabůvky se vyskytují až 25 cm mocné žíly, jejichž textura je nepravidelně páskovaná. Jejich součástí jsou více než 10 cm mocné pásy šedé barvy makroskopicky připomínající jílovec. Tyto pásy jsou ostře odděleny od hrubě zrnitých pásků nažloutlého až medově zbarveného kalcitu s četnými drúzovými dutinami, v nichž na krystalovaný kalcit nasedají drobné krystalky pyritu. Tento popsáný zrnitý kalcit společně s pyritem často tvoří také žilky probíhající napříč pásy jílovcového vzhledu. Tyto pásy horniny připomínající jílovec označil autor jako ultramylonit vzniklý intenzivní deformací hydrotermální kalcitové žíly (Zimák 2000).

Pozdější výsledky (Dolníček et al. 2002) umožnily interpretovat tuto horninu jako vápenec sedimentárního původu, jehož anomální izotopické složení $\delta^{13}\text{C}$ poukazuje na vznik při specifických podmínkách polozavřeného až uzavřeného mořského prostředí. Na podmínky redukčního prostředí poukazuje i přítomnost pyritu. Negativní hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ mohl způsobit brakický charakter prostředí. Možné je také snížení hodnot $\delta^{18}\text{O}$ vlivem interakce horniny s meteorickými vodami v průběhu diagenese (Dolníček et al. 2002).

Mikroskopickým pozorováním Dolníček et al. (2002) zjistili, že vápenec tvoří především velmi jemnozrný mikrit, který je zakalený jemně rozptýlenou jílovou příměsí. Časté jsou ostrohranné úlomky jiných hornin (jako drob a břidlic), které byly v některých případech karbonitizované či limonitizované. Méně často jsou v hornině přítomna ostrohranná až nedokonale zaoblená zrna křemene. Zrnka pyritu, která se vyskytují jak izolovaně, tak ve větších shlucích, ve většině případů podléhají přeměně na limonit.

4 Metodika

Nejprve byla prováděna terénní etapa (červen 2011), zahrnující podrobnou dokumentaci výskytu (popis geologické pozice, fotodokumentaci). Následovalo měření orientace ploch vrstevnatosti kulmských drob a také měření orientace žilek vápence geologickým kompasem. Mimo odebrané vzorky byly pro další studium také použity vzorky již dříve odebrané vedoucím práce, který mi poskytl i dříve zhotovené kryté výbrusy. Naměřená kompasová data byla zpracována pomocí programu Stereonett.

K laboratorní etapě spadal makropopis vápence a podrobná mikroskopie krytých výbrusů. Výbrusy vápence byly vyhodnoceny v optické laboratoři Katedry geologie PřF UP Olomouc pomocí polarizačního mikroskopu Olympus CX 41. Dvanáct výbrusů bylo taktéž podrobeno planimetrické analýze pomocí zařízení na sčítání bodů Eltinor 4. Každý výbrus byl planimetrován 1200–1700 body s krokem 0,2 až 0,3 mm.

5 Terénní etapa

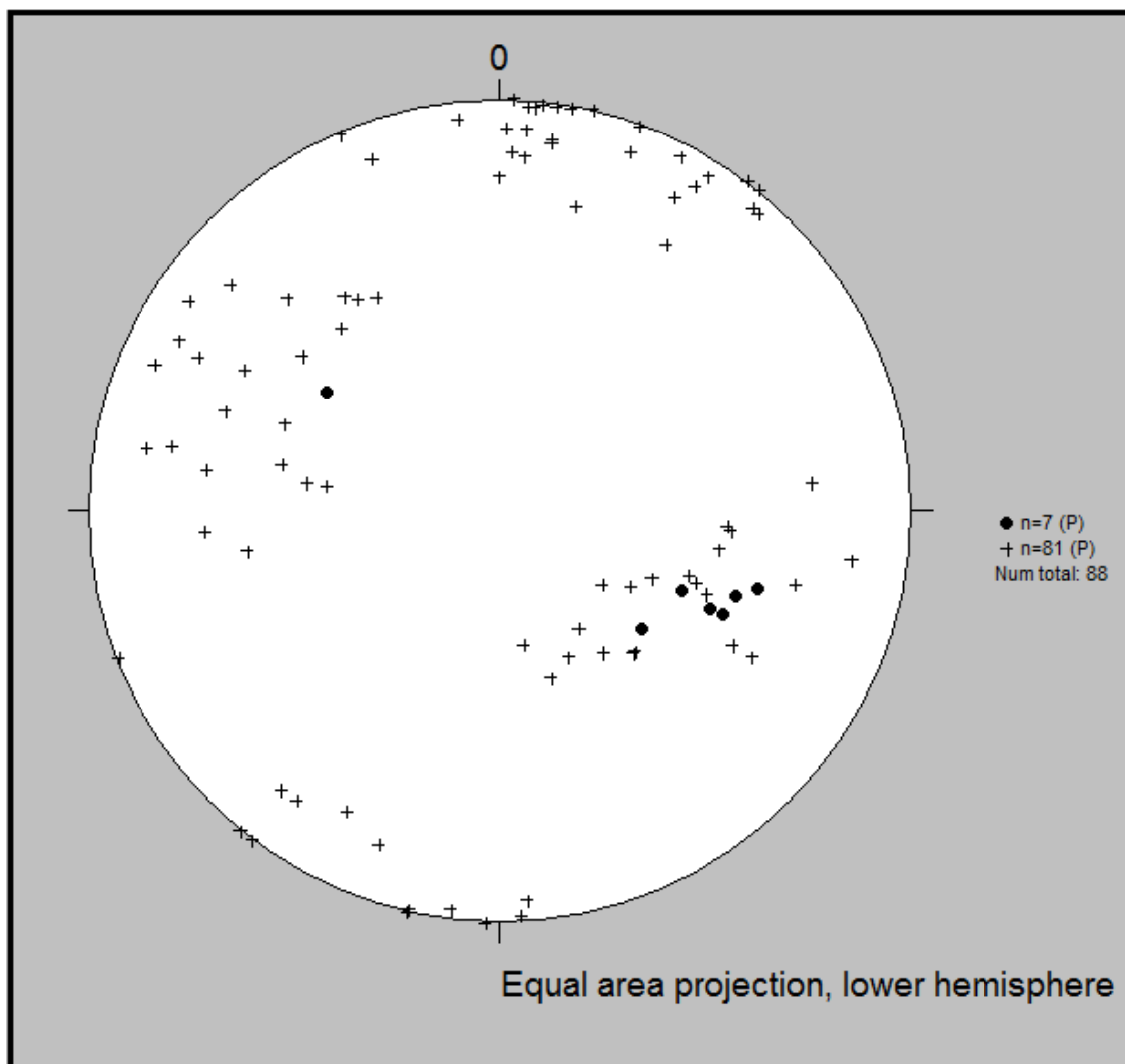
Studovaný vápenec se vyskytuje ve východní stěně šesté etáže hrabůvského lomu, avšak dnes je jeho výskyt ohrožen těžebními pracemi. Těžba droby měla za následek skoro úplné zničení výskytu vápence (červen 2011). Výskyt vápencových neptunických žil se váže na odkrytou vrstevní plochu drob. Některé žíly vápence vrstevní plochu droby protínají (obr. 7).



Obr. 7: Žilky vápence (světlé) protínající kulmské souvrství

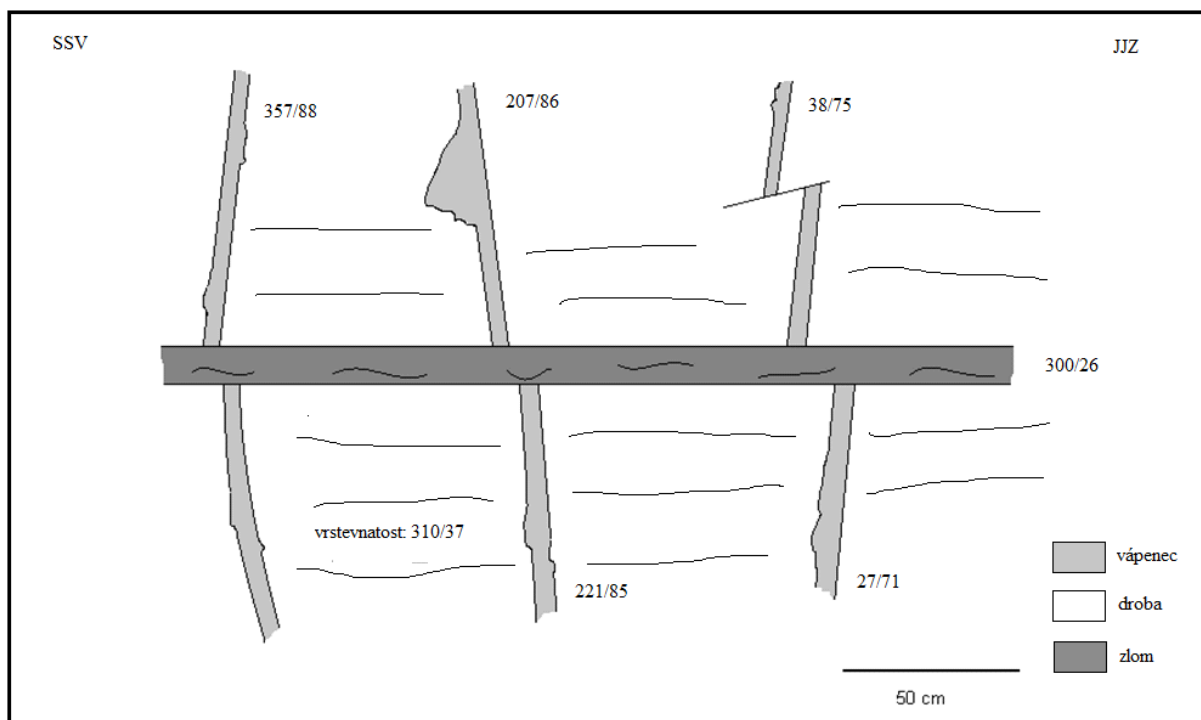
Vápenec se vyskytuje ve formě žilek různých mocností i směrů. Hlavní směry jsou SSV–JJZ (pod úhlem 65° – 80°) a ZSZ–VJV pod úhlem 70° – 90° (obr. 8). Mocnost žil se pohybuje v přibližném rozmezí 1–10 cm. Průběh žilek je většinou křivolaký a nepravidelný. Vrstevní plochy droby byly na některých místech značně rozpukané, některé z vápencových žil se protínaly.

Vápenec měl bílou, místy okrovou až světle hnědou barvu a na některých místech byl silně zvětralý, což se projevovalo narezlým odstínem. Na některých místech byly vápencové žíly protínány kalcitovými žilami. Jejich mocnost se pohybovala okolo 0,5 cm, barva bílá až mléčná (světlejší než barva vápence). Dokonale omezené krystaly kalcitu nebyly patrné, avšak povrch žil byl nerovný. Vrstevnatost kulmských vrstev je SSV–JJZ (obr. 8).



Obr. 8: Diagram pólů žilek vápence (křížek) a vrstevnatosti kulmských hornin (kolečko)

Některé ze žil byly postiženy mladší tektonikou ve formě zlomů (obr. 9, 10). Orientace zlomů byla SV–JZ a SZ–JV. Mezi odkrytými vrstvami drob se vyskytovaly kataklazované kulmské horniny (obr. 11).



Obr. 9: Žilky vápence přerušené zlomem (známka mladší tektoniky), lokalizace: 49°34'47.355"N, 17°41'52.885"E



Obr. 10: Žíla vápence porušená poklesem, červená šipka označuje vápenec



Obr. 11: Rozdrcené kulmské horniny podél zlomu z obr. 9

Cca 30 m na S od výše popsaného hlavního výskytu vápence vyplňoval pukliny v kulmských slepencích a drobách jíl světle šedé barvy (obr. 12). Vápenec se zde vyskytoval opět v podobě žilek. Ve vápenci se hojně vyskytovaly úlomky fosilních schránek mlžů až několikacentimetrových rozměrů (obr. 13).



Obr. 12: Jíl vyplňující pukliny v polohách drob a slepenců

Obr. 13: Jeden z úlomků fosilií (schránka mlže) nalezený v sutě

6 Laboratorní etapa

6.1 Makropopis vápence

Textura studovaného vápence je brekciovitá (obr. 14), místy masivní (obr. 15). Jeho barva přechází přes bílou, okrovou a světle hnědou až k šedé. Některé vzorky byly značně navětralé, což se projevovalo oranžovohnědým zbarvením.

Ve vápenci se objevují úlomky ostrohranných drob a břidlic až několikacentimetrových velikostí (největší z nich okolo 5 cm x 1 cm). Žádná přednostní orientace úlomků hornin zřejmá nebyla a jejich tvar byl nepravidelný, místy protáhlý. Mimo horninových klastů jsou zde klasty křemene (až 5 mm x 5 mm velké). Jejich tvar je poloostrohranný až polozaoblený, jejich barva je šedobílá až bílá.

Patrné je taktéž četné zastoupení fosilií. Na některých vzorcích se objevují kompletní korály (i jejich fragmenty) velké až 1,5 cm x 2 cm. Patrné jsou také celé schránky misek mlžů (nebo jen jejich části), které běžně dosahovaly velikosti okolo 0,5 cm až 1,5 cm. Objevila se i schránka mlže cca 9 cm dlouhá a 1 cm široká. Kolem této schránky jsou krystaly kalcitu šedobílé barvy a velikosti do 1 mm.

Některé vzorky v sobě mají množství černých matných zrn (jejich velikost se pohybuje okolo 0,5 mm), pokud jsou na povrchu vápence, tvoří až centimetrové nepravidelné povlaky. V některých vzorcích se nachází velké množství pórů. Jejich tvar byl kulatý, někdy mírně oválný. Ve vzorcích se vyskytují zcela nepravidelně. Jejich velikost je okolo 1 mm. Druhotně nejsou ničím vyplněny.



Obr. 14: Vzorek vápence s brekciovitou texturou



Obr. 15: Vzorek vápence s masivní texturou

6.2 Mikroskopický popis

Vápenec je tvořen jemnozrnným mikritem, který u všech výbrusů (kromě výbrusu č. 4 a 5) jasně převažuje. V něm se objevují úlomky drob, pískovců, kvarcitů, silicitů a úlomky hornin na přechodu prachovec – břidlice – fylit. Mimoto se vzácně v karbonátové matrix vyskytují samostatné minerální klasty křemene, šupinky muskovitu, glaukonitu a také opakní minerály. Zastoupení fosílií bylo četné, jejich druhová různorodost taktéž. Všudypřítomný je také výskyt hrubě zrnitého kalcitu.

6.2.1 Křemen

V karbonátové matrix se občas vyskytly samostatné klasty křemene. Ten byl vždy popraskán, minerální inkluze byly taktéž patrné (opakní minerály i muskovit). Opakní minerály se vyskytovaly v křemenných úlomcích samostatně, měly nepravidelný tvar a dosahovaly velikosti okolo 0,03 mm x 0,04 mm. Muskovit tvořil šupinky nepravidelného tvaru, srovnatelné velikosti jako opakní minerály. V křemenných klastech se vyskytovaly primární i sekundární fluidní inkluze. Křemenné klasty byly ostrohranné, klasty menší velikosti i poloostrohranné (obr. 16). Velikost křemenných úlomků byla okolo 0,52 mm x 0,20 mm, časté bylo undulózní zhášení.

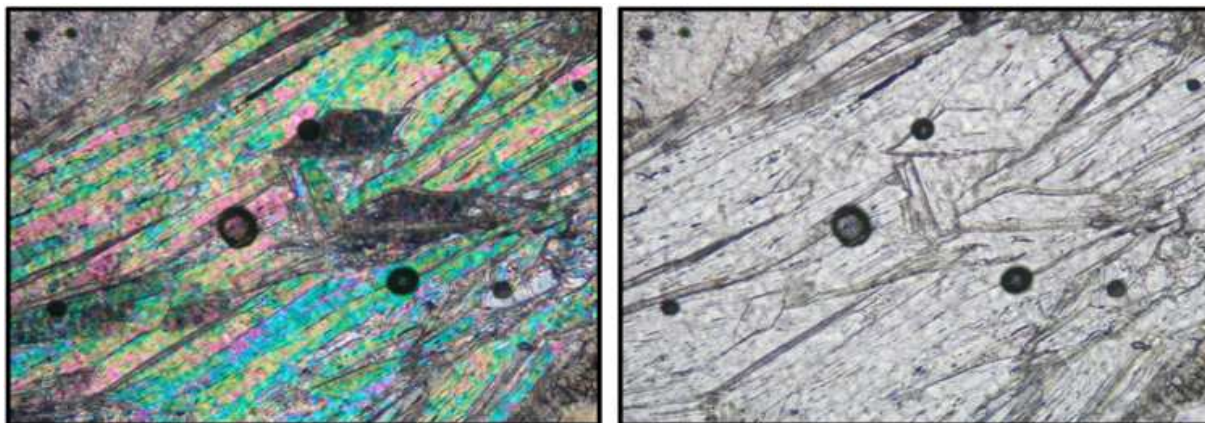


Obr. 16: Poloostrohranný klast křemene (0,25 mm x 0,3 mm), uvnitř karbonátové matrix, nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 11

6.2.2 Muskovit

Samostatně v karbonátové matrix se muskovit vyskytoval pouze zřídka. Jindy se běžně objevoval v úlomcích hornin (jak v sedimentárních, tak v metamorfovaných) v podobě hypautomorfních lišt nebo xenomorfních šupinek. Muskovit také tvořil

minerální inkluze v některých samostatných klastech křemene. Největší samostatný muskovit nepravidelného tvaru se nachází ve výbruse č. 8 (obr. 17), je ostrohranný a jeho velikost je 1,75 mm x 0,75 mm. Další je ve výbrusu č. 1, kde má velikost 1,63 mm x 0,13 mm. U tohoto ostrohranného, protáhlého klastu je dobře viditelný drsný povrch a dokonalá štěpnost.



Obr. 17: Nepravidelné lišty muskovitu (1,75 mm x 0,75 mm), nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 8

6.2.3 Glaukonit

Poměrně vzácně se v karbonátové matrix objevoval glaukonit. Obvykle byla zrna glaukonitu xenomorfně omezená a měla nepravidelný tvar tvořený shlukem šupinek (obr. 18), jindy byla pravidelného kulovitého tvaru. Jejich velikost se v průměru pohybovala okolo 0,13 mm x 0,15 mm. Jejich interferenční barva byla zelená až nahnědlá, v PPL byl glaukonit pleochroický v odstínech světle až trávově zelené barvy.



Obr. 18: Nepravidelný agregát glaukonitu (0,25 mm x 0,3 mm) tvořený shlukem šupinek, kolem kterých jsou opakní minerály (některé jsou i uvnitř glaukonitu), nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 3

6.2.4 Opakní minerály

Opakní minerály byly nejčastěji xenomorfně omezeny a měly nepravidelný tvar, i když se vyskytla i zrna automorfního omezení, která měla dokonalý tvar čtverce. Vyskytovaly se nejčastěji samostatně v karbonátové matici horniny či ve shlucích v úlomcích hornin a také v minerálních zrnech muskovitu, glaukonitu (obr. 18) či v minerálních klastech křemene. Jejich velikost byla okolo 0,03 mm až 0,05 mm.

6.2.5 Droba

V ostrohranných úlomcích droby (obr. 19), jež mají psamitickou strukturu, se vyskytují klasty křemene, plagioklasů, K-živců, muskovitu a také klasty jiných hornin (fylitů, břidlic či kvarcitů). Po obvodu některých úlomků horniny se vyskytuje mladý rekrystalizovaný kalcit (úlomky droby jakoby obaluje), do některých úlomků přímo zasahuje a tvoří žilku. Největší klasty droby měly až 1,5 cm x 8 mm.

Pojivo tvoří drobné klasty křemene a muskovitu, na některých místech je však zakalené. Některé křemeny tvořící pojivo undulózně zhášejí, fluidní ani minerální inkluze nejsou patrné. V pojivu se objevuje sericit tvořený jemnými šupinkami.

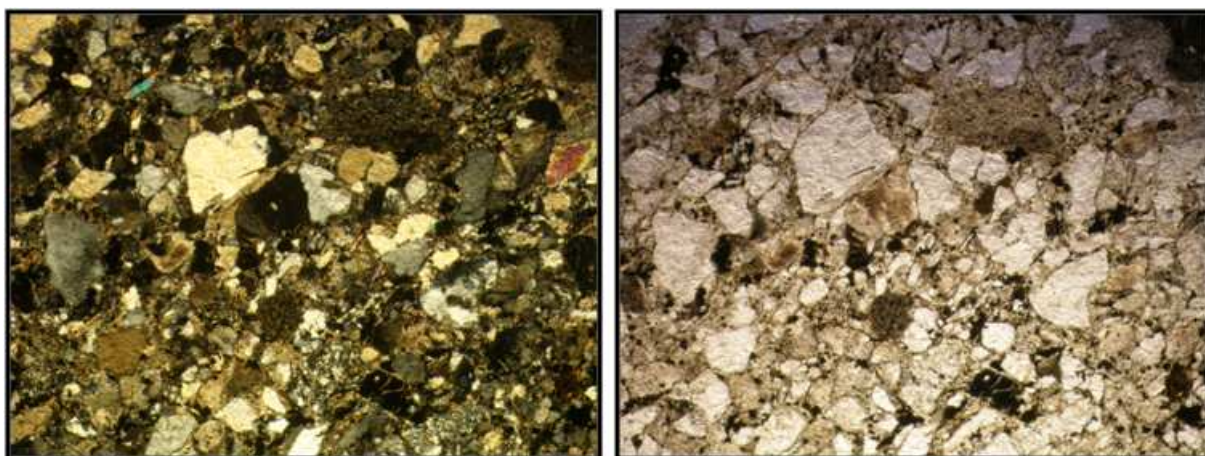
Křemenné klasty jsou poloostrohranné až ostrohranné, nepravidelného tvaru. Některá zrna undulózně zhášela, jiná obsahovala primární či sekundární fluidní inkluze. Jiná uzavírala inkluze muskovitu či opakních minerálů. Průměrná velikost křemenných klastů se pohybovala okolo 0,58 mm x 0,25 mm.

Plagioklasy byly nepravidelného či izometrického tvaru, někdy tvořily i protáhlé tabulky. Klasty jsou ostrohranné. Na některých plagioklasech byly dobře viditelné polysyntetické lamely, ty byly od sebe různě vzdálené a na některých plagioklasech byly přerušované. Některé podléhaly sericitizaci zčásti, některé úplně, jiné vůbec. Zřídka byla patrná růstová zonálnost. Velikost největších klastů se pohybovala okolo 0,38 mm x 0,18 mm.

K-živce se v drobě objevovaly v podružném množství, dobře patrné bylo mikroklinové mřížkování u některých klastů. Jejich tvar byl nepravidelný či pravidelný, protáhlý. Opracování klastů bylo ostrohranné, dvojčatění pozorováno nebylo. Zrna často podléhala sericitizaci, často byla zakalená. Jejich velikost se pohybovala okolo 0,26 mm x 0,15 mm. Zřídka byly viditelné velmi drobné pertity červíkovitého tvaru.

Muskovit se v drobě vykytoval v podobně hypautomorfně i xenomorfně omezených šupinek a lištiček, často zprohýbaných a deformovaných. Na některých byl dobře viditelný jejich drsný povrch, na některých výborná štěpnost.

V úlomcích droby se také vyskytovaly ostrohranné až poloostrohranné klasty fylitů, břidlic a kvarcitů nepravidelného tvaru. Velikost největších z nich se pohybovala okolo 0,60 mm x 0,42 mm. Klasty fylitů a břidlic byly často limonitizované a obsahovaly opakní minerály. Křemeny v kvarcitech undulózně zhášely, většinou byly rozpraskané a obsahovaly inkluze opakních minerálů a muskovitu. Fluidní inkluze patrné nebyly.



Obr. 19: Úlomek droby (světlý úlomek křemene uprostřed až 0,8 mm x 0,9 mm), nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 8

6.2.6 Pískovec

Struktura klastů pískovce je psamitická a jejich opracování ostrohranné až poloostrohranné. Velikost největších úlomků se pohybovala okolo 0,9 mm x 0,5 mm a některé jsou po obvodu obaleny zrny mladého rekrystalizovaného kalcitu. Pojivo zcela vyplňuje prostor mezi jednotlivými klasty a je tvořeno velmi drobnými křemeny, které undulózně zhášejí. Dále pojivo tvoří opakní minerály a muskovit. Opakní minerály jsou zde ve shlucích (obr. 20), tvoří je velmi malá zrna nepravidelného tvaru a xenomorfního omezení. Někdy je pojivo zakalené.

Pískovce obsahovaly klasty křemene, muskovitu, plagioklasů, K-živců a opakních minerálů s tím, že křemen nad ostatními zrny zcela převažuje. Klasty křemene jsou poloostrohranné až polozaoblené, jsou poměrně dobře velikostně vytríděné (průměrná velikost okolo 0,52 mm x 0,15 mm). Některé klasty křemene byly značně rozpraskané,

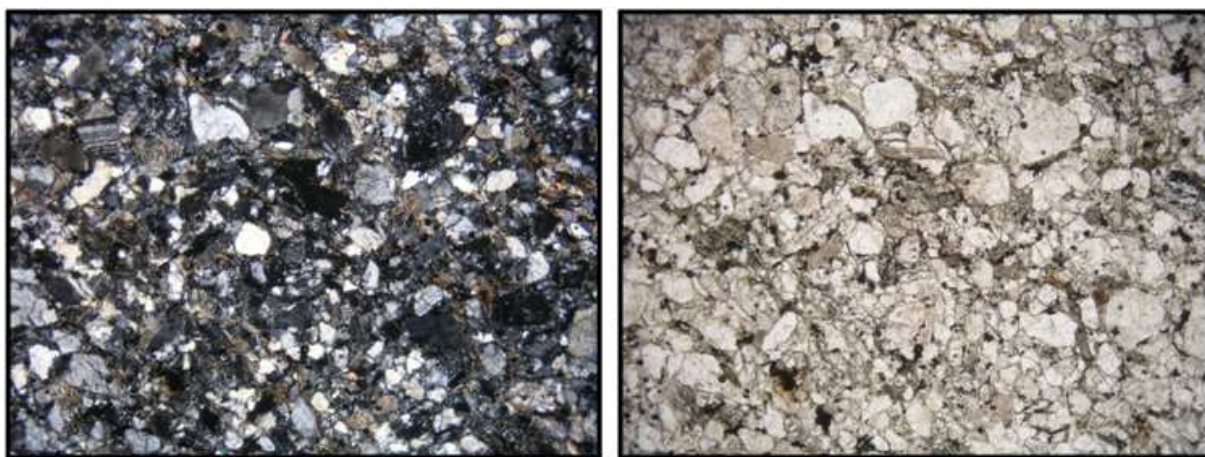
některé v sobě obsahovaly drobné uzavřeniny muskovitu či opakních minerálů, některé undulózně zhášely.

Muskovit tvořil šupinky a vyskytoval se jako uzavřenina v křemeni a také ve formě drobných šupinek v pojivu. Jeho omezení je xenomorfní, občas hypautomorfní. Drsný povrch a výborná štěpnost šla pozorovat jen u větších klastů.

Plagioklasy tvoří zrna pravidelného protáhlého či zcela nepravidelného tvaru. Opracování bylo spíše poloostrohranné, méně často ostrohranné. Polysyntetické lamely byly viditelné pouze na některých klastech, často byly přerušované. Některé plagioklasy značně podléhaly sericitizaci, myrmekity patrné nebyly. Růstová zonálnost byla viditelná zřídka a průměrná velikost klastů byla okolo 0,08 mm x 0,06 mm.

K-živce jsou zde přítomny v menší míře než plagioklasy, dvojčatění viditelné nebylo, známky sericitizace a zakalení naopak ano. K-živce byly ostrohranně opracovány, jejich omezení bylo xenomorfní, avšak byly zde také hypautomorfně omezené klasty tabulkového tvaru. Jejich průměrná velikost se pohybovala okolo 0,07 mm x 0,04 mm. Mikroklinové mřížkování ani pertity nebyly patrné.

Opakní minerály xenomorfního omezení se zde vyskytovaly ve shlucích či samostatně a byly velice drobné (okolo 0,25 mm x 0,25 mm).



Obr. 20: Úlomek pískovce (velikost plagioklasu vlevo nahoře je 0,2 mm x 0,3 mm), nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 9

6.2.7 Slepeneč

Struktura slepenec je psefitická, převažovaly v něm spíše polozaoblené klasty křemene. Pojivo tvoří křemen, plagioklasy, K-živce, místy opakní minerály a muskovit (sericit). Pojivo je psamitické, místy zakalené s výskytem opakních fází. Ve slepencích

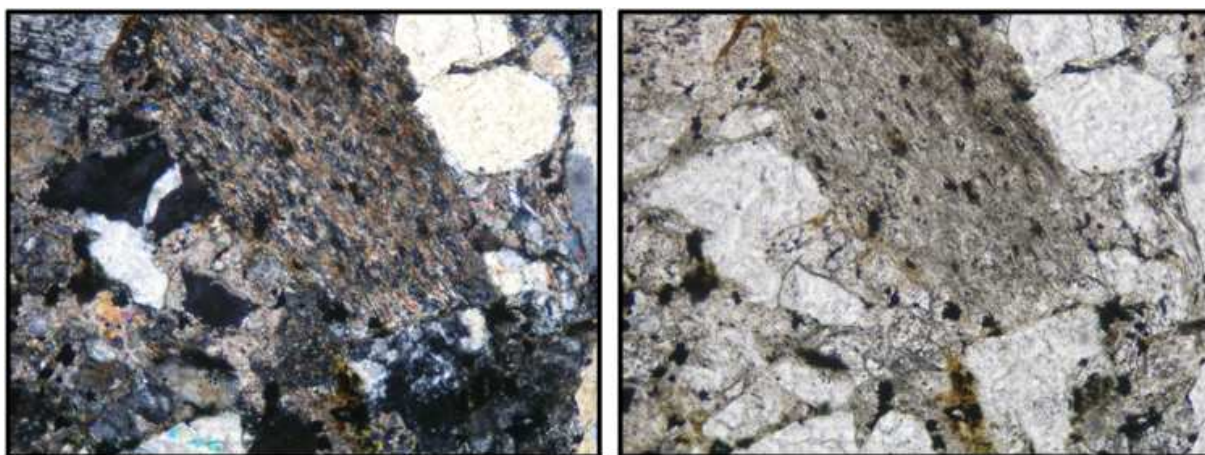
byly přítomné i některé litické klasty (fylity a břidlice), které často podléhaly limonitizaci a obsahovaly drobné opakní minerály. Tvořily poloostrohranné až polozaoblené klasty nepravidelných tvarů (obr. 21). Kolem klastů slepenců se rovněž vyskytoval kalcitový lem.

Klasty křemene byly spíše polozaoblené a nedobře velikostně vytríděné. Objevovaly se jak samostatná křemenná zrna, tak polykrystalické klasty křemene, které undulózně zhášely. Některé klasty byly silně popraskané, některé v sobě obsahovaly minerální uzavřeniny (opakní minerály, muskovit) a některé primární i sekundární fluidní inkluze.

U poloostrohranných klastů plagioklasů, jež měly nepravidelný či izometrický protáhlý tvar, byly často viditelné polysyntetické lamely. U některých klastů byly pravidelné mocnosti a bez přerušování. Některé plagioklasy podléhaly sericitizaci. Růstová zonálnost ani myrmekity patrné nebyly.

K-živce tvořily poloostrohranné klasty nepravidelného tvaru či izometrické tabulky. Na některých klastech bylo dobře viditelné mikroklinové mřížkování. Pertity byly patrné zřídka, dvojčatění ne.

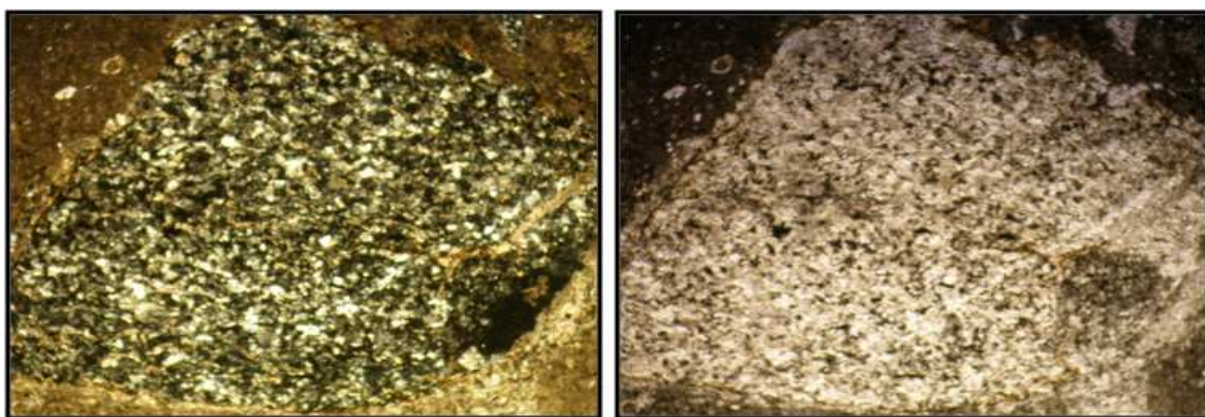
Malá individua muskovitu se vyskytovala jako inkluze v křemeni či samostatně v pojivu, kde byly zprohýbané, xenomorfně omezené. Průměrná velikost klastů se pohybovala okolo 0,17 mm x 0,16 mm. U větších klastů byl patrný drsný povrch.



Obr. 21: Úlomek slepence (litický klast uprostřed 2,56 mm x 2,2 mm), nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 11

6.2.8 Prachovec

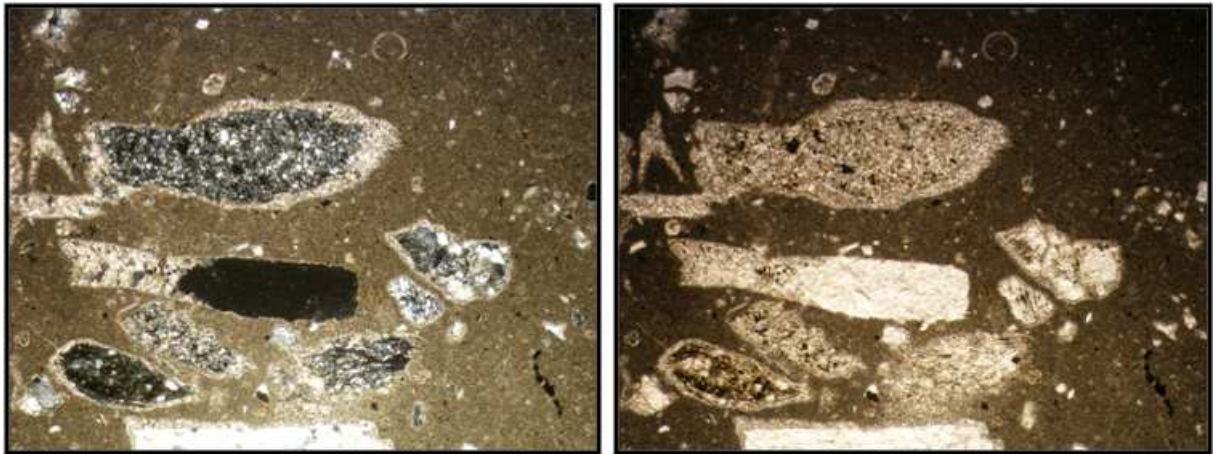
Úlomky prachovců měly aleuritickou strukturu (obr. 22) a byly tvořeny křemenem, plagioklasy, muskovitem a opakními minerály. Opakní minerály tvořily velké shluky nepravidelných tvarů a velikostí. Velikost klastů prachovců se pohybovala okolo 4 mm x 2 mm, avšak přítomny byly i menší klasty. Některé úlomky kolem sebe měly kalcit, který do úlomků prachovců zasahoval a vyplňoval jejich pukliny. Pojivo je místy značně zakalené, objevují se velice drobné šupinky muskovitu (sericitu). Křemeny v pojivu undulózně zhášely. U plagioklasů nebylo patrné lamelování ani myrmekity. Úlomky hornin se v klastech prachovců neobjevovaly.



Obr. 22: Úlomek prachovce (2,2 mm x 1,8 mm), nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 6

6.2.9 Silicit

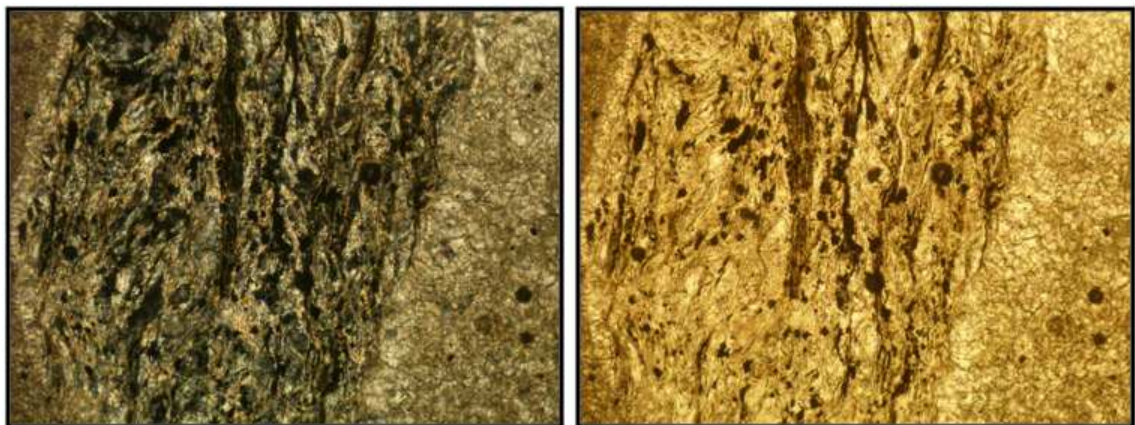
Velikost těchto klastů se pohybovala okolo 0,5 mm x 0,2 mm (obr. 23), jejich tvar byl nepravidelný, opracování klastů poloostrohranné. Struktura byla mikrozrnná, tvořena křemenem a opakními minerály, které se objevovaly samostatně i ve shlucích. Opakní minerály byly velice malé (nejmenší okolo 0,10 mm x 0,15 mm) a byly xenomorfně omezeny.



Obr. 23: Úlomek silicitu (0,3 mm x 0,2 mm), nalevo v XPL, napravo v PPL, vzorek č. 8

6.2.10 Fylit

Poloostrohranné a ostrohranné klasty fylitu velké až 2 mm x 2 mm jsou tvořeny muskovitem (někdy také sericitem), opakními minerály a křemenem, který kvantitativně převažoval (obr. 24). Šupinky muskovitu zde byly velké okolo 0,3 mm a zrna křemene byla přibližně stejně tak velká. Sericit tvořil ještě drobnější šupinky. Některé křemeny při otáčení stolcem undulózně zhášely. Některé klasty fylitu byly silně limonitizované, což se projevuje hnědooranžovou interferenční barvou v XPL i PPL. Struktura fylitových klastů je blastopelitická.

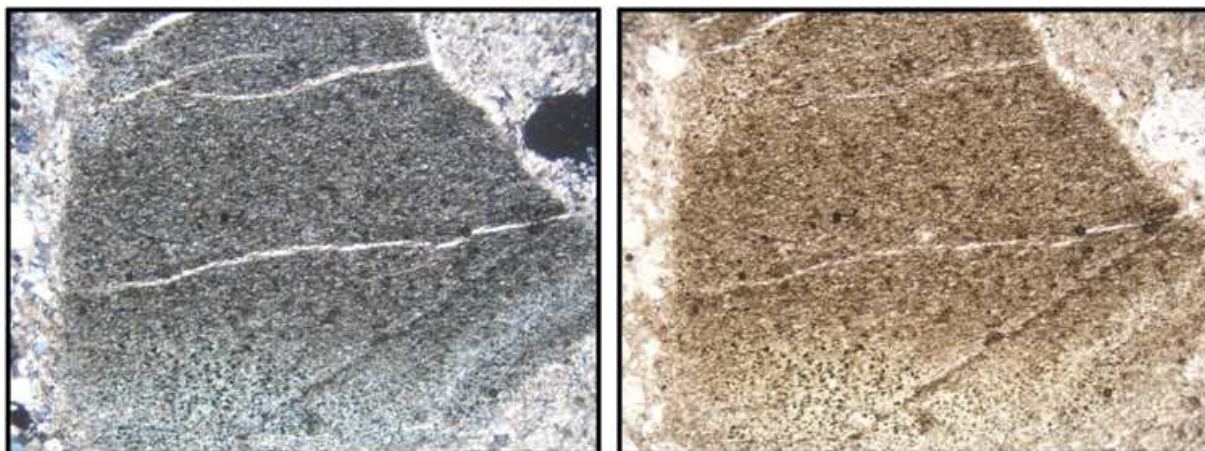


Obr. 24: Klast fylitu (0,75 mm x 1,75 mm), nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 11

6.2.11 Břidlice

Břidlice jsou velice jemnozrné (obr. 25), jejich struktura je pelitická a jsou tvořené jemnými zrny křemene, muskovitu, a opakního minerálu. Jejich klasty jsou

většinou poloostrohranné o velikosti okolo 3 mm x 2 mm. Některá podléhala limonitizaci (hnědooranžové zbarvení v XPL i PPL).



Obr. 25: Ostrohranný klast břidlice (2,75 mm x 1,86 mm), nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 10

6.2.12 Kvarcit

Tyto klasy se vyskytují samostatně v karbonátové matici (obr. 26), avšak i v jiných klastech hornin (droba). Kvarcit je tvořen velkým množstvím křemene, jejich struktura je granoblastická, někdy lepidogranoblastická a jsou středně zrnité. Někdy je kvarcit tvořený polykrystalickými zrny křemene. Některé klasy obsahovaly velmi malé šupinky muskovitu, které byly často zprohýbané. Křemeny undulózně zháší, zrna jsou popraskaná. Jejich velikost se nejčastěji pohybuje okolo 1 mm x 2 mm.



Obr. 26: Samostatný poloostrohranný klast kvarcitu (3 mm x 1,5 mm) v karbonátové matrix, nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 2

6.2.13 Fosilie

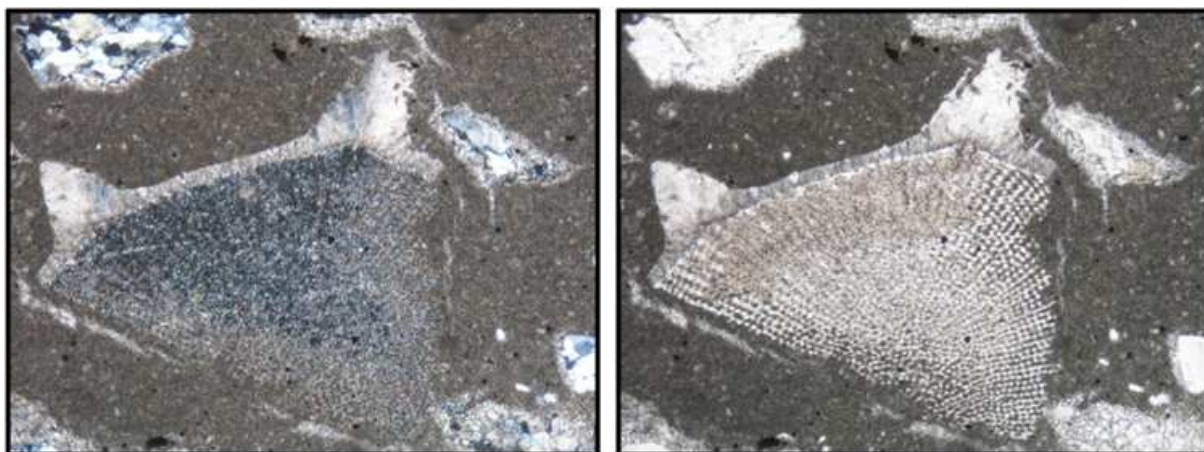
Ve výbrusech vápence se nachází velké množství fosilií. Většinou jde pouze o jejich úlomky, avšak častý je výskyt i celých (kompletních) fosilií. V karbonátové matrix se nacházejí ostny ježovek (obr. 27, 28), foraminifery, korály, blíže neurčitelné rody ostnokožců a schránky mlžů až několikacentimetrových rozměrů.

Ve výbrusech byly patrné příčné řezy kompletních ostnů ježovek (velikost největších se pohybovala okolo 2,5 mm x 2 mm) i jejich fragmentů. Velikost nejmenších z nich se pohybovala okolo 0,13 mm x 0,13 mm.

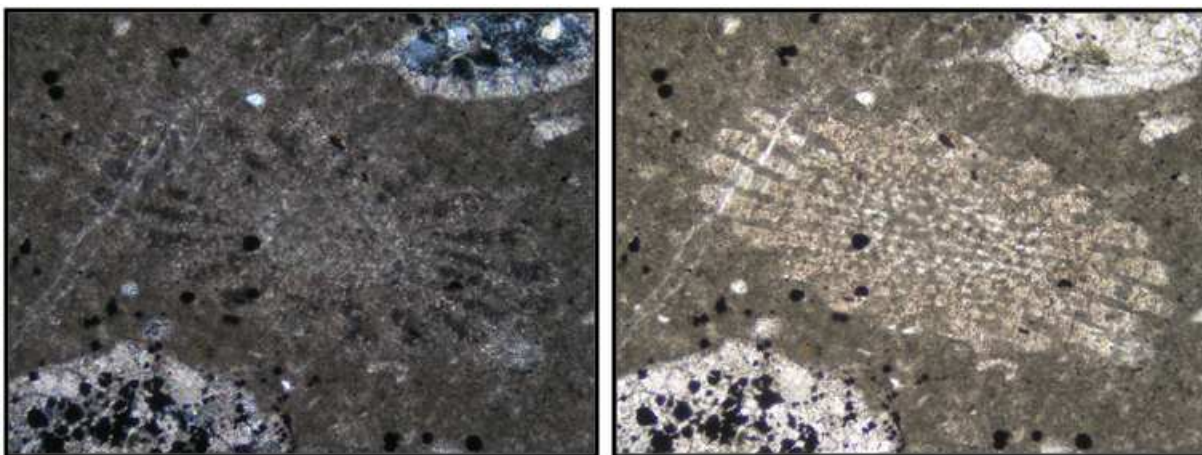
Foraminifery jsou ve výbrusech vápence zcela převažující fosilií. Objevují se zde jak jednořadé, dvouřadé (obr. 29), tak spirální foraminifery (obr. 30). Velmi častý je rod *Globigerina*.

Často jsou ve výbrusech přítomny i úlomky korálů (obr. 31). Vnitřek sept vždy vyplňuje mladší hrubozrnný kalcit. Velikost největších úlomků korálů dosahuje až 6 mm x 3 mm.

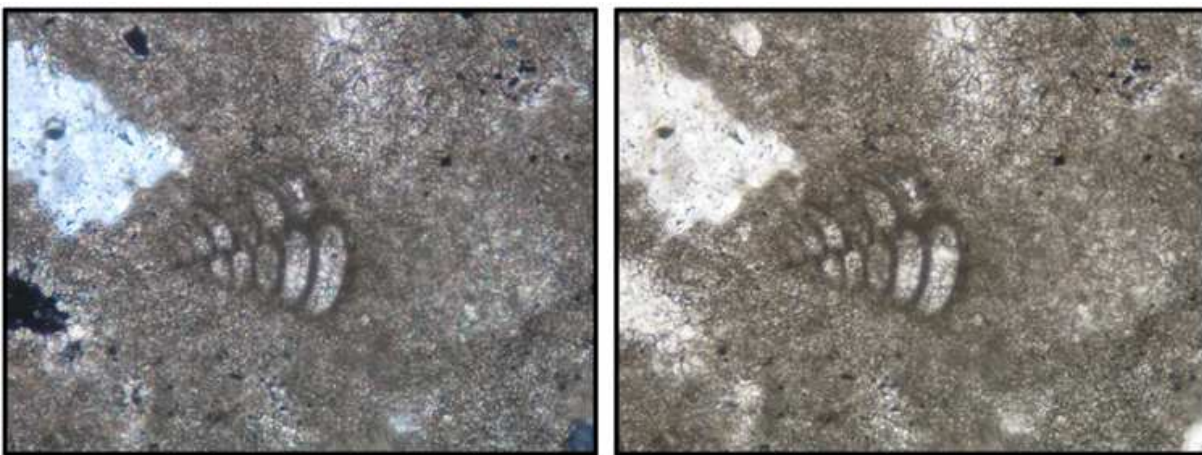
Ostatní schránky mlžů, které nelze blíže určit, se vyskytovaly pouze jako lištovité úlomky různých velikostí. Většina plochy výbrusů č. 4 a 5 je tvořena schránkou mlže (jde o výbrusy zhotovené z totožného kusu horniny). Schránka mlže je v obou zmiňovaných výbrusech vyplněna rekrystalizovaným kalcitem.



Obr. 27: Nekompletní osten ježovky (2,25 mm x 2,05 mm), nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 3



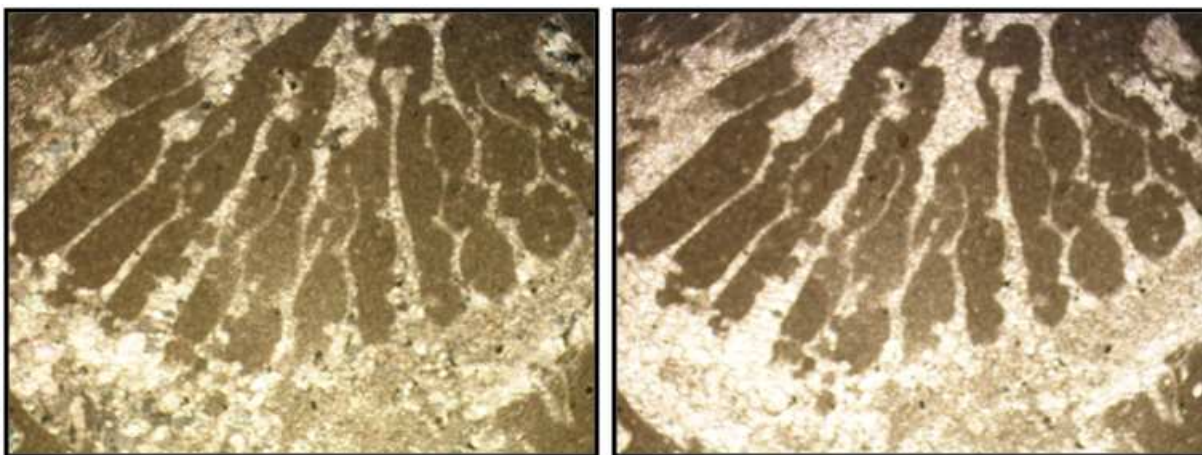
Obr. 28: Kompletní, příčný řez ostnem ježovky (1,98 mm x 1,2 mm), nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 12



Obr. 29: Dvouřadá foraminifera (0,18 mm x 0,15 mm) uvnitř karbonátové matrix, nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 2



Obr. 30: Velká spirální foraminifera (0,75 mm x 0,25 mm), nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 2



Obr. 31: Korál (6 mm x 3 mm), nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 2

6.2.14 Mikrit

Vápenec je tvořen jemnozrnným mikritem, který je zakalený příměsí jílových minerálů. V této matrix se mimo již zmiňované litické a minerální klasty vyskytují také póry, jejichž velikost je okolo 0,1 mm. Na některých místech je mikrit silně limonitizován.

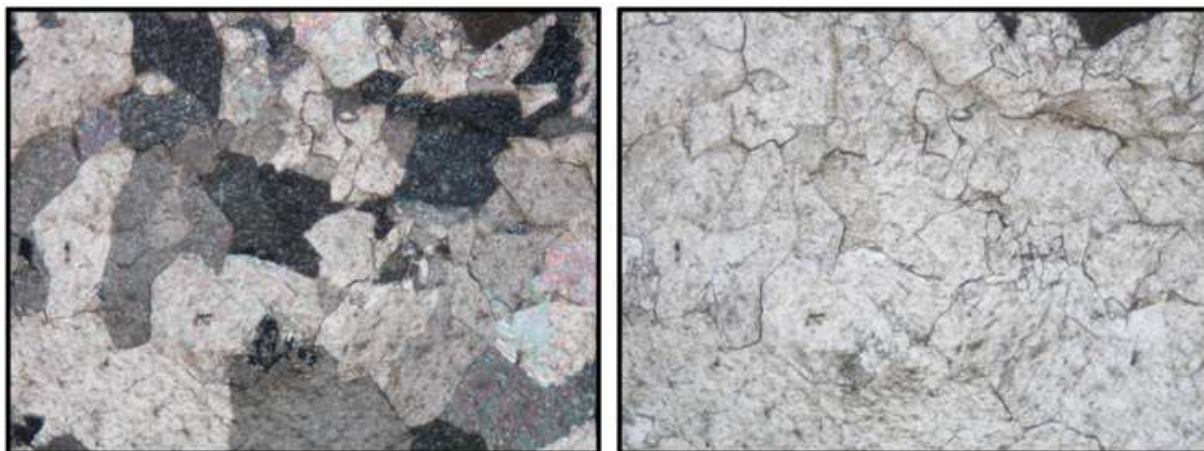
6.2.15 Póry

Distribuce pórů ve vápenci je zcela nahodilá, žádnou druhotnou výplň neobsahují. Jejich velikost se pohybuje okolo 0,1 mm a jejich tvar je někdy kulovitý, jindy nepravidelný.

6.2.16 Kalcit

Mladý rekrystalizovaný kalcit (obr. 28) obklopoval některé úlomky horninových klastů, některé z nich i protínal. V těchto kalcitových lemech se ty největší kalcity nacházely vždy na okrajích lemu a ty nejmenší v pozici blíže klastu horniny. Rozměr největších kalcitů se pohyboval okolo 0,88 mm x 0,5 mm, těch nejmenších okolo 0,03 mm x 0,03 mm. Kalcit obklopoval a vyplňoval i některé fosilie, v některých výbrusech tvořil shluky. Největší shluk (12 mm x 3 mm) rekrystalizovaného kalcitu se nachází ve výbruse č. 3. Zrna měla xenomorfní omezení a nepravidelný tvar, v XPL měla světle hnědou až bílou barvu vyššího řádu, v PPL byla pseudopleochroická v hnědých odstínech. Některá zrna obsahovala inkluze opakních minerálů

nepravidelného tvaru. Jejich velikost se pohybovala okolo 0,05 mm. Štěpnost, růstová zonálnost ani lamelování nebylo pozorováno.



Obr. 32: Nepravidelná zrna mladého rekrystalizovaného kalcitu (zrno uprostřed 0,7 mm x 0,5 mm), nalevo v XPL, napravo v PPL, výbrus č. 11

6.3 Výsledky planimetrie

Karbonátová matrix u většiny výbrusů nad litickými i minerálními úlomky či fosiliemi v ní obsažených jasně převažovala (ve výbruse č. 12 tvořila až 82,1 %). Ve výbruse č. 4 a 5 tomu bylo jinak. Celými těmito výbrusy prochází schránka mlže, tudíž procentuálně v těchto výbrusech fosilie zabírají až přes 55 %. Glaukonit se nejčastěji vyskytoval ve výbruse č. 4, opakní minerály a samostatné klasty křemene ve výbruse č. 8 spolu s největším samostatným zrnem muskovitu. Z litických klastů většinou převažují klasty droby. Procentuální zastoupení minerálních klastů, litických klastů a ostatních komponent vápence jsou uvedeny v tabulce 1.

č. výbrusu	křemen (%)	muskovit (%)	glaukonit (%)	opakní min. (%)	droba (%)	pískovec (%)	slepenec (%)
1	0,53	0,00	0,00	0,00	12,11	4,62	5,43
2	0,71	0,00	0,00	0,18	10,48	2,01	4,10
3	0,87	0,00	0,00	0,27	12,05	1,40	5,54
4	0,96	0,00	0,58	0,19	1,33	0,26	0,09
5	1,47	0,00	0,08	0,31	0,62	0,15	0,00
6	0,32	0,00	0,16	0,40	5,43	1,30	3,09
7	1,00	0,00	0,08	0,15	12,12	1,78	4,40
8	2,49	0,08	0,08	0,75	21,98	2,34	6,66
9	0,73	0,00	0,29	0,07	21,01	2,78	4,56
10	0,25	0,00	0,00	0,17	9,70	0,66	2,01
11	0,31	0,00	0,00	0,12	13,25	1,31	5,33
12	0,00	0,00	0,00	0,36	2,61	0,18	1,24

prachovec (%)	silici t (%)	fylit (%)	břidlice (%)	kvarcit (%)	fosílie (%)	mikrit (%)	kalcit (%)	Suma všech hodnot
3,20	4,09	6,66	5,53	2,50	2,20	35,64	17,49	100,00
2,20	0,77	3,68	3,44	1,42	3,20	56,23	11,57	99,99
1,13	0,27	0,87	1,00	0,20	2,14	61,16	13,10	100,00
0,15	0,96	0,13	0,00	0,00	57,12	37,21	1,02	100,00
0,12	0,46	0,39	1,08	1,47	55,88	36,04	1,93	100,00
2,35	0,08	3,64	2,59	2,35	0,73	68,97	8,58	99,99
1,31	4,40	4,56	1,78	3,40	2,01	56,84	6,18	100,01
2,20	0,90	1,13	5,20	3,09	11,01	39,67	2,41	99,99
1,47	5,84	8,18	5,33	0,80	0,88	40,31	7,74	99,99
1,07	1,58	6,22	2,07	0,17	1,24	60,77	14,10	100,01
1,40	1,62	11,97	1,31	0,37	0,00	50,03	12,97	99,99
0,00	0,53	2,79	0,83	0,00	1,07	82,10	8,30	100,01

Tab. 1: Výsledky planimetrie výbrusů vápence z Hrabůvky (obj. %)

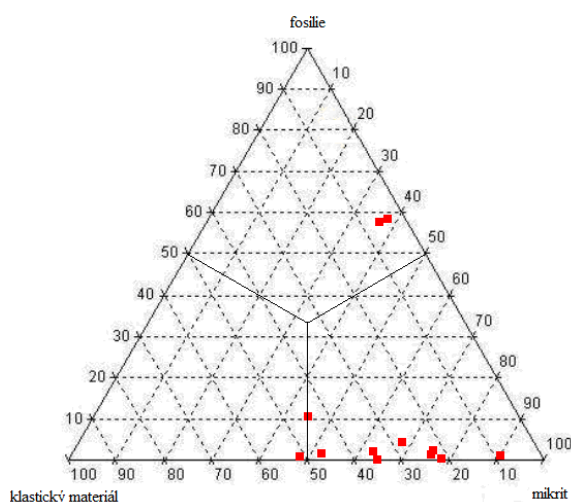
7 Diskuze

V oblasti Hrabůvky dochází ke křížení dvou důležitých zlomů. Jedná se o zlom omezující Moravskou bránu směru SV–JZ a temenický zlom směru SZ–JV (Havíř et al. 1996). Studovaný izotopicky anomální vápenec (Dolníček et al. 2002) se vyskytuje ve formě neptunických žil protínajících vrstevní plochy drob. Do puklin a reaktivovaných zlomových struktur začal pozvolna zaklesávat nepevněný vápnitý materiál spolu s mořskými organismy. Vše probíhalo pod mořskou hladinou. Poté došlo k diagenезi. Později začal v žilách vznikat mladý rekrystalizovaný kalcit hydrotermálního původu. Hydrotermální alterace mohla mít za následek změnu původního izotopového složení vápence. Již zmíněné zlomové systémy umožňovaly migraci hydrotermálních fluid.

Vrstevnatosti a tektonickým poruchám kulmu se věnovalo množství autorů (například Kučera 2004, Havíř et al. 2003). Převažující směr puklin je dle Kučery (2004) V–Z, S–J a SZ–JV se sklonem pod úhlem 60°–90°. Naopak Havíř (2003) píše o tektonických poruchách orientovaných především ve směru SZ–JV (se sklonem 10°–50°). Mnou měřené pukliny jsou orientovány ve směru SSV–JJZ (se sklonem 65°–80°) a ZSZ–VJV (70°–90°). Některé z žil byly postiženy mladšími zlomy směru SV–JZ a SZ–JV, které odpovídají literárním údajům (křížení zlomu omezující Moravskou bránu a zlomu temenického).

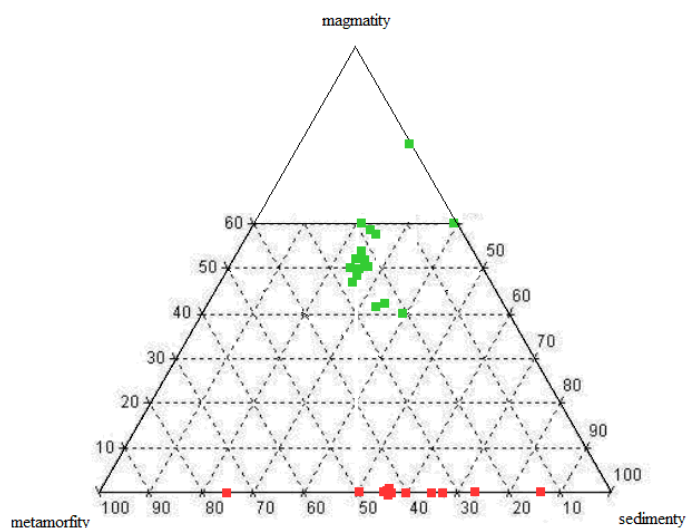
Vápenec v sobě obsahuje úlomky hornin. Droby, břidlice a slepence karbonského stáří pocházejí z kulmu Nízkého Jeseníku. Klasty ostatních hornin (fylity, kvarcity) pochází ze starších částí moravického souvrství (Bábek et al. 2004).

Planimetrické analýzy výbrusů byly vizualizovány v trojúhelníkovém diagramu, v němž se porovnávalo procentuální zastoupení fosilií, veškerého siliciklastického materiálu a mikritu (obr. 33). Z diagramu vyplývá, že většina výbrusů odpovídá mikritovému vápenci. Dva z projekčních bodů spadají do pole organogenního vápence, 1 do pole klastických sedimentů a 1 přesně na rozhraní klastického sedimentu a mikritického vápence. Hornina, která spadá do pole klastického sedimentu je petromiktní brekcie.



Obr. 33: Výsledky planimetrické analýzy aplikované do trojúhelníkového diagramu fosilie – mikrit – klastický materiál

Do trojúhelníkového diagramu bylo taktéž vyneseno procentuální zastoupení úlomků sedimentárních, magmatických a metamorfovaných hornin ve vápenci (obr. 34). Z diagramu vyplývá, že nejčastěji se ve vápenci objevují úlomky sedimentárních a metamorfovaných hornin. Magmatity zde zastoupeny nejsou. Zastoupení horninových typů ve slepencích moravického souvrství je však rozdílné – ve slepencích je obsaženo množství úlomků magmatických hornin (Bábek et al. 2004).



Obr. 34: Vzájemné zastoupení magmatických, metamorfovaných a sedimentárních klastů ve vápenci (červené body) a slepenci (zelené body)

Přítomnost fosilií mořských organismů (foraminifery, koráli, atd.) dokládá přítomnost moře během vzniku vápence. Mezi typické terciérní organismy patří například foraminifery (rod *Globigerina*), kterých je ve výbrusech značné množství. Moře se však dostalo na jv. okraj Českého masívu teprve až v období badenu – po poklesu celého území kulmu Nízkého Jeseníku (Brzobohatý, Cicha 1993). Pro tyto skutečnosti je zřejmé, že studovaný vápenec je badenského stáří.

Pokud porovnáme vápenec z Hrabůvky s jinými výskyty vápence z oblasti flyšových příkrovů, dojdeme k závěru, že většinou jsou výskyty vápenců výrazně starší a liší se fosilním obsahem. Např. Bubík (2012) při příležitosti stavby nové silnice prováděl výzkumy v oblasti silničního zářezu Rychaltic (lokalita situována v chlebovických vrstvách slezské jednotky). Biomikritický vápenec šedé barvy obsahoval fosilie belemnitů, zatímco ve vápencových čočkách s černošedou jílovitou matrix se nacházely aptychy a úlomky belemnitů z období spodní křídý až cenomanu (Bubík 2012).

Zágoršek a Jašková (2010) popisují v obci Rousínovec (karpatská předhlubeň) organodetritický siltový vápenec, ve kterém dominovaly makrofosilie mechovek. Patrné byly také úlomky ježovek a měkkýšů. Na této lokalitě bylo identifikovaných celkem 52 taxonů. Podobně je tomu tak i na jiných lokalitách karpatské předhlubně (Slavkov, Holubice, Kroužek, Podbřežice). Je proto možné, že na těchto lokalitách jde o spodnobadenské sedimenty (Nehyba et al. 2008 in Zágoršek et al. 2010).

8 Závěr

Výskyt vápence z Hrabůvky se jeví zajímavým nejen z hlediska jeho anomálního izotopového složení, ale také z hlediska charakteru jeho výskytu. Vápenec tvoří žíly, které protínají vrstevní plochy drob. V této bakalářské práci došlo ke zpracování literárních poznatků o studovaném území, zahrnuty jsou úvahy o původu klastické příměsi vápence.

V laboratorní části se včetně makropopisu zpracovaly výsledky planimetrické analýzy, které pomohly blíže určit procentuální zastoupení jednotlivých komponent vápence a určit tak jeho typ. Ve většině případů odpovídaly vzorky mikritickému vápenci, ve dvou případech organogennímu vápenci a jednou klastickému sedimentu s převahou úlomků psefity-psamitické frakce (jde tedy o petromiktní brekci).

Při porovnávání vápence a slepence moravického souvrství bylo zřejmé zcela rozdílné zastoupení horninových klastů. Zatímco vápenec neobsahoval klasy magmatických hornin, u slepence tyto klasy nad ostatními převažovaly.

Mořský původ vápence je zřejmý z výsledků detailního popisu výbrusů (přítomnost fosilií). Při porovnání vápence z Hrabůvky s jinými vápenci z oblasti karpatské předhlubně a slezské jednotky byla u jiných vápenců patrná pestřejší druhová diverzita fosilií (mechovky, atd.).

9 Použitá literatura

- Bábek O., Mikuláš R., Zapletal J., Lehotský T. (2004): Combined tectonic-sediment supply-driven cycles in a Lower Carboniferous deep-marine foreland basin, Moravice Formation, Czech Republic. – *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, roč. 93, str. 241–261.
- Bábek O., Mikuláš R., Zapletal J., Lehotský T., Pluskalová J. (2001): Litofacie a fosilní stopy jemnozrnného turbiditního systému v jižní části moravického souvrství jesenického kulmu, Český masiv. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2000*, roč. 8, str. 38–41. Brno.
- Bábek O., Přichystal A., Lehotský T. (2003): Modální složení a gamaspektrometrie psamitů moravického souvrství: důsledky pro provenienční studie sedimentů kulmské facie. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2002*, roč. 10, str. 36–39. Brno.
- Bubík M. (2012): Geologické výsledky dokumentace zářezů na stavbě silnice R48 mezi Rychalticemi a Frýdkem-Místkem. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, roč. 19, str. 77–81. Brno.
- Brzobohatý R., Cicha I. (1993): Karpatská předhlubeň. – In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds): *Geologie Moravy a Slezska. – Moravské zemské muzeum a Sekce geologických věd PřF MU 1993*, str. 123–128. Brno.
- Czudek T., Dvořák J. (1989): Vznik morfostruktury Moravské brány. – *Sborník Československé geografické společnosti 1989*, roč. 94, str. 241–248. Praha.
- Dolníček Z., Zimák J., Slobodník M. (2002): Izotopicky anomální vápenec z Hrabůvky a jeho srovnání s podobnými výskyty na Moravě. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2001*, roč. 9, str. 48–50. Brno.
- Dvořák J. (1994): Variský flyšový vývoj v Nížkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. *Český geologický ústav*, str. 5–77. Praha.
- Eliáš M., Pálenský P. (1998): Model vzniku miocénních předhlubní na Ostravsku. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1997*, str. 65–66. Praha.
- Havíř J., Dvořák V., Otava J. (2003): Nové výsledky strukturního studia paleozoika okolí Hranic. – *Geologické výzkumy Moravy a Slezska v roce 2002*, roč. 10, str. 48–51. Brno.
- Havíř J., Skácelová Z. (1996): Tektonické otřesy na východním okraji Českého masívu. – *Geologické výzkumy Moravy a Slezska v roce 1995*, roč. 3, str. 4–8. Brno.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): *Geologická minulost České republiky*. Academia. Praha.
- Jurková A. (1976): Stavba karpatské předhlubně a flyšových příkrovů na sv. Moravě. – *Časopis pro mineralogii a geologii*, roč. 21, str. 426–471. Praha.
- Kumpera O. (1983): *Geologie spodního karbonu jesenického bloku*. – *Knihovna Ústředního ústavu geologického*, str. 1–172. Praha.
- Kučera J. (2004): Hydrotermální mineralizace v břidlicových souvrstvích spodního karbonu Nížkého Jeseníku. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2003*, roč. 11, str. 51–54. Brno.
- Nehyba S. (2000): The cyclicity of lower miocene deposits of the SW part of the Carpathian Foredeep as the depositional response to sediment supply and sea-level changes. – *Geologica Carpathica*, roč. 51, str. 7–17. Bratislava.

- Zágoršek K., Jašková V. (2010): Mechovky z dočasného odkryvu v okolí obce Rousínovec (karpatská předhlubeň, jižní Morava). – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2009, str. 179–182. Praha.
- Zimák J. (2000): Mineralogie hydrotermálních žil v lomech u Hrabůvky a Nejdku (moravskoslezský kulm). – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1997, roč. 7, str. 106–108. Brno.

Použité internetové zdroje

URL 1: www.hrabuvka.cz (platné k 20. 5. 2012)