

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE

**Geochemie a petrografie karbonátových sedimentů spodního devonu
v Barrandienu**

bakalářská práce

Vendula Oborná

Environmentální geologie (B1201)

prezenční studium

vedoucí práce: Prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

Olomouc 2016

Prohlašuji, že jsem předloženou práci vypracovala samostatně, za použití citované literatury a zdrojů.

V Olomouci dne

.....

Podpis

Děkuji mému vedoucímu práce, Prof. Mgr. Ondřeji Bábkovi, Dr., za vedení mých kroků, za jeho věcné připomínky a poskytnutí všech materiálů potřebných k tvorbě této práce.

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Vendula Oborná

Název práce: Geochemie a petrografie karbonátových sedimentů spodního devonu v Barrandienu

Typ práce: bakalářská práce

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

Vedoucí práce: prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

Rok obhajoby: 2016

Abstrakt: Spodnosedevonské sedimentární horniny pražské pánve Barrandienu (lochkovské, pražské a zlíčovské souvrství) vykazují velmi širokou faciální variabilitu, od rifových koněpruských vápenců až po hemipelagity (dvorecko-prokopské vápence) a karbonátové turbidity (zlíchovské souvrství). Na spodní a svrchní hranici a uvnitř pražského souvrství (prag-ems) jsou vyvinuty důležité faciální změny, které odráží změnu sedimentačního prostředí, často doprovázené faunistickými zvraty (bioeventy). Hranice lochkovského a pražského souvrství je charakterizována výskytem krinoidových vápenců ochuzených o terigenní proxy uložených v mělkovodním a oligotrofním prostředí. Svrchní hranice pražského souvrství a spodní hranice zlíčovského s. je určena prudkým kolísáním a zvýšením hodnot terigenních proxy indikující tak změnu konfigurace pražské pánve. Zvýšené hodnoty redoxní proxy a proxy produktivity Cu velmi dobře vyznačují tzv. český graptolitový event určující hranici prag/sp.ems.

Klíčová slova: spodní devon, prvková geochemie, mikrofaciální analýza, Barrandien, pražská pánev, karbonátové sedimenty

Počet stran: 53

Počet příloh: 0

Jazyk: čeština

Bibliographical identification:**Author's first name and surname:** Vendula Oborná**Title:** Geochemistry and petrology of carbonate sediments of the Lower Devonian in the Barrandien area**Type of thesis:** bachelor**Institution:** Palacký University in Olomouc, Faculty of Science, Department of Geology**Supervisor:** prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.**The year of presentation:** 2016

Abstract: Sedimentary rocks of Lower Devonian age in Prague Basin in the Barrandian area (Lochkov, Praha and Zlíchov Formation) show wide facial variability, from reef Koněprusy limestone to hemipelagic limestones (Dvorce-Prokop limestone) and calciturbidites (Zlíchov Formation). Many important changes have developed on the lower and upper boundary and inside of Praha Formation, which reflect changes in sedimentary environment, often being accompanied by faunal changes (bioevents). Lochkov/Praha Formation boundary is characterized by occurrence of crinoidal limestones depleted in terrigenous proxies having been deposited in shallow and oligotrophic environment. The upper boundary of Praha Formation and the lower boundary of Zlíchov Formation is characterized by abrupt fluctuations of values of terrigenous proxies indicating a change in configuration of the Prague Basin. Higher values of redox and paleoproductivity proxy of Cu finely distinguish the 'Bohemian Graptolite Event' identifying Pragian/lower Emsian boundary.

Keywords: Lower Devonian, elementary geochemistry, microfacial analysis, Barrandian, Prague Basin, carbonate sediments

Number of pages: 53**Number of appendices:** 0**Language:** Czech

Obsah

1. Úvod.....	7
2. Geografické vymezení oblasti.....	8
3. Regionální geologie Barrandienu.....	9
4. Stratigrafie a litologie spodního devonu pražské pánve.....	13
4.1. Spodní devon pražské pánve.....	13
4.2. Lochkovské souvrství.....	14
4.3. Pražské souvrství.....	15
4.4. Zlíchovské souvrství.....	17
4.5. Dalejsko-třebotovské souvrství.....	18
5. Tektonika.....	19
6. Lokality.....	20
7. Mikrofaciální analýza.....	23
7.1. Hlavní komponenty karbonátových hornin.....	23
7.2. Dunhamova klasifikace.....	23
7.3. Standardní mikrofacie.....	28
8. Metodika práce.....	29
9. Výsledky.....	30
9.1. Petrografický popis výbrusů a mikrofaciální analýza.....	30
9.2. Prvková geochemie - profil Branžovy.....	36
9.3. Prvková geochemie – profil Velká Chuchle.....	42
10. Diskuze.....	46
10.1. Mikrofaciální charakteristika a sedimentační prostředí vápenců pražského souvrství.....	47
10.2. Geochemické trendy na hranicích pražského souvrství.....	48
10.3. Kvalita dat z lokality Branžovy a lokality Homolka.....	48
11. Závěr.....	49
12. Literatura.....	50

1. Úvod

Cílem bakalářské práce je sledovat změny mikroskopického složení vápenců (mikrofacie) a prvko-
vého geochemie (EDXRF) na rozhraních lochkovského, pražského a zlíčovského souvrství spodního de-
vonu pražské pánve. Dále interpretovat tyto změny ve smyslu změn hladiny moře a hloubky dna; respektive
popsat regresivní a transgresivní trendy projevující se změnou koncentrací tzv. terigenních proxy. Vedlej-
ším cílem je případně interpretovat změny oxygenace mořského dna.

Literární rešerše byla zpracována v rozsahu regionální geologie, stratigrafie spodního devonu praž-
ské pánve, petrografické klasifikace karbonátů a standardní karbonátové mikrofacie. Práce byly odvedeny
na dvou vybraných profilech, lom Branžovy u Loděnic (lochkovské až zlíčovské s.) a globální stratotyp
(GSSP) hranice lochkov/prag na vrchu Homolka ve Velké Chuchli. Vzorky z obou lokalit byly odebrány
prof. Mgr. Ondřejem Bábkem, Dr. a dalšími členy katedry Geologie v létě 2014 v rámci projektu **P210/14-
18183S Sekvenční stratigrafie devonských bioeventů - výkyvy mořské hladiny na přechodu od kli-
matického režimu greenhouse k icehouse (2014-2016)**.

Rozdílné laboratorní zpracování vzorků sloužilo ke kvalitativnímu srovnání použitých metod a po-
skytutých výsledků.

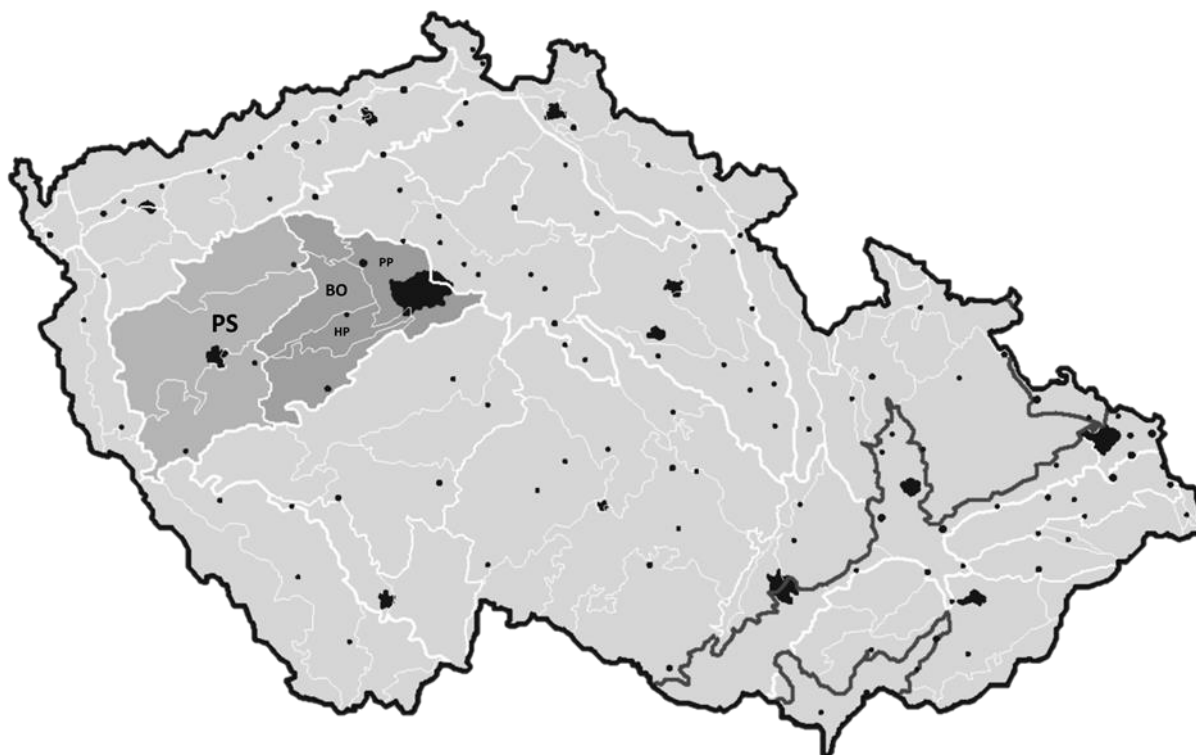
2. Geografické vymezení oblasti

Oblast Barrandienu zasahuje do středních, západních a východních Čech. Uloženiny spodního devonu se nachází v pražské pánvi (synformě) v oblasti mezi Prahou a Plzní.

Obě studované lokality byly vyčleněny v oblasti pražské synformy. Lokalita Lom na Branžovech, dále označovaná Branžovy (BR), spadá pod vrchovinu Berounky, detailněji náleží Pražské plošině. Lokalita Homolka (VC) spadá pod Brdskou vrchovinu do Hořovické pahorkatiny (Demek 1965). Vrchovina Berounky i Brdská vrchovina se vyčleňují v rámci Brdské oblasti v Poberounské subprovincii České vysočiny (Demek 2014) (*obr. 1*).

Brdská vrchovina buduje území mezi Plzeňskou a Pražskou plošinou protažené ve směru JZ-SV; rozkládá se na pravém břehu řeky Berounky mezi obcí Rokycany a soutokem řek Berounky a Vltavy (Demek 1965). Geomorfologie území je určena variskou orogenezí (380-300 Ma), respektive denudačními procesy spjatými s tektonickým postižením oblasti. Odlišná odolnost hornin a tektonika podmínily vznik reliéfu, kde se ostře střídají hřbety a sníženiny (Demek 2014). Střední sklon svahů Hořovické pahorkatiny je $4^{\circ} 34'$ k SV (*www. 1*). Dále pak určovaly charakter území vodní toky a ukládání štěrkových teras v miocénu a kvartérní ukládání spraší. Brdská vrchovina (respektive Hořovická pahorkatina) přechází na SV do méně členité Pražské plošiny (Demek 1965). Hlavním vodním tokem oblasti je řeka Berounka, která již od terciéru sleduje dnešní směr na SV (Demek 1965). Průměrná roční teplota se pohybuje okolo $7,3^{\circ}\text{C}$ a průměrné roční srážky dosahují 600-650 mm (*www. 2*). Klimaticky spadá toto území do mírně vlhké oblasti (*www. 2*).

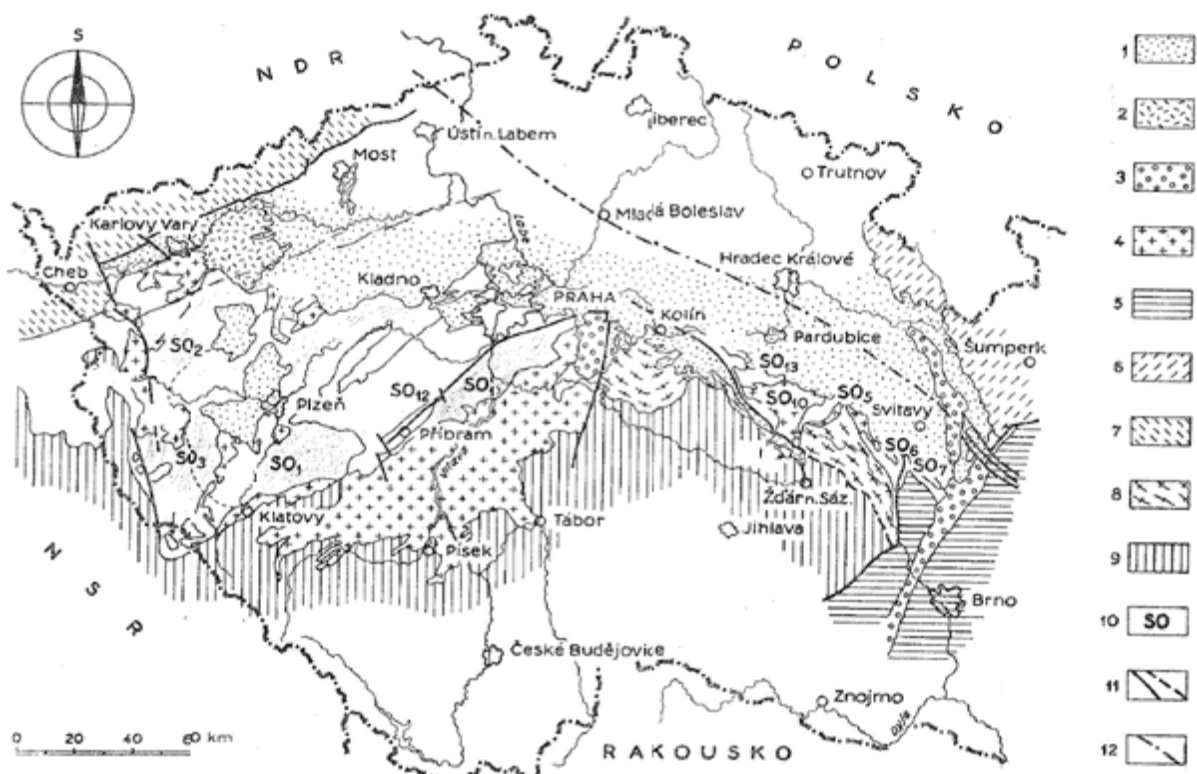
Pražská plošina se nachází v sv.části vrchoviny Berounky, je tvořena denudačními zbytky hornin svrchního proterozoika (algonklia) (Demek 1965), paleozoikem Barrandienu a hornin permokarbonu; které se noří pod horniny České křídové pánve. Tato oblast, ačkoliv označována jako geomorfologicky jednotvárná parovina, je zvlněná; postižená variskou orogenezí; a formována kvartérním klimatem – sprašovými nánosy a tvorbou neogenních a pleistocenních říčních teras řeky Vltavy (Demek 2014). Střední sklon svahů Pražské plošiny je $2^{\circ} 53'$ (*www. 1*). Významnou oblastí je Chotečská plošina ležící v jz. části Pražské plošiny tvořená vápenci silurského až devonského stáří; zde lze nalézt hojné krasové tvary (Demek 1965). Hydrografickou osou Pražské plošiny je řeka Vltava, která vytváří údolí ve směru J-S (Demek 1965). Dalším významným tokem je řeka Berounka. Území Pražské plošiny spadá do klimatického rozhraní mezi oblastí mírně teplou, suchou s mírnou zimou a oblastí mírně teplou, suchou, převážně s mírnou zimou (*www. 3*). Průměrná roční teplota se pohybuje okolo $8,5^{\circ}\text{C}$ a průměrné roční srážky dosahují 520 mm (*www. 3*).



Obrázek 1. Mapa ČR s vyznačenou Poberounskou subprovincií (PS), Brdskou oblastí (BO) a v jejím rámci Pražskou plošinu (PP) a Hořovickou pahorkatinu (HR). Dostupné z wikipedia.org (upraveno).

3. Regionální geologie Barrandienu

Barrandien spadá do středočeské oblasti (bohemika), jenž je součástí Českého masivu. Český masiv je troskou variského orogénu vzniklou při variském vrásnění (380-300 Ma) (Chlupáč et al. 2002). Středočeská oblast je na JV oddělena od moldanubika středočeským švem, který je však skryt pod středočeským plutonickým komplexem, na J železnohorským zlomem, jenž je zakryt usazeninami svrchní křídy (Cháb et al. 2008). Na V se odděluje od moldanubika a lugika železnohorským plutonem, který je opět překryt usazeninami svrchní křídy (Chlupáč a Štorch 1992), východní hranicí letovického krystalinika je hlavní zlom boskovické brázd (Mísař et al. 1983). S–sv. hranici s lugikem tvoří labský zlom (labská linie), překrytý postorogenními usazeninami. S-sz. nasunutí na saxothuringikum tvoří litoměřické zlomové pásmo. Na západě se středočeská oblast stýká s moldanubikem a saxothuringikem, odděluje se systémem českého křemenného valu a mariánsko-lázeňským zlomem (Cháb et al. 2008).



Obrázek 2. Základní rozdělení bohémika na dílčí jednotky (Dudek a Misař 1983) (upraveno).

Legenda mapy: 1 permokarbonské a mladší sedimenty, 2 vulkanity terciérní, 3 výplň blanické a boskovické brázdy, 4 granitoidní masivy, 5 moravskoslezská oblast, 6 lugikum, 7 krušnohorská oblast, 8 kutnohorsko-svratecká oblast, 9 moldanubikum, 10 názvy jednotek bohémika (SO1 barrandienské proterozoikum, SO2 tepelské krystalinikum, SO3 domažlické krystalinikum, SO5 hlinské krystalinikum, SO6 poličské krystalinikum, SO7 letovické krystalinikum, SO10 železnohorský pluton, SO12 paleozoikum Barrandienu, SO13 chrudimské krystalinikum), 11 zlomy, 12 hranice lugika a bohémika.

Podle Dudka a Chlupáče (1992) se v bohémiku vyčleňují další oblasti (obr. 2.), mezi něž patří:

- a) metamorfované "ostrovy" jako denudační zbytky pláště středočeského plutonu tvořené proterozoickými a paleozoickými metamorfovanými horninami,
- b) domažlické krystalinikum, jehož součástí jsou bazické a granitoidní masivy,
- c) tepelské krystalinikum s mariánskolázeňským metabazitovým komplexem,
- d) chrudimské starší paleozoikum,
- e) železnohorské proterozoikum,
- f) železnohorský pluton,
- g) hlinské paleozoikum a proterozoikum,
- h) poličské krystalinikum,

- i) letovické krystalinikum, jehož příslušnost ke středočeské oblasti je nejistá,
- j) proterozoikum tepelsko-barrandienské oblasti,
- k) paleozoikum Barrandienu,

Proterozoikum tepelsko-barrandienské oblasti je tvořeno slabě metamorfovanými horninami svrchního proterozoika a nepřeměněnými horninami svrchního proterozoika, na které s úhlovou diskordancí nasedají horniny paleozoika Barrandienu. Proterozoické uloženiny vznikly ukládáním klastických mořských a terestrických sedimentů (droby, prachovce a jílovce) o celkové mocnosti 10 km (Chlupáč et al. 2002), jsou jimi zejména aleuropelitické sedimenty, droby a produkty submarinního vulkanismu ryolitového až bazaltového složení (Mísař et al. 1983). Dále se v oblasti vyskytují silicity (Chlupáč et al. 2002). Vlivem kadomské orogeneze (750-550 Ma) došlo k jejich metamorfóze, silnému provrásnění a poté na ně s úhlovou diskordancí nasedly uloženiny spodního paleozoika (Mísař et al. 1983).

Paleozoikum Barrandienu se rozděluje na příbramsko-jineckou pánev, skryjsko-týřovické kambrium a pražskou pánev (podle dvou sedimentačních fází).

Období sedimentace kambria

Hlavním sedimentačním prostorem byla příbramsko-jinecká pánev (kambrium brdské) (Chlupáč et al. 2002), ve které se hromadily sedimenty úlomkovitého charakteru zejména spodního a středního kambria (Mísař et al. 1983). Vlivem tektonické činnosti její dno klesalo a vrstevní sledy tedy dosahují značných mocností. Druhým sedimentačním prostorem bylo skryjsko-týřovické kambrium, které leží na SZ od příbramsko-jinecké synformy a je plošně menší (Chlupáč et al. 2002).

Kambrická fáze zahrnuje hrubá siliciklastika spodního kambria (terestrická); například žitecké a hlubošské slepence žitecko-hlubošského souvrství o mocnosti až 600 m (Chlupáč et al. 2002). Následují mořské siliciklastické uloženiny středního kambria s trilobitovou faunou (pískovce, droby a břidlice jineckého souvrství v příbramsko-jinecké pánvi; týřovické slepence a skryjské břidlice ve skryjsko-týřovickém kambriu). Dále jsou v horninách středního kambria přítomní měkkýši, ramenonožci, členovci, foraminifery a ostnokožci (Cháb et al. 2008). Mocnost středního kambria zaujímá 200-600 m (Chlupáč et al. 2002). Svrchno-kambrické terestrické sedimenty, vulkanity a vulkanoklastické uloženiny strašického (P-J pánev) a křivoklátsko-rokycanského komplexu (S-T kambrium) zaujímají mocnost 500-1500 m (Chlupáč et al. 2002).

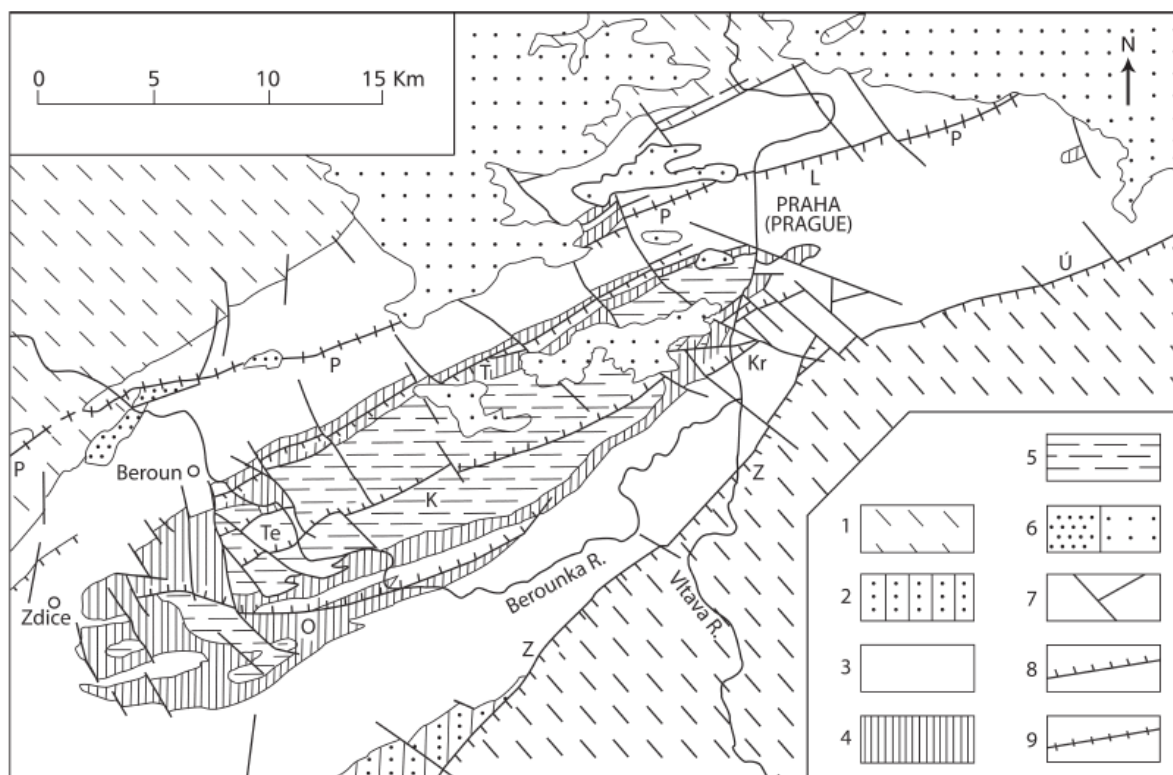
Období sedimentace ordoviku až devonu

Toto období následovalo po hiátu a sedimenty ordoviku spočívají na kambriu s diskordancí. Začala se vytvářet pražská pánev, ve které probíhala hlavní sedimentace až do devonu (Chlupáč et al. 2002), a s ní paralelní pánev metamorfovaných ostrovů (Mísař et al. 1983).

Pro ordovik je typické střídání pelitů, psamitů, aleuritů (Mísař et al. 1983) a vulkanitů; ukládaly se pískovce a slepence třenického souvrství, silicity milínského souvrství, břidlice a vulkanity klabavského (komárovský komplex) až libeňského souvrství (Chlupáč et al. 2002). V dobrotivském a libeňském souvrství lze nalézt skalecké a řevnické křemence. Ve stupních beroun až kosov dochází ke střídání pískovců, drob, prachovců a břidlic (Mísař et al. 1983). Mocnost ordovických sedimentů přesahuje 3 km. Fosilní faunu představují trilobiti, graptoliti, korýši, ramenonožci a členovci (Chlupáč et al. 2002).

Na konci ordoviku a počátku siluru se vytváří černé graptolitové břidlice (želkovické, litohlavské a motolské vrstvy o mocnosti až 400 m) laterálně zastupované produkty bazaltového vulkanismu (Chlupáč et al. 2002). Ve svrchním siluru byla sedimentace siliciklastik vystřídána karbonátovou sedimentací (Cháb et al. 2008); vznikaly vápnité břidlice kopaninského souvrství laterálně zastupované hrubými bioklastickými vápenci (Chlupáč et al. 2002). Nevyšší jednotkou siluru je přídolské souvrství (požárské s.), ve kterém se střídají vápence a vápnité břidlice (Chlupáč et al. 2002). Mocnost siluru přesahuje 600 m (Mísař et al. 1983). Fosilní fauna siluru je zastoupena graptolity, ramenonožci, hlavonožci, mlži, ostrakody, v mělkovodním prostředí stromaporoidy, korály a krinoidy (Chlupáč et al. 2002).

Karbonátová sedimentace pokračovala až do středního devonu (eifelu), kdy byla nahrazena klastickou sedimentací srbského souvrství (Cháb et al. 2008). Devonské vrstvy se ukládaly až do mocností 700 m (Mísař et al. 1983). Pražská pánev (*obr. 3.*) je orientována ve směru SV- JZ a probíhala v ní pro nás hlavní a nejdůležitější sedimentace. Rozkládá se mezi Prahou a Starým Plzencem v délce přibližně 90 km. Na SV je překryta sedimenty České křídové pánve (Chlupáč et al. 2002). Má tvar megasyntklinoria, které je zvrásněné a porušené soustavou příčných i podélných zlomů (Cháb et al. 2008) a obsahuje sledy hornin od ordoviku až po givet, mladší sedimenty se nedochovaly (Cháb et al. 2008).



Obrázek 3. Silně zjednodušená mapa areálu Barrandienu a pražského synklinoria (Röhlich 2007).

Legenda mapy: 1 svrchní proterozoikum, 2 spodní kambrium, 3 ordovik, 4 silur, 5 devon, 6 karbon/křída, 7 zlomy obecně, 8 přesmyk/příkrov, 9 pražský zlom (P). Zkratky: L – Libeňský přesmyk, T – tachlovický zlom, Te – tetínský přesmyk, K – kodský přesmyk, O – očkovský přesmyk, Kr – příkrov Krejčího, Z – závistký příkrov, U – úvalský přesmyk

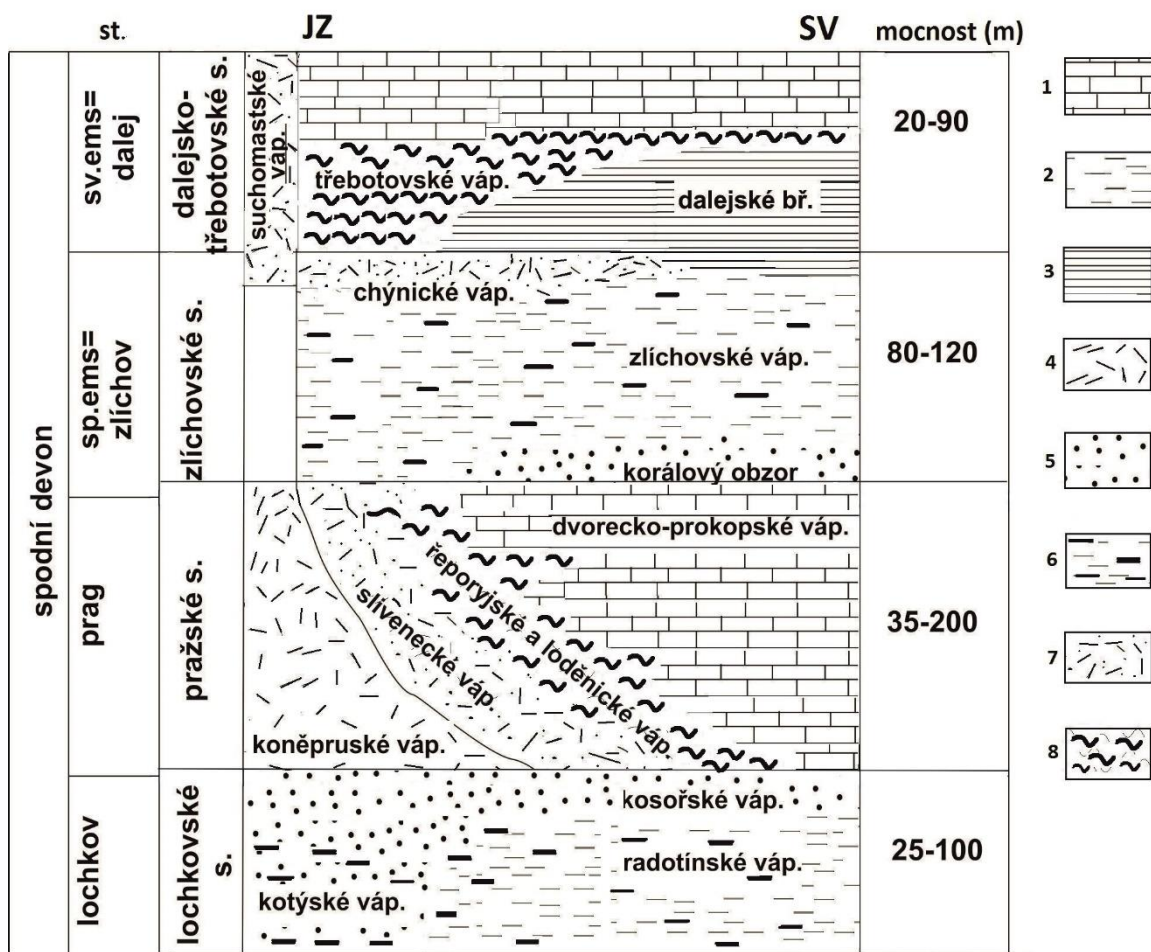
4. Stratigrafie a litologie spodního devonu pražské pánve

4.1. Spodní devon pražské pánve

Devonské vrstvy jsou v Barrandienu zachovány pouze ve střední části mezi Prahou a Berounem (Chlupáč et al. 2002). Hranice siluru a devonu je konkordantní, bez hiátů a jiných změn, litologický vývoj pokračoval beze změny. Stratotyp této hranice byl vymezen na Klonku u Suchomast ve svrchní části vrstvy číslo 20, kde se tmavě šedé bituminózní vápence střídají s vápnitými břidlicemi (Chlupáč 1998).

Ačkoliv je pražská pánev orientována ve směru SV-JZ, podle typu facií se usuzuje, že se moře prohlubovalo ve směru SZ-JV. Mělkovodnější bioklastické vápence se nacházejí v SZ části pražské pánve (výjimkou jsou koněpruské vápence na JZ), směrem na JZ přecházejí do facií přechodných a následně na SV až do facií hlubokomořských s mikritovými vápenci (Chlupáč 1998).

Litostratigrafie spodního devonu pražské pánve se člení na čtyři souvrství – lochkovské (stupeň lochkov), pražské (prag – spodní ems), zlíchovské (sp. ems /zlíchov/) a dalejsko-třebotovské (sv. ems /dalej/) (Chlupáč 1998) (obr. 4.).



Obrázek 4. Stratigrafické schéma spodního devonu v Barrandienu (podle Chlupáč 1998).

Legenda: 1 šedé mikritové, převážně hlíznaté vápence, 2 vrstevnaté šedé, převážně bioklastické až biomikritové vápence, 3 vápnité břidlice., 4 světlé útesové a bioklastické vápence, 5 šedé bioklastické vápence, 6 vápence s rohovci (tmavé čáry), 7 červenavé bioklastické vápence, 8 červenavé, převážně mikritové vápence

4.2. Lochkovské souvrství

Vrstevní sled devonu začíná lochkovským souvrstvím, které leží konkordantně na siluru (přídol-ském souvrství). Lochkovské souvrství se člení na 3 typické facie – litostratigrafické členy: radotínské, kotýské a kosořské vápence. Mocnost souvrství se udává okolo 25-100m. Doposud bylo v tomto souvrství objeveno více jak 400 fosilních druhů trilobitů, brachiopodů, dendroidních graptolitů, krinoidů a dalších skupin; některá společenstva přechází pozvolna ze siluru do devonu (Chlupáč 1998). Biostratigraficky důležitými druhy fauny jsou konodonti, graptoliti, tentakuliti a jiní (Chlupáč 1998, Chlupáč et al. 2002).

Radotínské vápence jsou hlubokomořskou facií a se nacházejí se v jv. části pražské pánve. Tato facie se táhne jako pruh od Barrandova přes Karlštejn až po vrch Klonk a velkolom Čertovy schody. Jejím stratotypem je severozápadní svah Černé rokle u Kosoře. Pro radotínské vápence je typické střídání tmavě

šedých až černých bituminózních deskovitých vápenců s vložkami černých vápnnitých břidlic a břidličnatých vápenců. Vápence jsou zřetelně jemnozrné, biomikritové až bioklastické. Hrubší materiál se nachází pouze v tenkých laminách nebo méně často jako proplástky (Chlupáč 1998). Pro střední část radotínských vápenců jsou typické rohovce a rozptýlený pyrit, které poukazují na mořské prostředí s nedostatkem kyslíku (Chlupáč et al. 2002). Směrem na severozápad tato facie pozvolna přechází do kotýských vápenců.

Pruh kotýských vápenců se táhne od Prahy, přes Chýnící, Branžovy až po Srbsko a Tetín (Chlupáč 1998). Tato facie je tvořena světle šedými bioklastickými vápenci s hojnými ostnokožci, brachiopody, mechovkami, peloidy a ostrakody, které sedimentovaly v mělkovodním prostředí s vyšší energií vlnění a vyšším obsahem kyslíku (Chlupáč et al. 2002). K ukládání této facie docházelo na vyvýšených místech, zejména na silurských vulkanických elevacích (Havlíček 1998 in Chlupáč et al. 2002). Vrstvy vápence jsou odděleny tenkými laminami tmavě šedého-šedozeleného slínu a jílu (Chlupáč 1998). Strukturně se jedná jemnozrné mikritové až hrubozrné bioklastické vápence. Opět se objevují rohovce, v různých barvách (šedé až červené) (Chlupáč 1998). Vrchní část sledu už rohovce neobsahuje, a proto je světlejší a barvou se přirovnává ke koněpruským vápencům. Chemické složení ukazuje místy zvýšený obsah MgO 1-16 % a 1-8 % reziduí jako SiO₂, slídy, vulkanické sklo (Kukal 1964a).

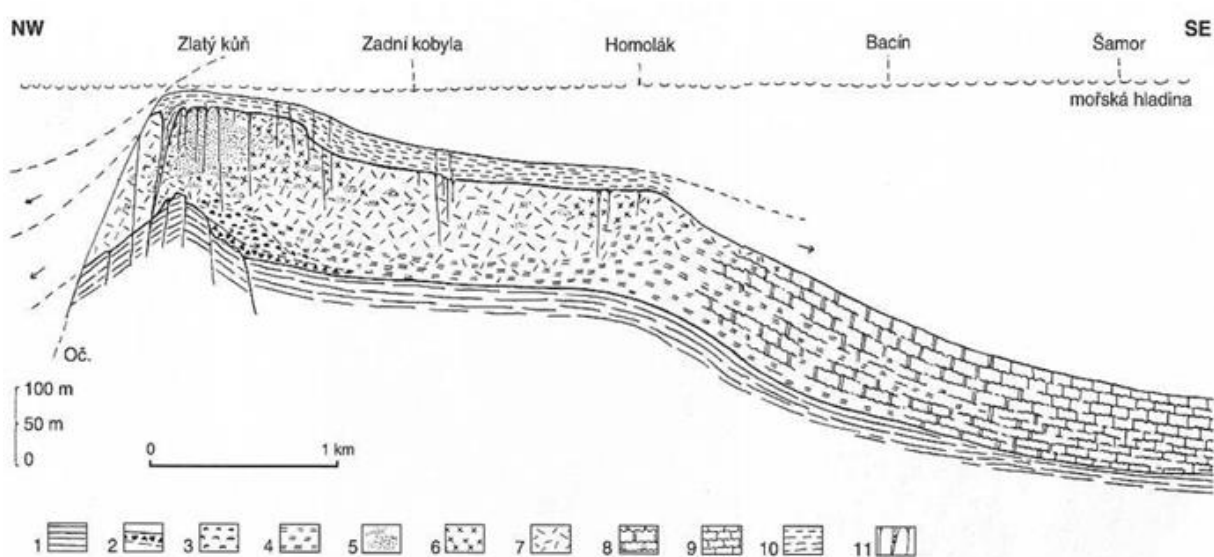
Kosořské vápence jsou přechodnou facií mezi radotínskými a kotýskými vápenci. Jsou jemně bioklastické, deskovité a stejně tmavé jako vápence radotínské, naopak obsahují méně břidlic (Chlupáč et al. 2002).

Další přechodnou facií je tzv. *Scyphocrinitový* horizont, tvořený zejména růžovými krinoidovými vápenci, který se vyskytuje jen lokálně při bázi lochkovského souvrství (Chlupáč 1998).

4.3. Pražské souvrství

Vlivem eustatického poklesu hladiny světového oceánu (lochkovsko-pražský hraniční event) došlo ke změlčení moře a ke změně vápencové sedimentace. Vápence pražského souvrství jsou zřetelně světlejší než lochkovské. Chlupáč et al. (2002) popsali vápence pražského souvrství jako bioklastické, biomikritové až mikritové. Stratotypem spodní hranice je Černá rokle u Kosoře a stratotypem horní hranice pak korálový obzor Kapličky. Toto souvrství je faciálně velice pestré a dělí se na hlubokomořské mikritové facie – dvo-recko-prokopské a řeporyjské vápence, přechodné biomikritové a bioklastické facie – loděnické, slivenecké a vinařické vápence, a útesové facie koněpruských vápenců (Chlupáč 1998). Biostratigrafický rozsah pražského souvrství je definován na základě konodontů. Spodní hranici určuje první výskyt konodonta „*Eognathodus sulcatus* s.l.“ (Slavík a Hladil, 2004) a svrchní hranici konodont *Eocostapolygnathus kitabicus* (Yolkin et al. 1994). Během pragu docházelo postupně k transgresi moře a mělkovodní prostředí se začala prohlubovat, typické útesové facie byly vystřídány těmi hlubokomořskými (Cháb et al. 2008). Prostorová distribuce facií ukazuje trend změlčování směrem na jihozápad ke koněpruskému útesu. Mocnost se pohybuje okolo 35-200m. Pražské souvrství je paleontologicky nejbohatší jednotkou českého devonu. Bylo určeno přes více jak 800 druhů fosilií (Chlupáč 1998).

Koněpruské vápence jsou útesovou facií, která je zastoupena masivními bílými nebo světle šedými bioklastickými krinoidovými vápenci (Chlupáč 1998). Na jihu Koněprus vznikl typický útesový komplex o mocnosti až 200 m (*obr. 5.*), který je součástí karbonátové platformy, vytvořené na patrně tektonicky predisponované paleoelevaci (Chlupáč et al. 2002). Koněpruský útes je tvořen masivními organogenními až biodetritickými vápenci s hojnými brachiopodi, krinody, mechovkami a málo hojnými koráli. Eustatickými pohyby oceánu docházelo k ponořování a vynořování útesů nad hladinu moře, erozi, vzniku neptunických žil vyplněných přepracovanými mladšími sedimenty (Chlupáč et al. 2002). Jádro útesu je tvořeno hrubým bioklastickým vápencem, který s rostoucí vzdáleností od útesu přechází do červených mikriticko-bioklastických vápenců vinařických, sliveneckých, a dále až do dvorecko- prokopských vápenců. Koněpruské vápence jsou bohatým nalezištěm fosilií, bylo zde objeveno přes 500 druhů (Chlupáč 1998).



Obrázek 5. Rekonstruovaný řez koněpruským útesovým komplexem (Chlupáč 1998) (upraveno).

Legenda: 1 svrchní část lochkovského souvrství, podloží, 2-9 vápence pražského souvrství, 2 sedimentární brekcie, 3-4 bioklastické vápence různého typu, 5 vápence útesového jádra, 6 hrubozrné vápence s útesovou faunou, 7 krinoidové vápence, 8 vápence loděnické a přechodné facie, bioklastické až biomikritové, 9 šedé hlíznaté dvorecko-prokopské vápence, 10 vápence suchomastské, nadloží, 11 neptunické žily.

Slivenecké a vinařické vápence zahrnují hrubě zvrstvené červené až růžové bioklastické (krinoidové) vápence s červenou jemnozrnnou základní hmotou (mikrit). Dosahují maximální mocnosti 50-90m. Stratotypem je lom Cikánka poblíž Slivence (Svoboda a Prantl 1950 in Chlupáč 1998). Vinařické vápence představují plynulý přechod od sliveneckých vápenců ke koněpruským. Lektostatotypem je lom Homolák poblíž Vinařic (Chlupáč 1998). Jelikož tato facie navazuje na koněpruskou útesovou facií, lze zde najít velice bohatá společenstva fosilní fauny – brachiopody, gastropody, trilobity a lilijice.

Loděnické vápence jsou stejně jako vápence řeporyjské načervenalé až nafialovělé, případně šedé, šedozelené nebo žlutohnědé biomikritové až jemně bioklastické. Ve většině případů tvoří deskovitá tělesa, která se střídají s vložkami vápnatých kalovců (Chlupáč 1998). Chlupáč et al. (2002) je označuje jako pestře

skvrnité deskovité vápence, které místy rovněž tvoří kalové kupy. Rohovce v této facii chybí (Chlupáč 1998). Obsah CaCO_3 se pohybuje okolo 62-92% (Brunnerová 1963 in Chlupáč 1998).

Řeporyjské vápence jsou červené, červenohnědé mikritové až biomikritové často hlíznaté. Jílovité jemnozrný klastický výjimečně tvoří samostatné vrstvy. Velice častá je bioturbace a rohovce zcela chybí. Chemické složení je podobné jako u dvorecko-prokopských vápenců; podle Kukala (1964) - , zvýšený podíl Fe-oxidů splavovaných zřejmě z pevniny způsobuje červené zbarvení řeporyjských vápenců. Lokálně se vyskytují čočky Fe-rud, například v lomu Stydlé vody poblíž Svatého Jana pod Skalou (Chlupáč 1998). Tyto vápence představují přechodnou facii mezi dvorecko-prokopskými a loděnickými (sliveneckými) vápenci. Řeporyjské vápence místy obsahují kalové kupy (mud mounds), například poblíž Srbska a Prahy (Chlupáč et al. 2002).

Facie dvorecko-prokopských vápenců je tvořena hlavně šedými mikritovými až biomikritovými hlíznatými vápenci (dvorecké) nebo deskovitými vápenci (prokopské). Prokopské vápence se často střídají s vrstvami šedých, šedozelených mikritových vápenců. Zrnitost těchto vápenců ukazuje na usazování ve velice hlubokém a klidném prostředí. Velice často se zde objevují stopy po bioturbaci (Chlupáč 1998). Chemické složení odpovídá trendu prohlubování, vykazuje zvýšené obsahy nekarbonátových příměsí, 3% MgO, pod 2% Fe_2O_3 , okolo 8-10 % nerozpustných reziduí (Kukal 1964a).

4.4. Zlíchovské souvrství

Stratotypem spodní hranice zlíchovského souvrství, stanovené Chlupáčem (1957), je lom Kaple v Praze- Barrandově. Stratotypem horní hranice je železniční přejezd na Švagerce v Praze-Zlíchově (Chlupáč 1979). Toto souvrství není tak faciálně pestré jako předchozí pražské s.; jeho vývoj je jednodušší a uniformnější. Převažujícím typem jsou šedé až tmavě šedé jemně bioklastické až mikritové vápence s hojnými rohovci (Chlupáč 1998). Spodní polohy tvoří tzv. korálový obzor Kapličky nacházející se na jv. a v. Prahy (Chlupáč et al. 2002). Obzor Kapličky představuje spodní vývoj zlíchovského souvrství a táhne se jako pruh od Hlubočep jihozápadním směrem až k obci Solopisky. Mocnost této vrstvy je maximálně 30m; v celé této mocnosti se střídají vrstvy šedého hrubě bioklastického bituminózního vápence a brekcie, tvořené klasty různého původu (zejména bioklastickými a mikritovými vápenci, rohovci a přepracovanou bentickou faunou), které jsou uspořádány velice chaoticky. Směrem na SZ tento horizont plynule přechází do facie šedého mikritového deskovitého vápence s rohovci a s vložkami vápnitých břidlic, která tvoří převážnou část vývoje spodního zlíchovu v pražské pánvi (Chlupáč 1998). Obzor Kapličky ukazuje na paleogeografické změny a spojuje se se zlíchovskou událostí, způsobenou nejpravděpodobněji tektonickou aktivitou (Chlupáč 1998). Mocnost souvrství se pohybuje od 80-120m. Biostratigrafické zařazení vychází z konodontových zón (typické pro celý spodní devon); důležitým biostratigrafickým milníkem je první výskyt goniatických (Chlupáč et al. 2002).

Střední a svrchní část zlíchovského souvrství je tvořena především šedými až tmavě šedými jemně bioklastickými vápenci. Množství šedé mikritové hmoty je prostorově proměnlivé, ale rohovce jsou hojně

přítomné v celé vrstvě. Vrstvy šedých vápnitých břidlic nejsou tak hojné (Chlupáč 1998). Chemické složení ukazuje, že množství SiO_2 dosahuje až 28% (Brunnerová 1963 in Chlupáč 1998).

Ve svrchní části souvrství vápencový vývoj zlíčovského s. přechází do břidlic dalejského souvrství. Místa jsou při jejich hranici vyvinuty chýnické vápence, které jsou velmi dobře zvrstvené načervenalé bioklastické až biomikritové a zcela postrádají rohovce. Chlupáč (1998) přirovnává tuto facii k sliveneckým vápencům pražského souvrství. Dále uvádí, že složení fauny a litologie ukazuje na mělkovodní dobře prokysličené prostředí, přítomnost biomikritu však ukazuje na hlubší prostředí s nízkou energií proudění. Prostorově se chýnické vápence vyskytují na SZ devonu pražské pánve, v pruhu táhnoucím se od Chýnice až po Tetín a Srbsko (Chlupáč 1998).

4.5. Dalejsko-třebotovské souvrství

Spodní hranicí dalejsko-třebotovského souvrství je určena na severním svahu Prokopského údolí v Praze-Hlubočepch. Horní hranice tohoto souvrství je zároveň hranicí spodního a středního devonu. Distribuce facií kopíruje celkový vývoj pražské pánve již od siluru (změličování ve směru na severozápad).

U facie dalejských břidlic dochází ke střídání vrstev tmavých zelenošedých a světlých červeno-hnědých břidlic v intervalu 10-30cm (Chlupáč et al. 2002). Dále tato facie obsahuje šedé mikritové konkrce a hlízy (Chlupáč 1998). Chemické složení naznačuje vysoký podíl nerozpustných reziduí, až 66%, vysoký obsah Al_2O_3 (až 17%) a Fe_2O_3 (3-5%) a více jak 2% MgO (Kukal 1964a). Velice časté jsou vulkanické produkty, zejména rozložené vulkanické sklo (Chlupáč 1998). Velmi hojnou faunou jsou tentakuliti, podle nichž se břidlice někdy označují jako tentakulitové (Chlupáč et al. 2002). Ve svrchní části dalejské břidlice přechází do třebotovských vápenců (Chlupáč et al. 2002), což jsou červené velmi dobře zvrstvené hlíznaté biomikritové vápence, které do vyšších vrstev přecházejí do světlejších šedých mikritových a biomikritových vápenců. Oba odlišné typy jsou proloženy slínovci; v prvním případě červenými, posléze zelenošedými (Chlupáč 1998). Lektostatotyp byl určen v lomu Nad Tratí v Praze-Hlubočepch (Chlupáč 1998). V okolí Chýnice a obce Choteč jsou dokumentovány známky vulkanismu – podmořské lávové proudy pikrobazaltů a vrstvy pyroklastik (Chlupáč et al. 2002). Kukal (1964a) uvádí, že obsah reziduí v tomto typu vápence je vyšší jak 10 %.

Suchomastské vápence představují mělkovodní facii, která vznikala v místech s vysokou energií vlnění. Ačkoliv jsou časově ekvivalentní třebotovským vápencům, vyčleňují se zvláště, jelikož zauímají speciální pozici v okolí koněpruského útesového komplexu. Stratotyp je definován v Červeném lomu poblíž Suchomast Chlupáčem et al. (1979) in Chlupáč (1998). Jedná se o dobře zvrstvené červené a šedé bioklastické (krinoidové) vápence. Hrubé bioklasty dominují zejména ve spodní části vrstvy. Tato facie se velice podobá loděnickým vápencům pražského souvrství (Chlupáč 1998). Z fauny převažují hlavně liližice, trilobiti a ramenonožci. Neptunické žíly, pronikající komplexem koněpruského útesu, jsou více než 100m dlouhé a 20m široké; zasahují až do lochkovského souvrství, čím přinášejí mladší sedimenty do podloží (Chlupáč 1998, Chlupáč et al. 2002).

Hranice stupňů zlíchov a dalej je určena zvýšením eustatické hladiny oceánu (dalejská událost), v jejímž důsledku došlo ve větších hloubkách ke změně vápencové sedimentace na siliciklastickou (Chlupáč a Kukul 1968, 1988 in Chlupáč 1998). Ve stupni dalej došlo lokálně k vulkanismu (okolí Chýnice); typické jsou podmořské lávové proudy. Mocnost celého souvrství se pohybuje od 20-90m (Chlupáč 1998).

5. Tektonika

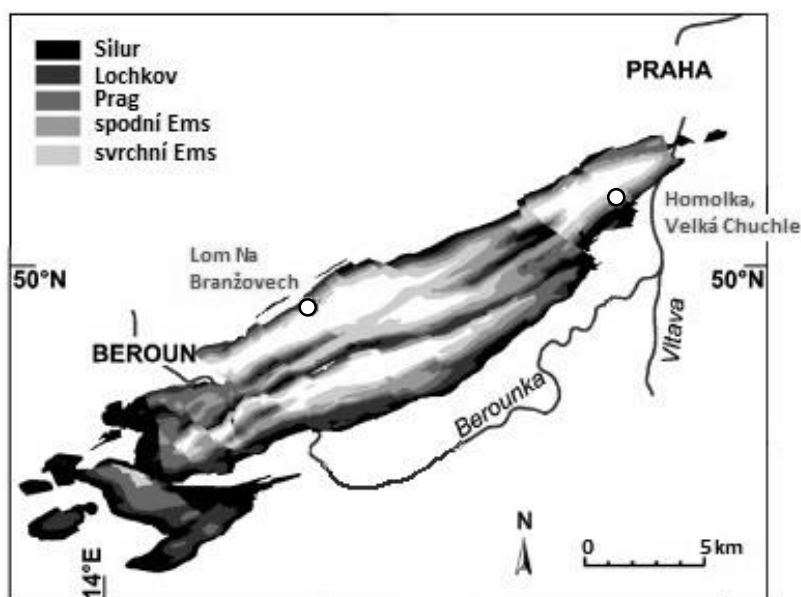
Pražská synforma má podobu složitého synklinoria, jehož osa probíhá ve směru SV-JZ; od Plzně přes Chýnici do Hlubočep (Svoboda a Prantl, 1958). Tuto oblast lze podle osy synklinoria rozdělit do dvou bloků, do sz. křídla s příkrými úklony mezi 45-60° a do jv. křídla, které má komplikovanější vývoj, ale mírnější úklon do 30-45° (Svoboda a Prantl, 1958; Havlíček in Chlupáč 1998). Podle Chlupáče et al. (2002) je tektonika v této oblasti charakterizována jednoduchými vrásovými strukturami ve směru sv.-jz. s jv. vergencí. Zejména ve středu pražské synformy se vrásnění projevilo nejsilněji, kdy v oblasti mezi Prahou a Zdicemi jsou souvrství zvrásněna do rozsáhlého systému synklinál a antiklinál a následně porušena několika kernými přesmyky (Havlíček in Chlupáč 1998). Pro uloženiny siluru a devonu je typické disharmonické vrásnění odolných homogenních vápenců a snadno deformovatelných vrstev např. břidlic a deskovitých vápenců (Svoboda a Prantl, 1958; Chlupáč et al. 2002).

Podle Svobody a Prantla (1958) je vznik zlomů, přesmyků i poklesů výsledkem, jak rostoucího bočního tlaku, tak jeho poklesu. Největším zlomem je zlom Příbramský, probíhající ve směru SJ (Chlupáč 1998). Podle Svobody a Prantla (1958) se v silursko-devonských uloženinách významněji projevují dislokace příčné probíhající ve směru SZ - JV. Významnými podélnými poruchami jsou kodský přesmyk v jv.křídle synformy a očkovský přesmyk, figurující zejména v oblasti koněpruského útesu, kde jsou silurské vrstvy přesunuty směrem na SZ na spodnodevonské vápence (Svoboda a Prantl, 1958; Röhlich 2007). Podle Melichara (2004) je kodský přesmyk ve skutečnosti jedna příkrovová větev tachlovického zlomu. Melichar a Hladil (1999) a Melichar (2004) navrhli model příkrovové stavby pražské pánve; platný zejména pro centrální část pražské pánve s uloženinami siluru a devonu (*obr. 3.*).

Směry variských tektonických struktur (vrás a zlomů) v této oblasti neodpovídají původnímu uložení jednotlivých facií, vzhledem k tomu, že tektonické pohyby započaly až po skončení sedimentace na konci givetu (Svoboda a Prantl, 1958). Z předpokladu, že středočeské uhelné pánve leží na již velmi denudovaném staropaleozoickém podkladu, vyplývá, že tektonika v oblasti pražské synformy byla ukončena již na počátku svrchního karbonu (Svoboda a Prantl, 1958).

6. Lokality

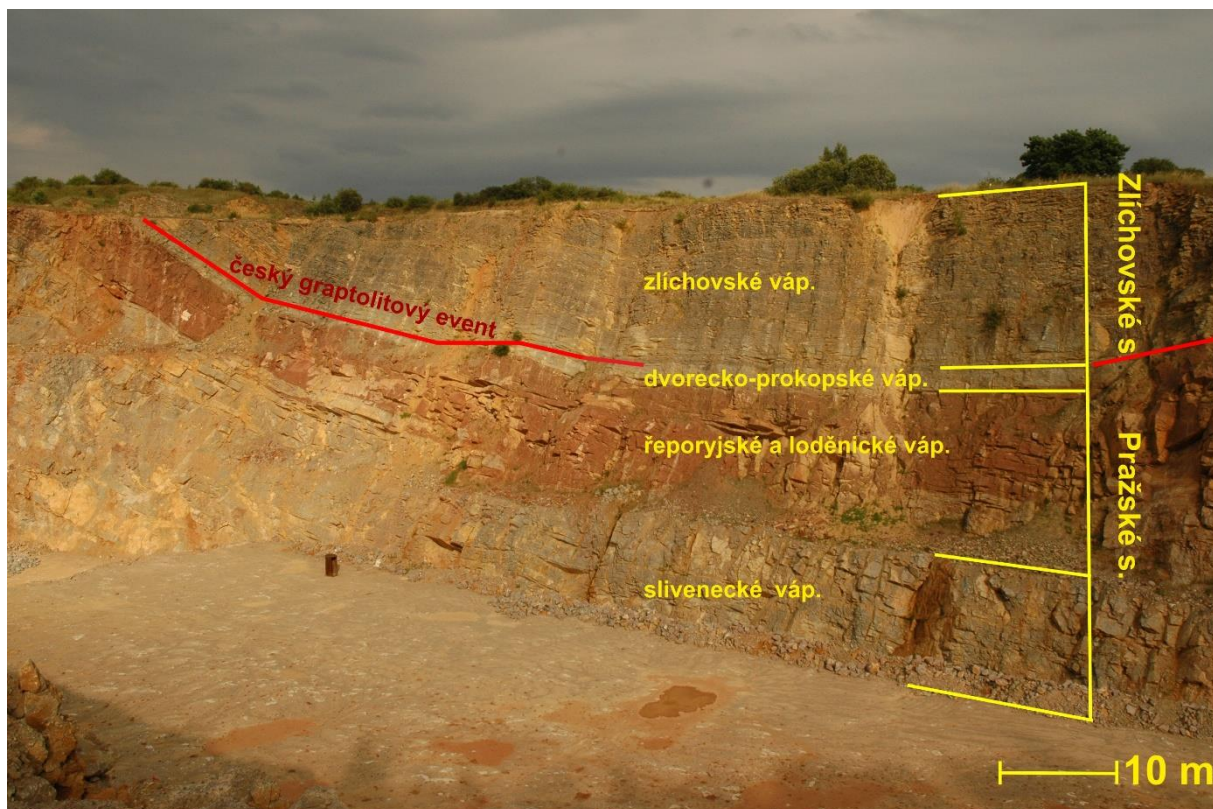
V rámci této BP byly studovány dvě lokality, jedna nacházející se ve středočeském kraji a druhá na území Hl. města Prahy (obr. 6).



Obrázek 6. Mapa části pražské synformy, která obsahuje silurské až svrchně-devonské vrstvy (Koptíková et al. 2010) (upraveno).

Lokalita Lom na Branžovech

Tato lokalita, dále v textu označována jako Branžovy (BR) je aktivním jámovým lomem s několika etážemi, který se nachází přibližně 10 km sv. od města Beroun a 3 km jv. od obce Loděnice (49°59'4.205"N, 14°10'46.813"E). Je spravována firmou Českomoravský cement, a.s.; vedoucím lomu je pan Ing. Tomáš Lehečka. V rámci této lokality byl zdokumentován a o vzorkován 109 m dlouhý profil zasahující od lochkovského až po zlíchovské souvrství. Stratigrafie profilu začíná lochkovským souvrstvím, kosořskými vápenci zajímavými přibližně 21 m mocnosti. Následuje pražské souvrství ve sledu sliveneckých (+ loděnických) vápenců, červených řeporyjských vápenců o mocnosti přibližně 10-15 m a dvorecko-prokopských vápenců o mocnosti cca 1 m v nejsvrchnější části tohoto souvrství. V nejsvrchnější části pražského souvrství je odkryt graptolitový interval, který odpovídá tzv. českému graptolitovému eventu (Chlupáč et al. 2002). Následují vápence zlíchovského souvrství o mocnosti 14 m (obr. 7).



Obrázek 7. Uložení vrstev na lokalitě Branžovy (BR). Žlutými čarami jsou vyznačeny jednotlivé facie pražského a zlíchovského souvrství. Červenou čarou pak Český graptolitový event. FOTO: Ondřej Bábek (upraveno).

Lokalita Homolka, Velká Chuchle

Tato lokalita, dále označována jako Homolka (VC), se nachází asi 1 km západně od obce Velká Chuchle, která spadá do katastru Hl. města Prahy (50°0'52.662"N, 14°22'22.061"E). Velká Chuchle se nachází na jz. okraji Prahy. Vrch Homolka byl 1. července 1982 vyhlášen přírodní rezervací ([www. 4](http://www.4)) pro svůj paleontologický obsah, rostlinné bohatství a zejména z důvodu stanovení mezinárodního stratotypu (Global Standart Section and Point, GSSP) hranice lochkov/prag definovaného v roce 1989 Chlupáčem a Oliverem (revidováno Chlupáčem 2000).

Na této lokalitě byl zdokumentován profil o délce 17,1 m, který prochází přes všech 47 vrstev. Uložení vrstev dokumentovaných v návrhu GSSP. Vrstvy na GSSP profilu jsou odkryty v antiklinální struktuře (obr. 8). Ve spodní části profilu (0 až 4 m) lze zastihnou světle šedé deskovité vápence o přibližně stálé mocnosti vrstev 10-20 cm (obr. 9.), ve kterých je stanovena hranice stupňů lochkov a prag (na úrovni 1,95 m, mezi vrstvami č. 11 a 12). Na hranici není vyvinuta viditelná litologická změna; spodní hranice pragu je stanovena na základě prvního výskytu konodonta *Eognathodus sulcatus* (Chlupáč a Oliver 1989). Od 5 m profilu výš je odkryto střídání deskovitých vápenců a vápenců hlíznatých. Od 7 m už lze pozorovat pouze tmavě šedé hlíznaté vápence. Svrchní část profilu je tvořena hrubě hlíznatými vápenci s hlíznami velikosti 10 cm. Obě facie bývají střídány laminami a tenkými vrstvami slínů o mocnosti okolo 1-2 cm.



Obrázek 8. Lokalita Homolka. Žlutou čarou je naznačena hranice stupňů lochkov/rag. FOTO: Ondřej Bábek (upraveno)



Obrázek 9. Terénní fotodokumentace výchozu na lokalitě Homolka (VC); bílá čísla jsou původní označení vrstev (vrstvy 12-27 představují 1,95-4,75 m profilu).

7. Mikrofaciální analýza

7.1. Hlavní komponenty karbonátových hornin

Mikrit

Hlavní kritérium rozlišování mikritu od sparitu je velikost zrna $<0,004$ mm. Mikrit neboli „microcrystalline calcite“ vytváří tzv. karbonátové bahno. Moderní karbonátová bahna jsou tvořena aragonitem, kdežto ta starší kalcitem (Boggs 2011). Mikrit se v mikroskopu jeví nahnědlý nebo naředlý. Vzniká bioerozí (Hladil 1996), mechanickým rozpadem karbonátových zrn, rozpadem vápnatých řas a chemickou či biochemickou precipitací (Boggs 2011).

Sparit

Sparit neboli „sparry calcite“ má zrna větší než $0,004$ mm, která se jeví průhledná či bílá (Boggs 2011). Mohou mít anhedrální nebo prismatický tvar. Vzniká cementací, rekrystalizací či nahrazováním původních komponent (např. aragonitu) (Boggs 2011).

Cement

Cement neboli tmel vzniká vysrážením z mořské vody nebo druhotně při diagenézi a vyplňuje póry a dutiny uvnitř sedimentu (Adams a MacKenzie, 1998). Existuje celá řada typů tmelu – mořský fibrální tmel (nejmladší generace), syntaxiální blokový tmel (např. u echinodermátů), mozaikovitý tmel (zrna velikosti sparitu) aj. (Tucker et al. 1988, Hladil 1996).

Alochemy

Alochemy se podle původu dělí na skeletální a neskeletální. Mezi skeletální alochemy řadíme celé mikrofosilie, celé větší fosilie nebo jejich fragmentované schránky (Boggs 2011). Jako neskeletální komponenty vyčleňujeme ooidy, pisoidy, peloidy, onkoidy a intraklasty (agregáty) (Peryt 1983; Tucker a Wright, 1990). Ooidy, onkoidy a pisoidy obsahují jádro; liší se průběhem lamin a tvarem; ooidy mají koncentrickou nebo radiální stavbu a jsou <2 mm; onkoidy a pisoidy mají laminární stavbu a velikost >2 mm (Adams a MacKenzie, 1998). Peloidy nemají vnitřní strukturu, mohou či nemusí mít pravidelný tvar a jsou tvořeny homogenním mikritem (Adams a MacKenzie, 1998). Intraklasty vznikají agregací skeletálních a neskeletálních alochemů spojených karbonátovou matrix (Boggs 2011).

Detritická zrna

Detritická zrna mohou mít jakoukoliv velikost, tvar a stupeň opracování. Jsou převážně siliciklastická nebo terigenního původu a do sedimentačního prostoru byla transportována odjinud (Tucker et al. 1988). Zachovány bývají zrna odolných minerálů jako křemen, zirkon, rutil, granát a někdy i živce (Boggs 2011).

7.2. Dunhamova klasifikace

Pro petrografický popis byla zvolena rozšířená Dunhamova klasifikace karbonátových hornin podle depozičních struktur revidována Embrym a Klovanem (1971). Dunham (1962) rozdělil karbonátové horniny podle relativního procentuálního zastoupení alochemů a obsahu mikritu (základní hmoty) do 5

základních litologických skupin; lime mudstone, wackestone, packstone, grainstone a boundstone. Embry a Klovan (1971) Dunhamovu klasifikaci rozšířili o některé typy útesových karbonátů – Floatstone, rudstone, boundstone, Bafflestone, bindstone a framestone (*obr. 10.*). Následně byla klasifikace upravena a rozšířena Tsienem (1981), Hladilem (1996) a Wrightem (1992) o skupinu diagenetických textur (viz Flügel, 2004).

Karbonáty jejichž komponenty nebyly během depozice zpevněny					Karbonáty jejichž původní komponenty byly při depozici zpevněny organismy			
Méně než 10% >2 mm komponent			Více než 10% >2 mm komponent		Boundstone			
Obsahující mikrit (<0,03 mm)		bez mikritu	S podpůrnou strukturou matrix	S podpůrnou strukturou zrn nad >2 mm	, které zachycovávají materiál mezi částmi svého těla např. větévky korálů	, které enkrustují a tmelí	, které vytváří pevné tělesné struktury	
S podpůrnou strukturou matrix		S podpůrnou strukturou zrn						
Pod 10% zrn	Nad 10% zrn							
Limemudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone

Obrázek 10. Rozšířená klasifikace podle Dunhama (1962) (Embry a Klovan 1971). *www. 5 (upraveno).*

Lime-mudstone

Lime-mudstone je karbonátová hornina tvořena méně než 10% skeletálních nebo neskeletálních alochemů zpevněných mikritem tvořící podpůrnou strukturu matrix. Ve starší literatuře je označována jako kalový vápenec (Hladil 1996). Za synonymum je považovaný kalcilit (Flügel 2004). Obecně se předpokládá, že se lime-mudstony ukládají v klidném a hlubokém prostředí s nízkou energií vlnění, kde sedimentují drobné částičky z vodního sloupce (Flügel 2004).

Wackestone

Wackestone obsahuje 10 až 50% skeletálních nebo neskeletálních alochemů a stejně jako lime-mudstone je zpevněn mikritem (podpůrná struktura matrix) (Dunham 1962).

Packstone

Packstone, v překladu vápenec napěchovaný bioklasty (Hladil 1996), se skládá z mikritu a alochemů, kterých je více než 50% a hornina má tedy podpůrnou strukturu alochemů. Vykazuje znaky, podle kterých se dá usuzovat na depozici v klidném nebo naopak ve vysoce energetickém prostředí (Flügel 2004). Geneze packstonů je variabilní; mohou vznikat již při depozici vhodného materiálu, infiltrací mikritu do grainstonů nebo naopak vymytím mikritu z wackestonu apod. (Flügel 2004).

Grainstone

Vápencový pískovec, neboli grainstone, obsahuje více 50% skeletálních či neskeletálních alochemů a neobsahuje mikrit. Alochemy jsou zpravidla tmeleny intergranulárním cementem. Grainstony jsou

běžné platformní nebo rampové karbonáty (Flügel 2004). Vytváří se zejména v mělkomořském prostředí nad bází normálního vlnění nebo v oblastech rifů vystavených bouřkových vlivů. Dále pak může vznikat vytříděním materiálu turbiditního proudu nebo vymytím mikritu z jiného typu (Flügel 2004). Nicméně existují typy grainstonů, kde se mikrit stále nachází; jedná se špatně promytý vápencový pískovec (Hladil 1996).

Mezi zmíněnými litologickými typy existují plynulé přechody. V jednom vzorku horniny (výbrusu) tak může například wackestone přecházet plynule do packstone (Adams a MacKenzie, 1998). Tyto hraniční litologie pak běžně označují složené názvy jejich koncových litologií, např. wacke-packstone nebo pack-grainstone (Flügel 2004).

Rudstone

Rudstone je označení pro karbonátový slepenec brekcii s podpůrnou strukturou (> 50%) alochemů ruditové frakce (> 2 mm), s mikritem nebo bez mikritu; může se jednat i o zpevněný vápencový štěrk. Vzhledem k nesrovnalostem mezi rozlišováním vápenců typu grainstone/packstone a rudstone podle zrnitostní hranice $d > 2\text{mm}$, se v praxi tato hranice posunula na $d > 5\text{mm}$ (Hladil 1996). Tvorba rudstonů vyžaduje zvětrávání a erozi. Běžně se ukládají na úpatí kontinentálního svahu, ačkoliv mohou vznikat i bouřkovými nebo jinými vlivy (Flügel 2004).

Floatstone

Floatstone je označení pro horninu tvořenou úlomky rifové fauny a flóry (alochemy ruditové frakce (> 2 mm), kterých je méně než 50%) s podpůrnou strukturou matrix. Je nutno si uvědomit, že základní hmota nemusí nutně odpovídat mikritu, jak navrhuje Flügel (2004). Také podotýká, že původní Dunhamova klasifikace rudstonů a floatstonů se týkala rifových karbonátů a brekcii.

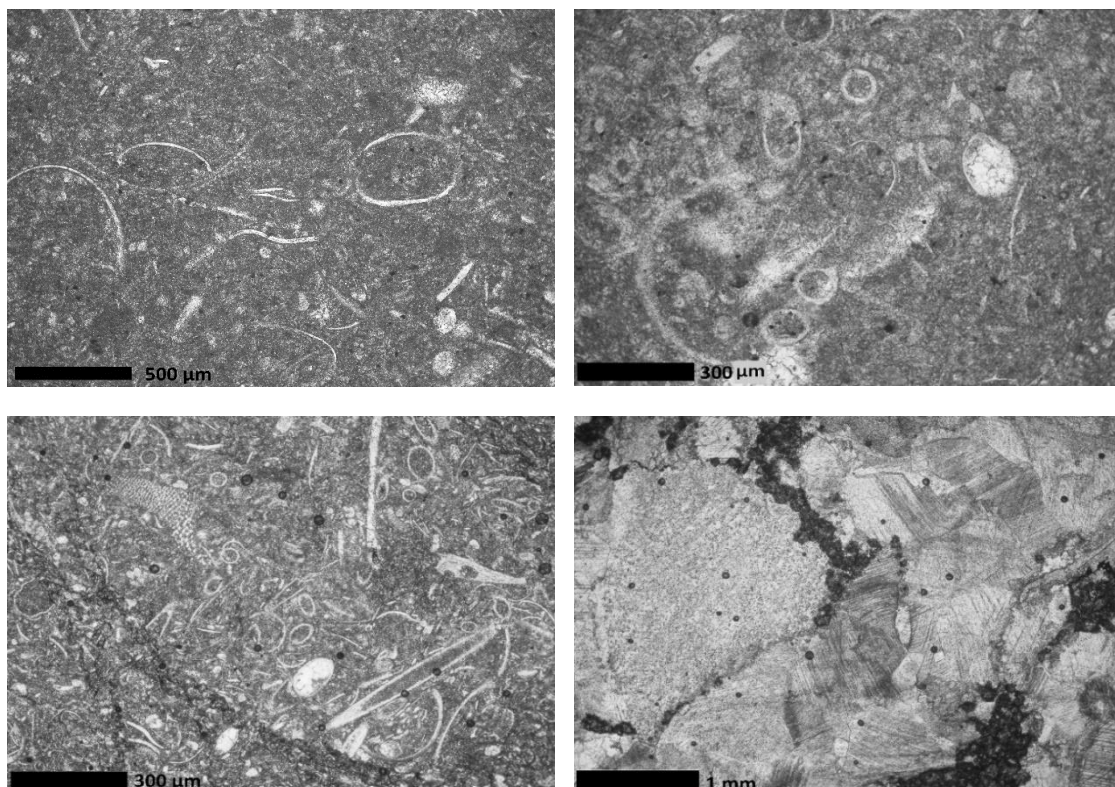
Floatstone a rudstone jsou litologie, které vznikaly z fragmentovaného materiálu transportovaného alespoň na minimální vzdálenost (Hladil 1996). Jejich protipólem v Embry-Klovanově (1971) klasifikaci je skupina vápenců typu boundstone, které vznikají *in situ* biomineralizační aktivitou organismů, bez následného transportu alochemů, a které se dělí na několik dílčích typů – bindstone, framestone a bafflestone.

Bafflestone

Bafflestone Hladilem (1996) označovaný jako „kartáčový lapač“ je hornina skládající se z původního organismu např. korálu, který mezi své větvičky zachycoval drobné úlomky nebo kal. Posléze došlo k litifikaci celé struktury. Bafflestone se určuje u nepřemístěných sedimentů, pokud k přemístění došlo, hornina se klasifikuje jako floatstone.

Bindstone

Bindstony jsou tvořeny různými úlomky, které jsou zpevňovány dohromady za pomoci dalších organismů. Tyto horniny jsou značně nehomogenní, obsahují dutiny či póry, jelikož zpevňování není kontinuální proces (Hladil 1996).



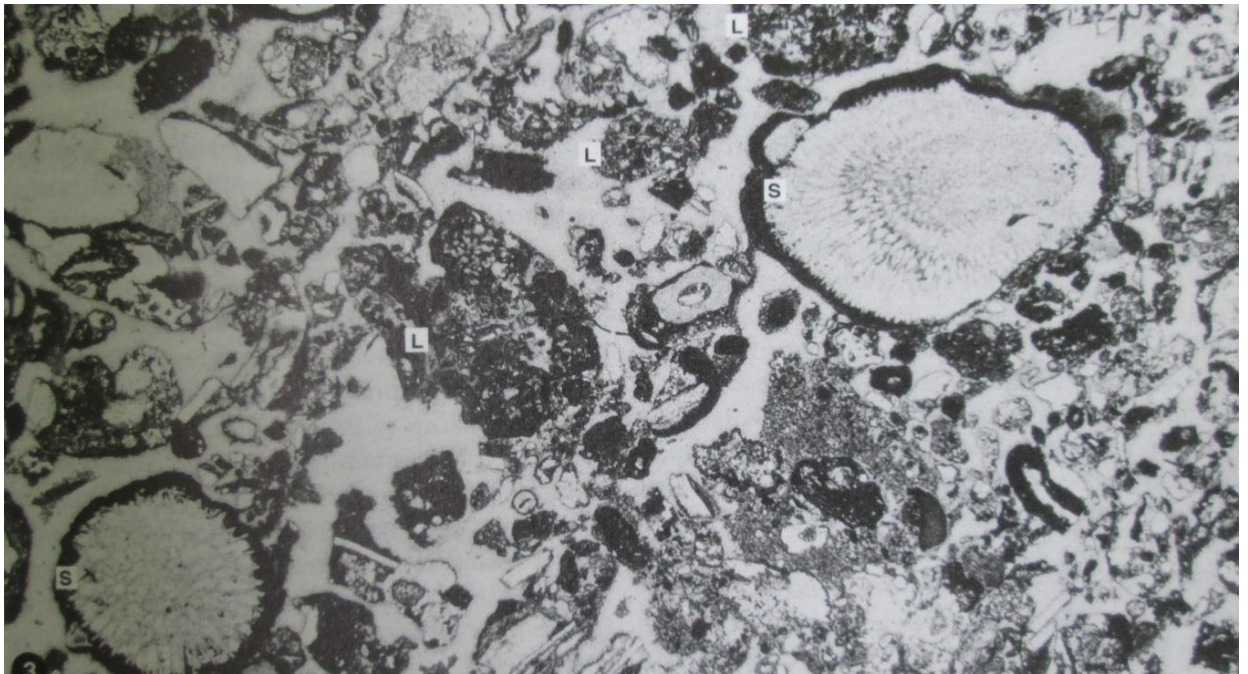
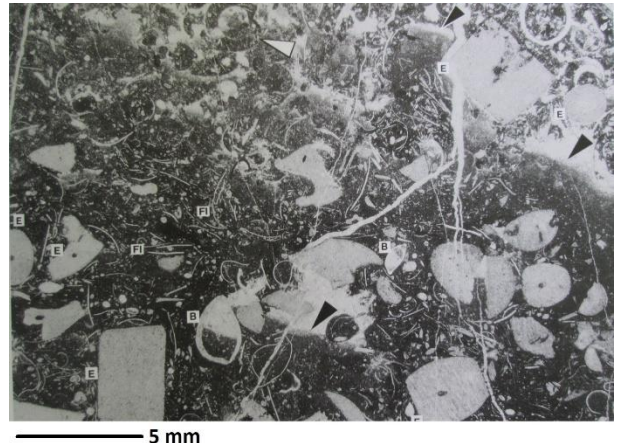
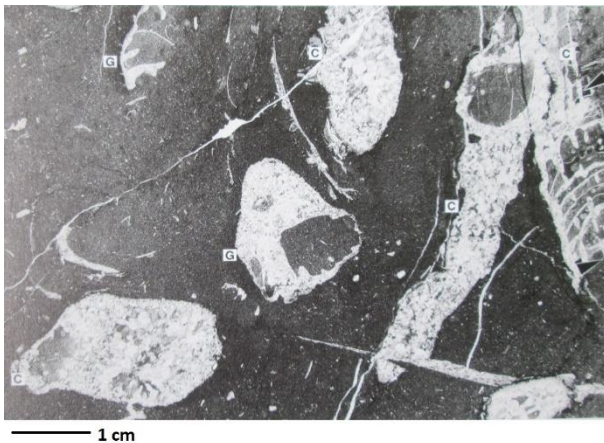
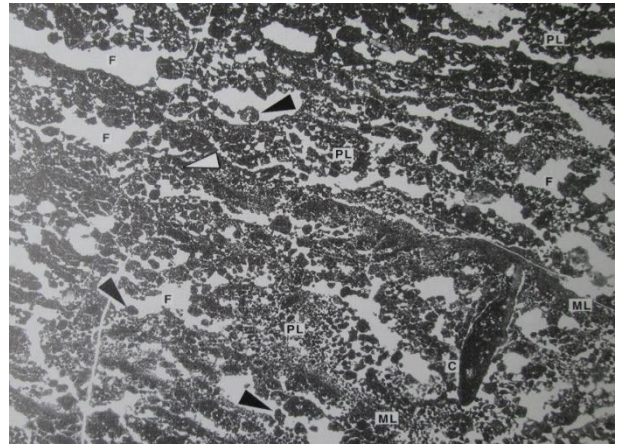
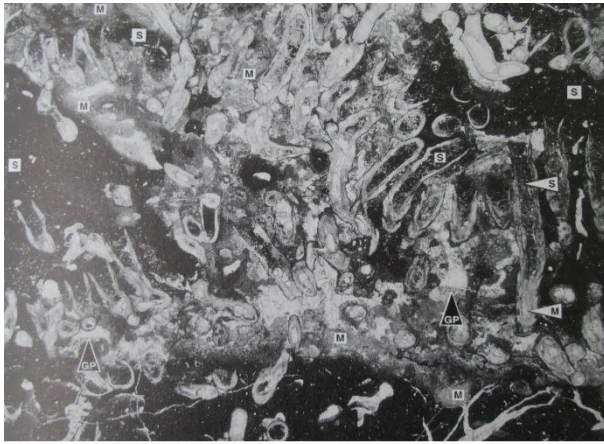
Obrázek 11. Z levého horního rohu: bohatší partie LIME-MUDSTONE a WACKESTONE; z levého spodního rohu: PACKSTONE a krinoidový GRAINSTONE.

Framestone

Framestoney jsou tvořeny celými schránkami organismů (korály a jiné útesotvorné organismy), které žijí v prostředí s nízkou energií vlnění a nedostatkem vrtavých a dalších destruktivních organismů (Hladil 1996). Z definice vyplývá, že tento typ není příliš častý.



Obrázek 12. Fotografie FRAMESTONU. Šířka obrázku je přibližně 50 cm (Flügel 2004) (upraveno).



1 cm

Obrázek 13. Z levého horního rohu doprava: BAFFLESTONE, BINDSTONE, FLOATSTONE, FLOATSTONE a RUDSTONE (Flügel 2004) (upraveno).

7.3. Standardní mikrofacie

Flügel (1972) a Wilson (1975) vyčlenili v karbonátových systémech 24 různých facií zařazených do 9 faciálních pásů (Hladil 1996). (obr. 14). Faciální pásy odráží zařazení SMF (*Standart Microfacies Types*) vzhledem k jejich rozmístění od pobřeží do pánve (Hladil 1996) (obr. 15).

- SMF 1: Spikulit. Kalová vápencová hornina s početnými jehlicemi hub.
- SMF 2: Kalcisilit. Vytříděná frakce bioklastů prachové až jemně pískové velikosti.
- SMF 3: Pelagické typy wackestone. Horniny, řídké plněné drobnými biomorfy — např. pomalu sedimentující vápencová bahna s radioláriemi (nebo sférami planktonních prasinofytních řas).
- SMF 4: Mikrobrekcie. Drobné, polozaoblené a vytříděné bioklasty a litoklasty. V základní hmotě mikrit. Častý je vzhled jemné 'černo-bílé krupičky'.
- SMF 5: Typ grainstone se špatně tříděnými zrny, špatně propraný. Mezery mezi zrny jsou na svém dně zaplňované mikritem. Spodní část vápnitých pískových vějířů pod rifovými komplexy.
- SMF 6: Vápencové štěrky, typ rudstone, osyp hrubě úlomkovitého materiálu před rifem nebo okrajem karbonátové plošiny.
- SMF 7: Všechny typy vápenců pevně svazované rifogenními neboli útesotvornými organismy (zvláště pak typy bindstone a framestone). Předpokládá se tvorba na hraně plošiny nebo rifu.
- SMF 8: Typ packstone s biomorfy. Drobné fosílie nejsou příliš rozlámané. Klidnější ukládání v depresi.
- SMF 9: Typ packstone s bioklasty. Nahlučení různých a různotvarých bioklastů v mikritové základní hmotě. Velmi hojný sediment zvláště v laguně a na klidnějších rampách.
- SMF 10: Redeponovaná povlékaná zrna (kortoidy) a kuličky (peloidy) v mikritové základní hmotě. Prohlubně u rozsáhlých mělčin.
- SMF 11: Typ grainstone se zaoblenými částicemi, přítomna jsou též povlékaná a mikritizovaná zrna.
- SMF 12: Typ rudstone tvořený výhradně bioklasty — hrubé skeletální redepozice. Mikrit vyplaven. Lumachela (lumachella) nebo kokina (coquina).
- SMF 13: Onkoidy a řasami povlékané bioklasty, hustěji akumulované. Znaky třídění a vyplavení mikritu.
- SMF 14: Lags. Zbytkový sediment po vymývání. Často zčernalý, s železitými, manganovými nebo křemennými kůrami. Občas se objevují ooidy, extra- a intraklasty, hlízy.
- SMF 15: Oolity, mikritová základní hmota je zcela vymyta. Neustálé přemývání na mělčině.
- SMF 16: Peletové vápence, fekální hlízky. Přítomnost ostrakodů nebo jiných drobných skeletů. Proměnlivé množství mikritu.
- SMF 17: Agregátové vápence. Různé hrudky a karbonátovými povlaky slepené kuličky (typu lumps, grapestone).
- SMF 18: Foraminifero-řasový písek. Více nebo méně mikritu. Obsaženy i pelety a peloidy. Častý v širokých průlivech a v lagunách.
- SMF 19: Laminované mikritové vápence s peletami. Drobné otevřené struktury tvaru ptačích oček, nebo tvaru písmene T a H. Speciální název loferit. Mělká prostředí.
- SMF 20: Řasový stromatolit. Jemné klasty fixované na vršcích vyboulenin řasovými povlaky (v kanálcích odtok). Přílivo-odlivové pásmo.
- SMF 21: Spongiostroma. Vápenec se svaštěnými povlaky řas, sintrů, s dutinami po vyhnitých organických částicích, s bublinami a kanálky. Příbřeží a estuárie za březní čarou.
- SMF 22: Mikritový vápenec s rozptýlenými onkoidy. V depresích pod ústími přílivo-odlivových kanálů.
- SMF 23: Homogenní, mikritový vápenec s příměsí sádrovce. Zejména chemogenní režim krystalizace. Odpařování.
- SMF 24: Typ rudstone, s bioklasty a litoklasty. Reliktní sediment na dně přílivo-odlivových (= výčasných) průlivů. Štěrk občasné vynořovaných „mrtvých“ rifových plošin.

Obrázek 14. Seznam standardních mikrofacií podle Flügel (1972) upravených Wilsonem (1975) (Hladil 1996).

- FZ 1:** Hlubší pánevní prostory, s žádným nebo jen slabým přínosem materiálu z rifu nebo karbonátové plošiny.
- FZ 2:** Úpatí kontinentálního svahu, nebo úpatí nejhlubších částí šelfových depresí, s mírným přínosem velmi jemných klastů pocházejících z rifového prostoru.
- FZ 3:** Svah až hlubší část otevřeného šelfu. Často hlubší části svažujících se karbonátových ramp (plochých povrchů). Objevují se mocnější vrstvy mikrobekcií s bioklasty a litoklasty z rifu.
- FZ 4:** Úbočí rifu a nebo mělká část karbonátové rampy svažující se do otevřeného moře. Jsou přítomny pískové vějíře a čelní osypy hrubého úlomkového materiálu z rifu i dílčí korálové stavby vznikající na svahu rifu.
- FZ 5:** Čelní hrana karbonátové plošiny, rifový hřeben, včetně facií těsně za těmito prvními vlnolamy.
- FZ 6:** Píščiny na rifu nebo karbonátové plošině, včetně případného zadního osypu směrem do laguny.
- FZ 7:** Laguna s dobrou cirkulací vody (tzv. otevřená laguna).
- FZ 8:** Mělká a chráněná, zadní část karbonátové plošiny, za rifem a lagunami.
- FZ 9:** Sebka. Velmi mělká plošina a nebo tůňky, se značným odpařováním mořské vody a vznikem evaporitů, vypoříváním.

Obrázek 15. Faciální pásy podle Wilsona (1975) (Hladil 1996).

8. Metodika práce

Terénní část

Vzorky z obou lokalit byly odebrány během letní kampaně v roce 2014 členy katedry geologie (*Viz kapitola Úvod*). Na lokalitě Branžovy (BR) byly vzorky odebírány v intervalu 20 cm v profilu o délce 109 m. Celkem bylo odebráno více než 500 vzorků. Na lokalitě Homolka (VC) bylo vzorkováno v intervalu 10 cm do 8 metru a poté v intervalu 20 cm. Bylo odebráno 123 vzorků z profilu o délce 17,1 m. V listopadu 2015 byl navštíven profil na lokalitě Homolka (VC), makroskopicky popsán a fotodokumentován. Lokalita Branžovy (BR) byla navštívena, popsána a fotodokumentována v březnu 2016.

Laboratorní část

Vzorky z obou lokalit byly zkoumány mimo tuto práci v rámci projektu prof. Bábkem. Jednalo se o měření magnetické susceptibility a kolorimetrie, kdy u přípravných prací došlo ke snížení původního počtu vzorků. V laboratorní části byl ze souboru vzorků z lokality Branžovy (BR) vybrán přibližně každý druhý, tak aby se snížil jejich počet ze 485 (použitých ke kolorimetrické analýze) na 215. Následovalo mletí vzorků pro potřeby energiově-disperzní rentgenové fluorescenční spektrometrie (EDXRF) v planetovém mlýnku na katedře Geologie UP v Olomouci. V tomto případě byla analýza provedena v Ústavu anorganické chemie AV ČR v Praze-Řeži na laboratorním EDXRF spektrometru MiniPal 4.0 (PANalytical, Nizozemsko) s Rh lampou (30 kV) a Si PIN Peltierovým článkem. Vzorky byly namlety na velikost zrna <63 μm a umístěny do plastových kyvet s 25 mm průměrem a překryty mylarovou fólií. Signály pro Al a Si byly získány 300 s měřením při 5kV/400 μA s Kapton filtrem proplachovaným He (čistota 99,996%); K, Ti, Fe a Mn byly měřeny 200 s při 12kV/200 μA s tenkým Al filtrem na vzduchu; Zr pak 500 s při 30kV/200 μA s Ag filtrem na vzduchu. Celkový čas analýzy jednoho vzorku byl 800 s. Výsledky této analýzy byly vyjádřeny v jednotkách cps, a proto byla pro potřeby kalibrace dodatečně provedena analýza 17 vybraných vzorků metodami ICP-MS (hmotnostní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem) a ICP-OES (emisní

spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem) s výsledky analýzy v jednotkách ppm (Grygar et al. 2011, Nováková et al. 2013). Koncentrace Ca byly získány použitím ICP-OES (Agilent 5100); koncentrace Li, Be, Na, Mg, Al, K, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, REE, Hf, Ta, W, Ir, Pb, Tl, Bi, Th a U byly získány použitím ICP-MS (Element2, Thermo Scientific, Německo). Kvalita dat byla posouzena na základě analýzy SMR 1d referenčního materiálu (jílovitého vápence, National Institute of Standards and Technology).

U lokality Homolka došlo ke snížení počtu vzorků ze 123 na 58. Elementární koncentrace byly získány měřeními na hladkých čerstvých plochách kusových vzorků ručním energiově-disperzním spektrometrem (EDXRF) značky Delta Premium (Innov-X, USA) vybaveným velkoplošným SDD (Silicon-drift Detector) s 120 s a 120 s měřicí dobou (paprskem) při 15 kV a 40 kV urychlovacím napětí. Chyba měření indikovaná přístrojem se pohybuje od ± 5 do ± 19 ppm pro Fe; od ± 38 do ± 101 ppm pro K; od $\pm 0,1\%$ do $\pm 0,5\%$ pro Ca a od $\pm 0,3\%$ do $\pm 0,5$ ppm pro Rb.

V další části bylo vybráno 11 zakrytých leštěných výbrusů z lokality Branžovy (BR) v intervalu přibližně 10 m reprezentující profil o délce 109 m. Výbrusy byly analyzovány v optickém polarizačním mikroskopu Olympus BX-50p s digitálním fotoaparátem Olympus C7070. Byla pořízena fotodokumentace a fotografie zpracovány v programu Correl X7. Zároveň byla provedena petrografická klasifikace karbonátových hornin podle Dunhama (1962) a určení jednotlivých fosilních druhů jako nástroj pro zařazení do standardních mikrofacií podle Wilsona (1975).

9. Výsledky

9.1. Petrografický popis výbrusů a mikrofaciální analýza

BR 0,79

Jedná se o světle šedý špatně vytřídněný jemnozrnný vápenec typu lime-mudstone až wackestone s fragmenty krinoidů, ostrakodů, dakryokonaridních tentakulitů, brachiopodů a trilobitů v mikritické matrix. Fragmenty krinoidů jsou poloostrohranné až zaoblené a zahrnují stony (kolumnálie) a úlomky destiček kalichů. Velikost dobře pozorovatelných úlomků se pohybuje od 200 do 750 μm . Alochemy ostrakodů zahrnují hladké i skulpturované schránky, jsou fragmentované a mají podobu misek o velikosti mezi 125-500 μm . Nejpočetněji zastoupení daryokonaridní tentakuliti se hojně vyskytují v příčném i podélném průřezu, ve kterém mají tvar podlouhlého písmene U se zvlňenými okraji (skulpturované schránky rodu *Nowakia*). Dosahují velikosti až 1000 μm . Sporadicky se vyskytují jak úlomky schránek brachiopodů s lamelární strukturou a lehce zvlňeným povrchem, tak průřezy ostnů brachiopodů s typickým vyhasínám do tvaru kříže a punktátní strukturou. Největší fragment brachiopoda dosahoval velikosti okolo 3 mm. Dále byly pozorovány fragmenty schránek trilobitů velikosti do 2 mm. Neskeletální komponenty jsou zastoupeny křemenými zrnky a detritickými minerály např. zirkonem, pozorovatelnými zejména na kraji výbrusů. Kompakce zde je minimální. Ve vzorku převládají alogenní komponenty. Popis vzorku odpovídá standardní mikrofacii (SMF) 3 podle Flügel (2004).

BR 13,5

Tento vzorek světle šedé barvy je klasifikován jako špatně vytríděný jemnozrný vápenec typu wackestone. Obsahuje fragmenty hojně se vyskytujících ostrakodů a dakryokonaridních tentakulitů, méně hojných krinoidů; sporadicky se vyskytují fragmenty brachiopodů a trilobitů. Skeletální alochemy mají přibližně stejnou velikost a charakter jako u vzorku BR 0,79. Úlomky krinoidů mají velikost do 1,2 mm. Fragmenty brachiopodů jsou velikosti až 900 μm . Detritické minerály jsou zastoupeny křemenem a zirkonem. Většina komponent představuje alogenní složku. Vzorek odpovídá standardní mikrofacii (SMF) 3 podle Flügel (2004).

BR 22,2

Jedná se o středně zrnitý, špatně vytríděný červenohnědý vápenec typu wackestone až packstone s průměrným obsahem skeletálních komponent do 30%. Skeletální alochemy zahrnují fragmenty brachiopodů, trilobitů, krinoidů, ostrakodů, dakryokonaridních tentakulitů, bryozoi a bivalií. Schránky brachiopodů mají lamelární nebo punktární strukturu, zvlněný povrch a maximální velikost přibližně 3 mm; opět se vyskytují i příčné průřezy ostny s typickým vyhasínáním v XPL. Úlomky krinoidů různého tvaru dosahují velikosti až 800, schránky tentakulitů velikosti až 1,2 mm. Ostrakodi se vyskytují v podobě rozpadlých misek nebo celých schránek vyplněných kalcitovým cementem. Dále můžeme pozorovat pravděpodobně schránku mlže velikosti 3,7 mm, úlomek schránky trilobita velikosti 2,5 mm a fragment fenestrární mechovky velikosti 2 mm. Téměř u všech skeletálních komponent je patrná bioeroze; zrna mají nerovné zubovité povrchy; místy jsou zrna narušena vnitřně. Tentakuliti, krinoidi a mechovky do sebe uzavírají červený pigment. V hornině jsou zastoupena klastická zrna, zejména křemen a zirkon. Kompakce horniny je doložena vznikem stylolitů, které do sebe koncentrují oxy-hydroxidy železa. Celkově se ve výbrusu střídají partie světlejší, chudší na Fe-oxidy a partie tmavší a bohatší v obsahu skeletálních komponent. Vzorek je zařazen do SMF 5 podle Flügel (2004).

BR 32,0

Tento vzorek je klasifikován jako středně zrnitý špatně vytríděný červenohnědý vápenec typu packstone s krinoidy, trilobity, tentakulity, ostrakody a brachiopody. U krinoidů lze pozorovat prorůstání syntaxiálním cementem. Nejhojněji jsou zastoupeny alochemy ostrakodů dosahující velikosti až 800 μm a fragmenty schránek tentakulitů s maximální velikostí 1,2 mm. Fragmenty jsou tvarově variabilní. Velikost se pohybuje mezi 250-1200 μm . Detritické minerály jsou zastoupeny křemenem, zirkonem a rutillem. Vzorek prostupují drobné žilky. Kompakce se projevila vznikem stylolitů, ale nedošlo k poškození skeletálních komponent. U vzorku je patrná dolomitizace; zrna dolomitu mají tvar rhomboedru. Ve vzorku i s ohledem na dolomitizaci a diagenetické změny převládá alogenní složka. Popis vzorku odpovídá standardní mikrofacii (SMF) 5 podle Flügel (2004).

BR 42,2

Jedná se o špatně vytríděný jemnozrný lime-mudstone s obsahem fragmentů ostrakodů, krinoidů a trilobitů. Ostrakodi se nachází jako fragmentované schránky velikosti mezi 250-400 μm . Fragmenty krinoidů jsou různého tvaru a nachází se velice sporadicky. Dosahují velikosti až 1 mm. Úlomky trilobitů

dosahují velikosti 1,5 mm. Nalezené detritické minerály jsou zastoupeny křemenem a zirkonem. Ve vzorku lze pozorovat přeměny skeletálních komponent, rozpouštění a místy dolomitizaci, která se projevuje tmavšími barvami. Převládají alogenní komponenty. Vzorek odpovídá SMF 3 podle Flügel (2004).

BR 52,0

Vzorek je klasifikován jako špatně vytríděný wackestone. Lze v něm nalézt fragmenty krinoidů, ostrakodů, brachiopodů, trilobitů, dakryokonaridních tentakulitů a fenestrálních mechovek, přičemž nejhojnější jsou schránky ostrakodů, fragmentované i celé vyplněné sparitem maximální velikosti 700 μm . Méně četně se vyskytující fragmenty krinoidů dosahují velikosti až 2 mm, mají různý tvar a hojné mikritové obálky. Úlomky schránek brachiopodů se nalézají sporadicky, mají lamelární strukturu a velikost až 2 mm. Hojně se vyskytující fragmenty tentakulitů lze nalézt v příčném i podélném průřezu o velikosti až 1,5 mm. Fragmenty mechovek jsou vyplněny mikritem, dosahují velikosti přibližně 700 μm . Detritické komponenty jsou zastoupeny křemenem, zirkonem a rutil. Ve vzorku lze pozorovat nahrazování původní hmoty zrn nejspíše dolomit. Převažují alogenní komponenty. Vzorek je zařazen do SMF 3 podle Flügel (2004).

BR 61,9

Tento vzorek je klasifikován jako špatně vytríděný wacke-packstone. Lze pozorovat střídání poloh bohatších na fosilní zbytky a poloh světlejších chudších. Vzorek obsahuje fragmenty brachiopodů, krinoidů, trilobitů, ostrakodů a dakryokonaridních tentakulitů. Největší fragment brachiopoda dosahuje velikosti až 3,5 mm, jedná se o průřez schránkou s lamelární strukturou. Fragmenty krinoidů jsou ve vzorku zastoupeny nejhojněji, jsou tmavšího zbarvení než u ostatních vzorků, uzavírají v sobě červenohnědý pigment a jsou obrostlé syntaxiálním tmelem. Schránky ostrakodů jsou fragmentované nebo celé do poloviny vyplněné sparitem (mohlo by se jednat o tzv. geologické libely), maximální velikosti 700 μm . Dakryokonaridní tentakuliti se vyskytují ve stejné formě jako v předchozích vzorcích. Detritické minerály zahrnují křemen, zirkon a rutil. Vzorek odpovídá SMF 5 podle Flügel (2004).

BR 72,0

Špatně vytríděný středně zrnitý vápenec typu packstone až grainstone není jednotný; vyskytují chudší a bohatší partie odlišené barvou a obsahem komponent. Ve vzorku se vyskytují alochemy fenestrálních mechovek, krinoidů, ostrakodů, brachiopodů, trilobitů a dakryokonaridních tentakulitů. Nejhojnějšími alochemy jsou krinoidi, jejichž fragmenty mají různý tvar, jsou místy mikritizována a obrostlá syntaxiálním tmelem; maximální velikost dosahuje 1,3 mm. Fragmenty mechovek dosahují maximální velikosti 1,3 mm. Ostatní komponenty si ponechávají stejný charakter. Detritické komponenty jsou zastoupeny křemenem, zirkonem a rutil. Ve vzorku je patrná dolomitizace, objevují se automorfni až hypautomorfni krystalky dolomitu ve tvaru rhomboedru velikosti až 200 μm , průměrné velikosti 120 μm . Popis vzorku odpovídá standardní mikrofacii (SMF) 5 podle Flügel (2004).

BR 82,0

Špatně vytríděný krinoidový grainstone obsahuje fragmenty brachiopodů, trilobitů a ostrakodů. Nejhojněji zastoupené úlomky krinoidů dosahují velikosti až 1,5 mm, zrna jsou bioerodována a obalena

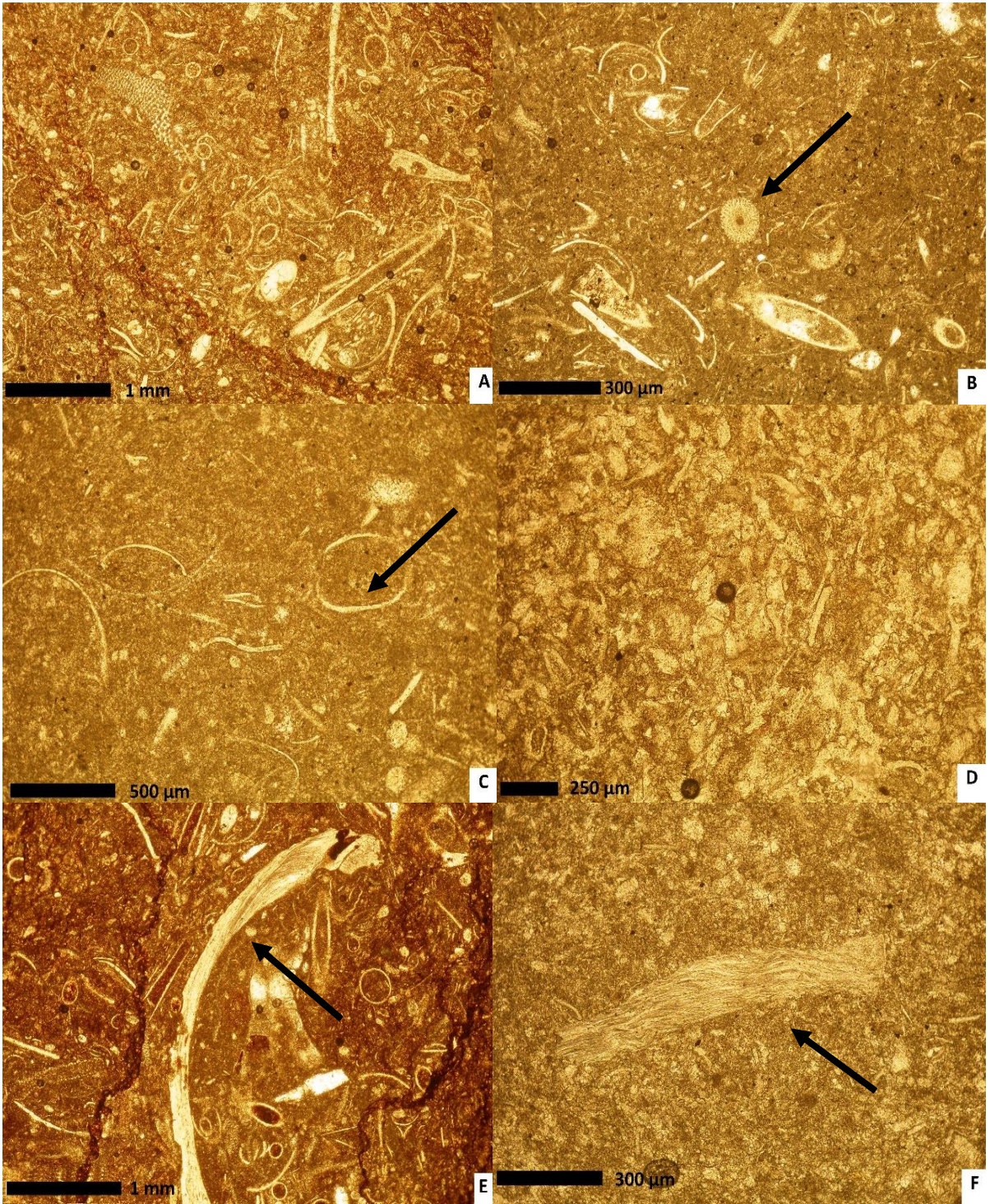
syntaxiálním tmelem, který zasahuje za hranice jednotlivých zrn. Ostatní skeletální komponenty se vyskytují sporadicky, nebo je lze hůře rozeznat. Detritické komponenty mají stejný charakter jako zbylé vzorky. U vzorku lze pozorovat dolomitizaci, zejména na hranici některých zrn; projevuje se tmavším červenohnědým zbarvením. Vzorek je zařazen do SMF 12-CRIN. podle Flügel (2004).

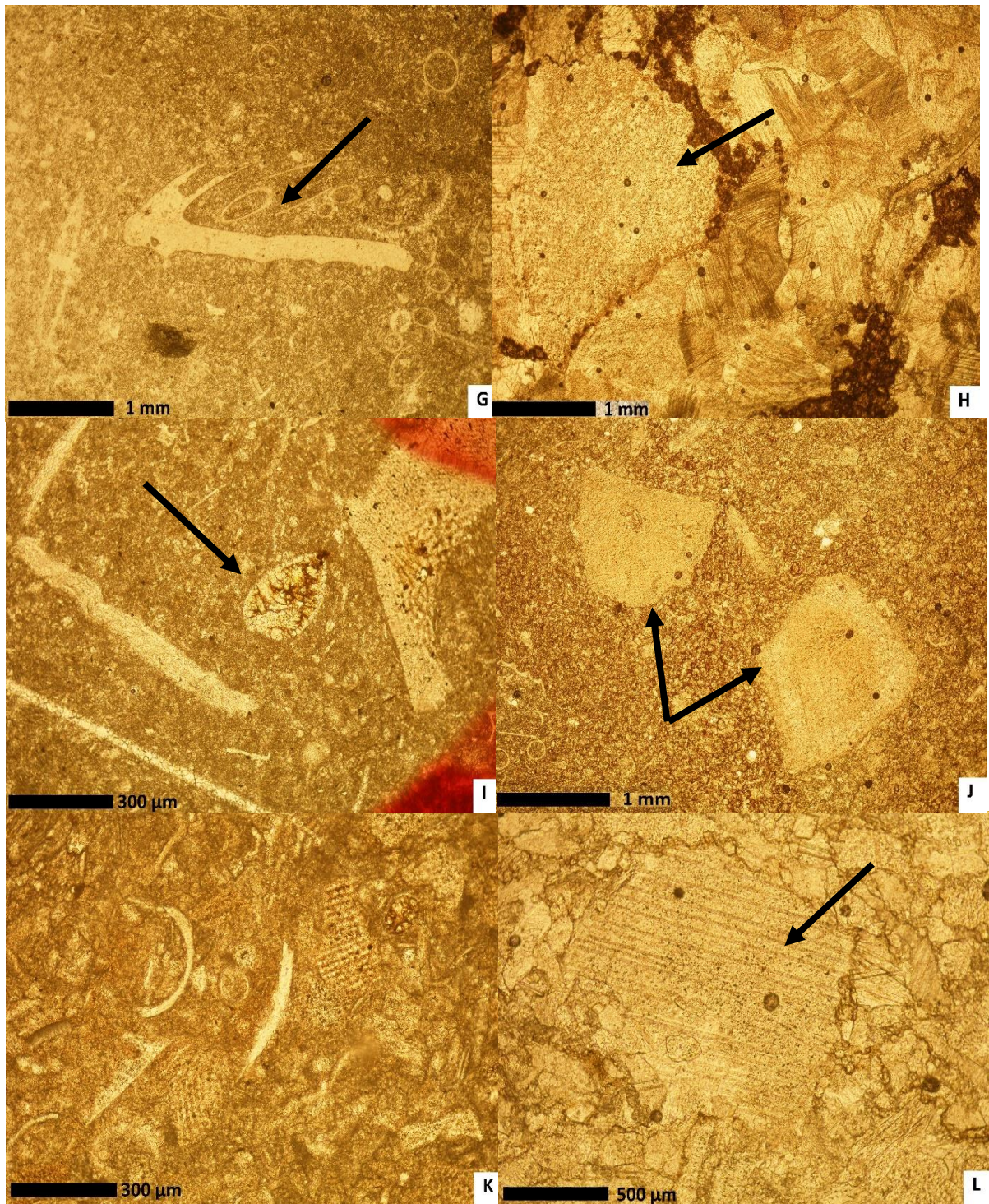
BR 98,0

Špatně vytríděný krinoidový grainstone obsahuje fragmenty brachiopodů, trilobitů a ostrakodů. Fragmenty krinoidů různého tvaru jsou opět bioerodovány a obaleny syntaxiálním tmelem. Úlomky schránek brachiopodů mají fibrózní strukturu, úlomky ostrnů pak punktátní. Maximální velikost fragmentů je 1 mm. Ostatní sporadicky se vyskytující skeletální komponenty si ponechávají stejný charakter. Detritická zrna jsou představována křemen a zirkonem. Lze pozorovat dolomitizaci; zrna dolomitu jsou hypautomorfni až automorfni rhomboedry tmavšího hnědého zbarvení. Popis vzorku odpovídá standardní mikrofacii SMF 12-CRIN. podle Flügel (2004).

BR 109,0

Tento vzorek je klasifikován jako špatně vytríděný vápenec typu wacke-packstone s obsahem krinoidů, brachiopodů, trilobitů, ostrakodů a dakryokonaridních tentakulitů. Největší fragment krinoida má velikost 2 mm a je kulatého průřezu. Krinoidi mají zubaté okraje a přeměnění středy zrn. Úlomky schránek brachiopodů mají lamelární strukturu a velikost až 3 mm. Ostatní skeletální a detritické komponenty zůstávají stejné. Lze pozorovat dolomitizaci, projevující se červenohnědým zbarvením. Vzorek je klasifikován jako SMF 5 podle Flügel (2004).

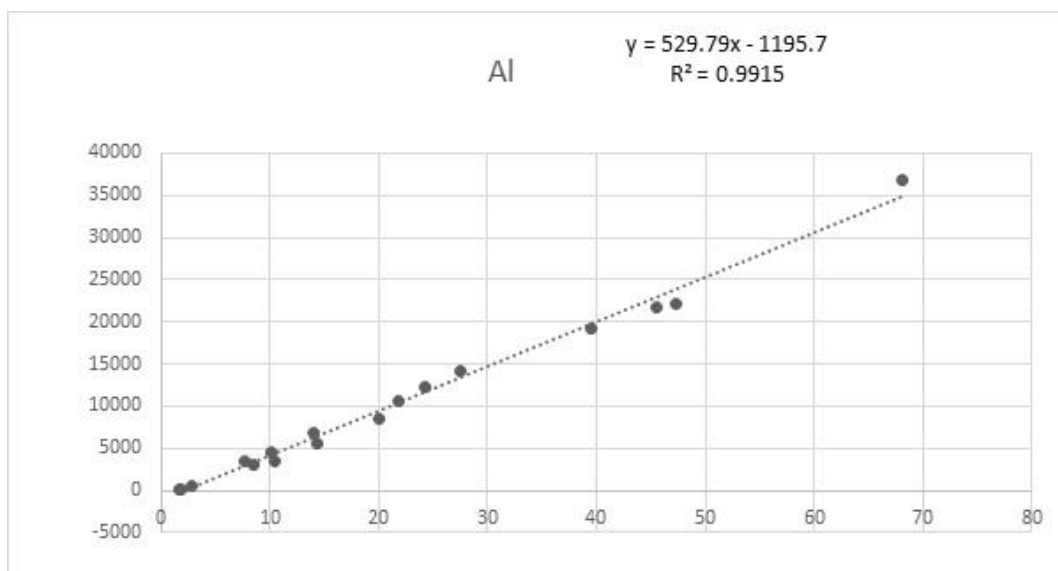




Obrázek 16. Mikrofotografie výbrusů vzorků z lokality Branžovy. A) BR 22,2; B) BR 61,9 – černá šipka označuje fragment echinodermáta; C) BR 42,2 – fragment schránky ostrakoda; D) BR 109,0; E) BR 22,2 – detail schránky brachiopoda; F) BR 13,5 – detail schránky brachiopoda; G) BR 0,79 – fragment trilobita; H) BR 82,0 – alochem krinoida obaleného syntaxiálním tmelem; I) BR 52,0 – schránka ostrakoda; J) BR 32,0 – fragmenty krinoidů; K) BR 72,0; L) BR 98,0 - alochem krinoida obaleného syntaxiálním tmelem s viditelnými laminami.

9.2. Prvková geochemie - profil Branžovy

Analýzou EDXRF byly zjištěny koncentrace 24 prvků, z nichž 18 bylo vybráno na základě detekčních limitů (Ca, Si, Al, K, Fe, Ti, Rb, Zr, Cu, Zn, Pb, Ni, Mn, S, P, Sr, Cr a Y) a statisticky zpracováno metodou multivariační analýzy (PCA). Bylo analyzováno 215 vzorků. Data poskytnutá Ústavem anorganické chemie AV ČR byla v jednotkách cps, a proto musela být s použitím dat z ICP-MS a ICP-OES kalibrována na jednotky ppm. Byla provedena lineární regrese stanovující koeficient lineární regrese a rovnici lineární regrese, s jejímž použitím byla data přepočtena na ppm (*obr. 17*). Pro kalibraci byla použita sada 17 identických vzorků z lokality Branžovy, analyzovaných metodou totálního chemického rozkladu a následné analýzy metodou optické emisní spektrometrie s indukčně vázanou plazmou (ICP-OES, hlavní prvky) a hmotnostní spektrometrie s indukčně vázanou plazmou (ICP-MS, stopové prvky). Kalibrace jsou založeny na lineární regresi 17 hodnot intenzity RTG fluorescence (cps) prvku X vs. jeho koncentrace z ICP-MS (ppm %). Výsledky kalibrace jsou uvedeny v *tab. 1*. Všechny hodnoty R^2 s výjimkou Ni ($R^2 = 0,7224$) a Cr ($R^2 = 0,8866$) se pohybují v rozmezí 0,92 až 0,99 a poukazují na vysokou reprodukcibilitu EDXRF dat. Rozsahy koncentrací prvků stanovených metodami ICP-MS a ICP-OES jsou uvedeny v *tab. 2*.



Obrázek 17. Kalibrace dat z EDXRF analýzy a dat z ICP-MS a ICP-OES. Data byla vynesena do bodového grafu a proložena lineární spojnici. Koeficient lineární regrese uvádí korelaci mezi daty. Rovnice $y = 529,79x - 1195,7$ slouží pro přepočet jednotek cps na ppm.

prvek	R^2	rovnice lineární regrese
Al	0,9915	$Al(ppm) = 529,79 \cdot Al(cps) - 1195,7$
Ca	0,9715	$Ca(\%) = 0,0013 \cdot Ca(cps) + 7,8004$
K	0,9359	$K(ppm) = 35,707 \cdot K(cps) - 2942,4$
Ti	0,9715	$Ti(ppm) = 17,862 \cdot Ti(cps) - 73,969$
Fe	0,9487	$Fe(ppm) = 5,5551 \cdot Fa(cps) + 375,3$
Mn	0,9256	$Mn(ppm) = 7,0173 \cdot Mn(cps) + 12,935$
Cr	0,8866	$Cr(ppm) = 4,2539 \cdot Cr(cps) - 19,064$
Zr	0,9846	$Zr(ppm) = 1,4926 \cdot Zr(cps) - 0,9679$

Sr	0,98	$Sr(ppm) = 1,7413 \cdot Sr(cps) + 35,041$
Rb	0,9884	$Rb(ppm) = 1,9517 \cdot Rb(cps) + 1,1462$
Y	0,9415	$Y(ppm) = 1,4023 \cdot Y(cps) - 52,289$
Cu	0,9772	$Cu(ppm) = 8,1374 \cdot Cu(cps) - 26,917$
Zn	0,9845	$Zn(ppm) = 4,6296 \cdot Zn(cps) - 4,1787$
Ni	0,7224	$Ni(ppm) = 11,234 \cdot Ni(cps) - 69,366$
Pb	0,9304	$Pb(ppm) = 3,3549 \cdot Pb(cps) - 1,9994$

Tabulka 1. Rovnice lineárních regresí použitých pro přepočítání jednotek cps na ppm.

	Ca	Al	K	Ti	Cr	Mn	Fe	Pb
max	38.79	36881.81	21840.62	4645.40	74.79	554.55	15868.03	11.83
min	23.03	69.12	135.55	38.27	1.88	91.30	786.49	1.06
	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	
max	32.40	34.53	50.83	60.60	561.72	38.04	60.61	
min	2.92	0.95	1.12	0.82	190.02	4.93	1.15	

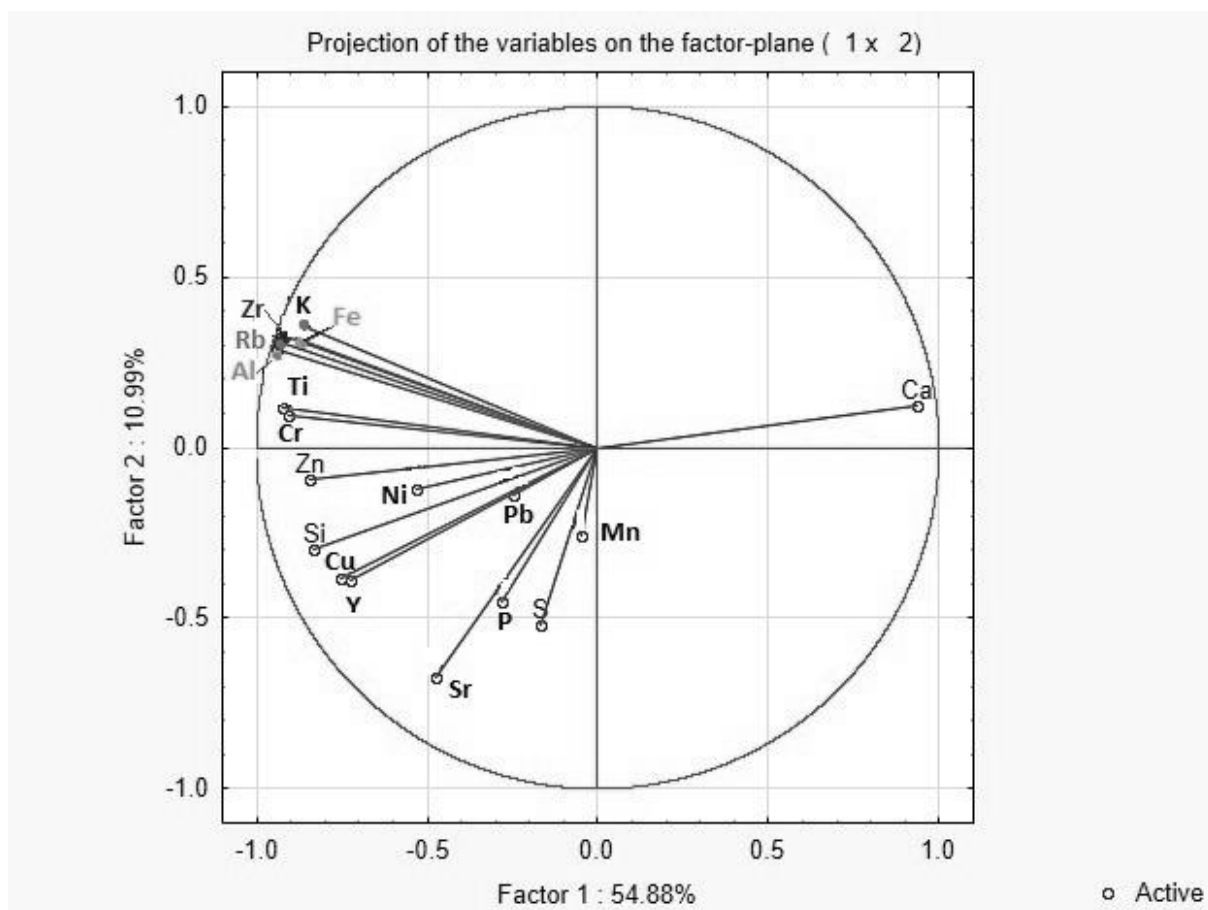
Tabulka 2. Rozsahy koncentrací prvků analyzovaných metodami ICP-MS a ICP-OES; Ca uveden v wt %; ostatní prvky v ppm.

Celkové koncentrace vybraných prvků z této lokality jsou uvedeny v tab.3.; byly analyzovány makroprvky: Al, Fe, K, Ca, a dále podrobněji zpracovány Ti, Rb, Cu, Zn, a Pb. Pro stanovení celkové koncentrace Si, P a S nebyla dodána data z ICP-MS.

<i>prvek</i>	\tilde{x}	\bar{x}	σ	max	min
Al	0.44	0,53	0.47	3.486499	-0.0505913
Si	x	x	x	x	x
Fe	0.32	0.38	0.24	1.628747	0.09088621
K	0.21	0.26	0.28	1.832922	-0.1203755
Ca	36,41	35,88	2,43	0.003897	0.00234133
Ti	0.03	0.04	0.04	0.448388	-0.0030761
Rb	<0.001	0.001	<0.001	0.003262	0.0000451
Cu	<0.001	<0.001	<0.001	0.000762	0.0003244
Zn	<0.001	<0.001	<0.001	0.001205	0.0001024
Pb	<0.001	<0.001	<0.001	0.001429	0.0001125
P	x	x	x	x	x
S	x	x	x	x	x

Tabulka 3. Výsledky EDXRF analýzy vybraných prvků; hodnoty jsou uvedeny v %.

Výsledná projekce multivariační analýzy (PCA) v rovině faktorových os 1 a 2 je uvedena na *obrázku 18*. V případě profilu Branžovy faktorové osy 1 a 2 popisují 65,87 % celkové variability datového souboru. Prvky mají v diagramu tendenci ke shlukování do skupin s podobným geochemickým chováním: Al, K + Fe, Rb a Zr, které vytváří shluk s vysokým negativním skóre na faktorové ose 1 a skóre blízcí se hodnotě 0,5 na ose 2. Ti a Cr se drží poblíž předchozí skupiny, ale na faktorové ose 2 se jejich skóre blíží 0. Tyto prvky jsou charakteristické pro terigenní detritické minerály – silikáty, zejména fylosilikáty včetně jílových minerálů. Naopak Ca má vysoké pozitivní skóre na ose 1 a mírně pozitivní na ose 2; toto chování lze vysvětlit efektem ředění terigenních prvků marinním CaCO_3 . Ostatní prvky v diagramu nevytváří výrazné shluky a mají negativní skóre na ose 1 i 2. V diagramu si lze povšimnout postavení Si, který se běžně shlukuje s terigenními komponentami, ale v tomto případě má negativní skóre na ose 1 i 2. Usuzuje se na částečnou primární produkci Si. Z diagramu vyplývá, že Ca a zmíněné terigenní prvky spolu negativně korelují. Nejvyšší korelační koeficient vykazuje Ca a Al ($r=0,73$). Hliník lze tedy využít jako vhodný normalizační prvek pro odstranění vlivu CaCO_3 .



Obrázek 18. Projekce multivariační analýzy (PCA) pro lokalitu Branžovy. Faktorové osy popisují variabilitu celkového souboru dat.

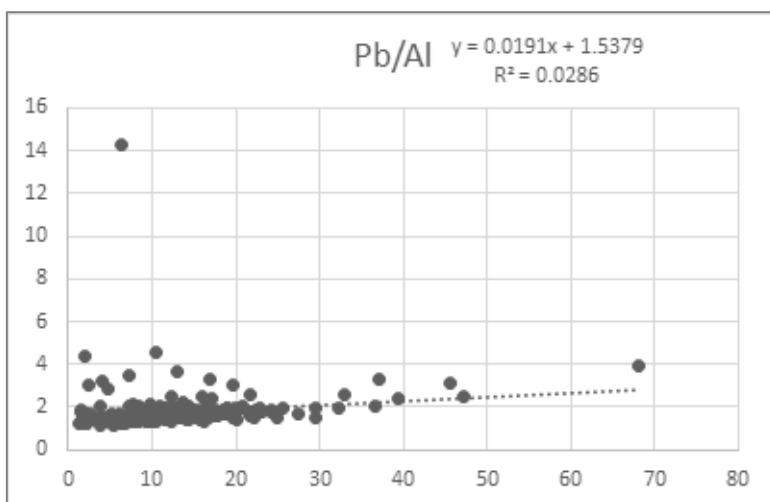
V případě této lokality byla zpracována korelační matice a standardně provedena normalizace na Al, který vykazuje nejvyšší negativní korelaci s Ca ($R^2 = 0,7203$). Normalizovány byly Cu, Pb, S a P, které představují redoxní proxy a proxy paleoproduktivity. Po provedení normalizace se ukázala nutnost výpočtu

faktoru obohacení (EF, Enrichment factor). Prvkové poměry a výpočet faktorů obohacení (EF) jsou z důvodu redukce chyby založeny na nekalibrovaných datech z EDXRF (cps.). Pro výpočet EF je nutno stanovit hodnotu geochemického pozadí (background); ta se vypočítá podle rovnice lineární regrese $y=ax+b$.

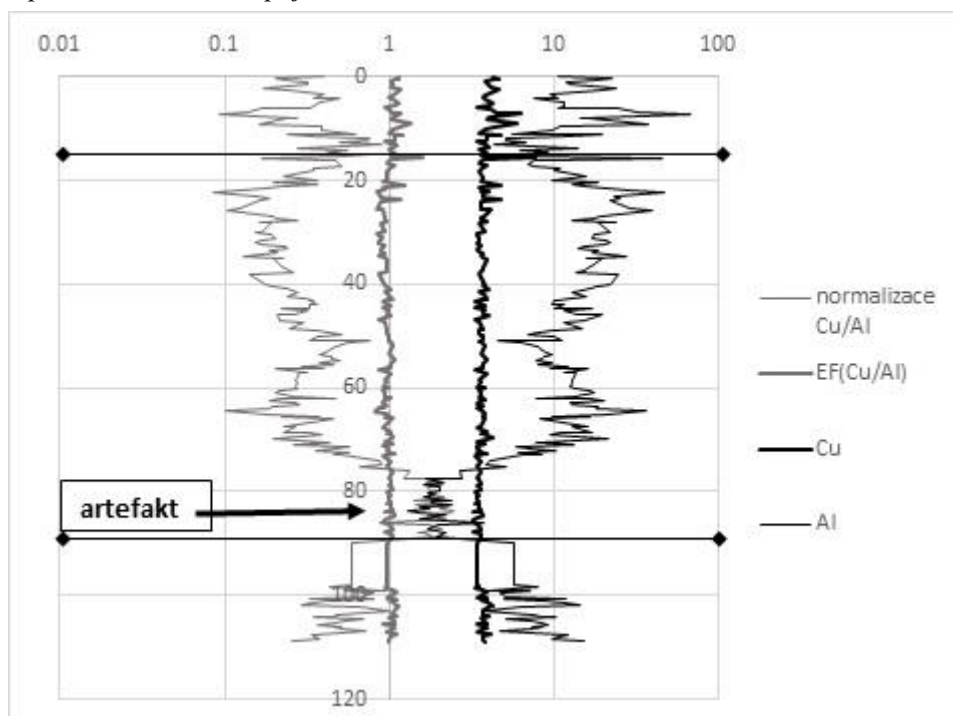
např. (Pb) $y = 0,0191x + 1,5379$

$$\text{BACKGROUND (Pb/Al)} = 0,00191 + (1,5379/\text{Al})$$

$$\text{EF(Pb/Al)} = \text{Pb/Al} / (\text{Pb/Al})_{\text{BCG}}$$

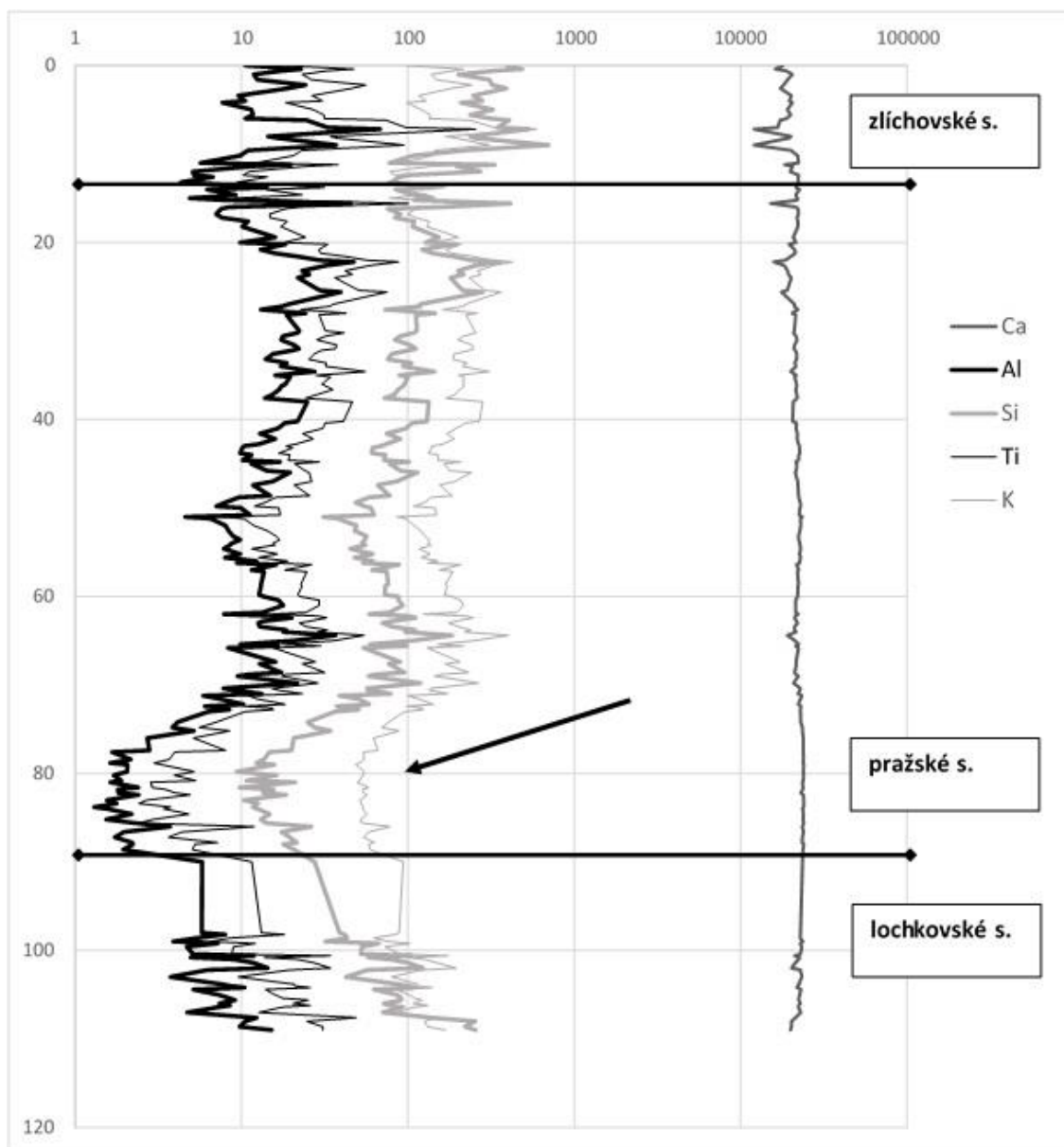


Obrázek 19. Výpočet rovnice lineární regrese pro prvek Pb; data byla vynesena do bodového grafu a proložena lineární spojnici.



Obrázek 20. Graf vertikální distribuce Al, Cu, normalizace Cu/Al a faktoru obohacení Cu (EF(Cu)). Normalizace se projevuje tzv.artefaktem; na křivce EF zvýšené hodnoty pozorovat nelze.

Na obrázku 20. si můžeme povšimnout, že normalizace Cu/Al popisuje trend Al a ne Cu, proto bylo nutné přistoupit k výpočtu EF. Snížení koncentrace Al se na grafu normalizace Cu/Al projevuje jako oblast se zvýšenými hodnotami. Tyto tzv. artefakty se interpretují jako naředění terigenních komponent čistým CaCO₃.

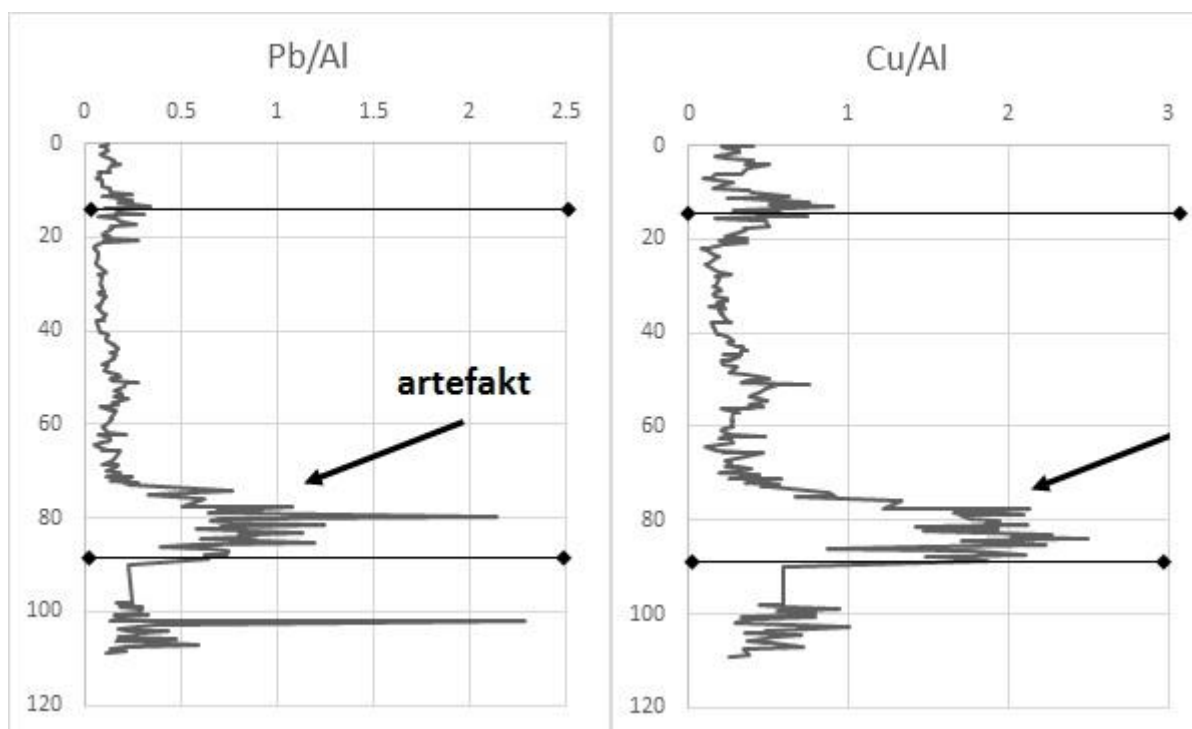


Obrázek 21. Graf vertikální distribuce hlavních komponent na lokalitě Branžovy; jednotky cps.

Na grafu vertikální distribuce prvků K, Ti, Al a Si, tzv. detritických proxy (obr. 21.), lze pozorovat zvýšené hodnoty v lochkovském souvrství, které směrem do pražského s. klesají. Výrazný pokles lze sledovat v úrovni 98 m profilu v pražském souvrství, ve kterém se vyskytují krinoidové vápence slivenecké facie. Slivenecké vápence zaujímají pozici přibližně mezi 100 a 70 m profilu na Branžovech. V těchto místech lze pozorovat výrazné ochuzení o detritické proxy, kdežto koncentrace Ca v celém profilu výrazně

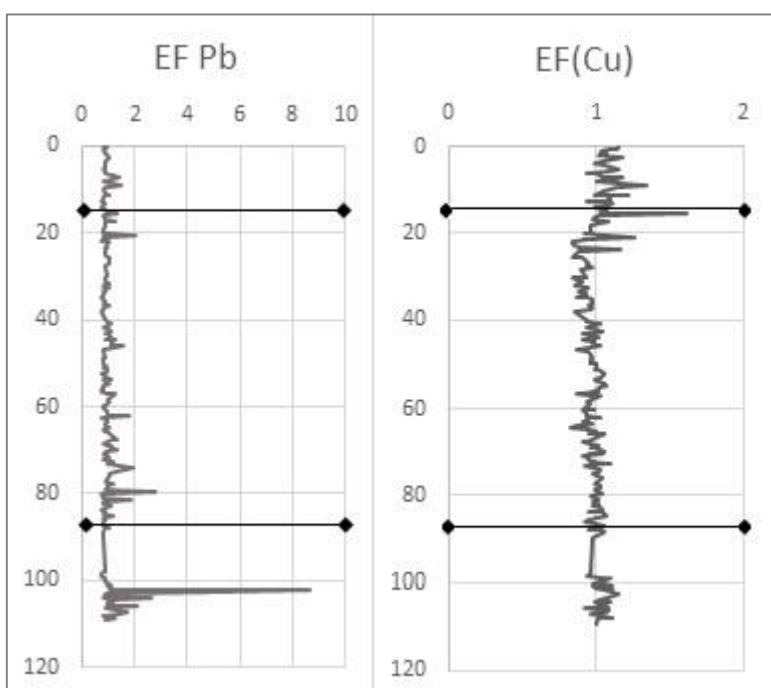
nekolísají. Pokles hodnot K, Si, Al a Ti se interpretuje jako ředění čistými karbonáty, které vznikaly v mělkovodním prostředí se zvýšenou produkcí. Od 70 m profilu lze u detritických proxy vidět postupné zvyšování hodnot s několika výkyvy. Na hranici pražského a zlíčovského s. je křivka značně rozkolísaná. Na svrchní bázi pražského s. lze pozorovat dočasné snížení koncentrací K, Si, Al a Ti následované náhlým zvýšením. Výrazné píky se uplatňují v místech, kde lze na grafu Ca pozorovat snížení koncentrace. Celkově ale trend zůstává stejný, postupný nárůst koncentrací detritických proxy do nadloží indikující postupnou transgresi.

U grafu normalizací Pb/Al a Cu/Al (obr. 22.) si můžeme povšimnout zvýšených hodnot mezi 100 a 77 m. Artefakty se projevují v místech odběru mělkovodních krinoidových sliveneckých vápenců. Na grafech lze pozorovat vyšší a značně rozkolísané hodnoty v lochkovském souvrství, prudký pokles směrem do pražského souvrství a následně pozvolný pokles až na hranici pražského a zlíčovského s. Ve zlíčovském s. lze pozorovat rozkolísanost křivek a nárůst hodnot do nadloží. Na grafu normalizace Cu/Al můžeme na hranici pražského a zlíčovského s. (přibližně 15 m) pozorovat zvýšené hodnoty; jedná se o vzorky uložené blízko tzv. českého graptolitového eventu (Chlupáč 1998).



Obrázek 22. Grafy popisující vertikální změnu hodnot normalizací Pb/Al a Cu/Al. Černé šipky označují oblasti se zvýšenými hodnotami, které představují tzv. artefakty.

V grafu EF Pb (obr. 23) si můžeme všimnout výrazného píku v lochkovském souvrství a poté menšího píku v pražském souvrství v úrovni krinoidových sliveneckých vápenců. Pík v lochkovském s. (na úrovni 102 m) nepředstavuje pravděpodobně obohacený interval (Bábek, pers.comm); analyzovaný vzorek pochází z kotýských vápenců s výskytem hlíz a rohovců (Chlupáč 1998, Koptíková et al. 2010), takže obohacení může být způsobeno analýzou místa, kde se tento prvek koncentroval. EF Cu se drží okolo hodnoty 1,0. V lochkovském souvrství jsou hodnoty koncentrace lehce vyšší než v pražském souvrství. I po provedení výpočtu EF se objevuje pík v 15 m profilu ukazující na zvýšené hodnoty Cu v tomto intervalu pravděpodobně související se změnou oxidačních podmínek; v tomto místě dochází ke střídání tmavých vápni-
tých břidlic a tmavě šedých vápenců; zvláště v břidlicích se předpokládá vyšší koncentrace Cu.



Obrázek 23. Grafy vertikální distribuce faktoru obohacení (EF) pro prvky Pb a Cu.

9.3. Prvková geochemie – profil Velká Chuchle

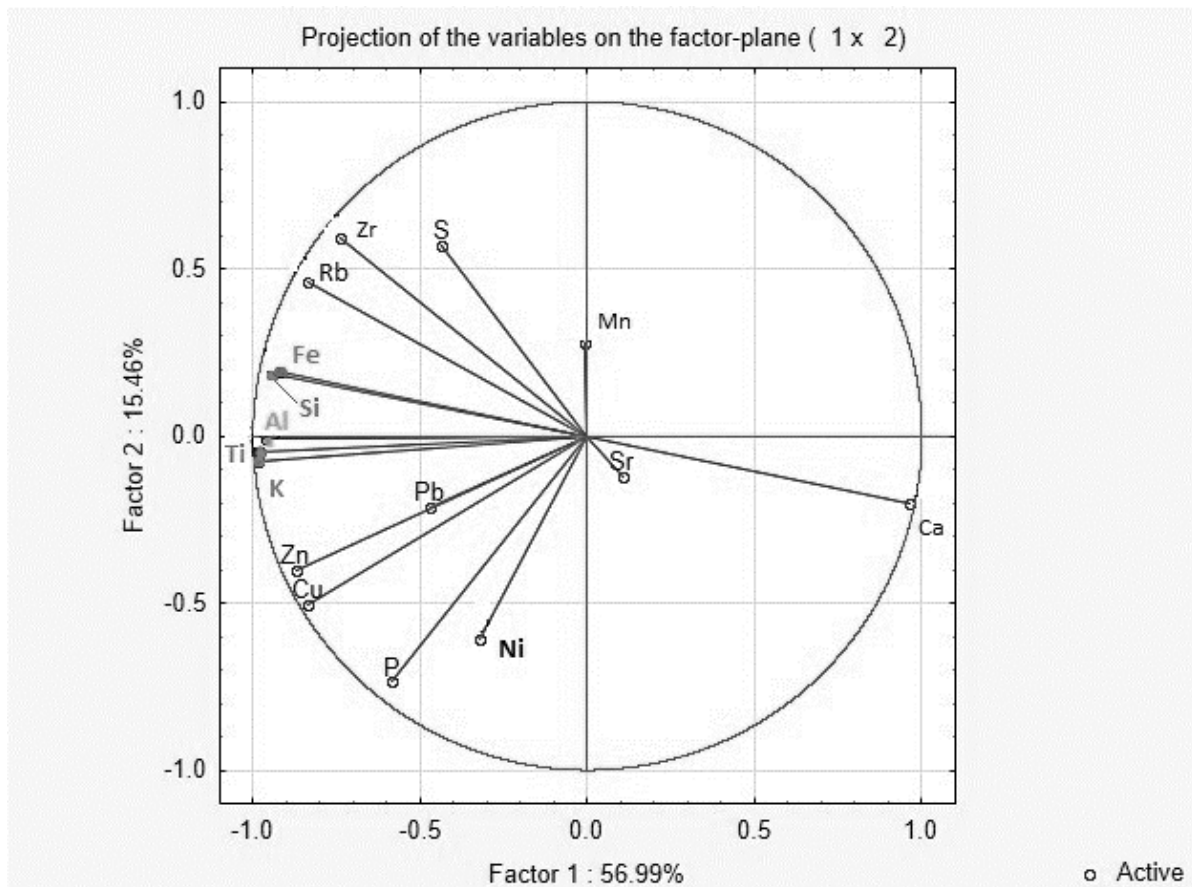
Rentgenovou fluorescenční spektrometrií byly zjištěny koncentrace 23 prvků, z nichž 16 bylo, kvůli detekčním limitům vybráno pro multivariační analýzu (PCA). Data byla získána pro jednotky ppm. Celkové koncentrace vybraných prvků z této lokality jsou uvedeny v tab.4.; byly analyzovány makroprvky: Al, Si, Fe, K, Ca, a dále podrobněji zpracovány Ti, Rb, Cu, Zn, Pb, P a S.

prvek	\tilde{x}	\bar{x}	σ	min	max
Al	0.86	1.10	0.92	6.2222	0.3946
Si	3.84	4.29	2.20	14.5179	1.7970
Fe	0.41	0.51	0.40	2.7761	0.8777
K	0.18	0.25	0.33	3.8757	0.0420
Ca	43.98	43.11	3.64	2.3765	0.0273
Ti	0.09	0.10	0.06	46.9400	24.8100

Rb	0.001	0.001	<0.001	0.4886	0.0649
Cu	0.002	0.002	0.004	2.4270	0.0617
Zn	0.002	0.002	0.002	0.0337	0.0008
Pb	<0.001	<0.001	<0.001	0.0174	0.0006
P	1.27	1.30	0.20	0.0046	0.0000
S	0.09	0.19	0.48	0.0034	0.0000

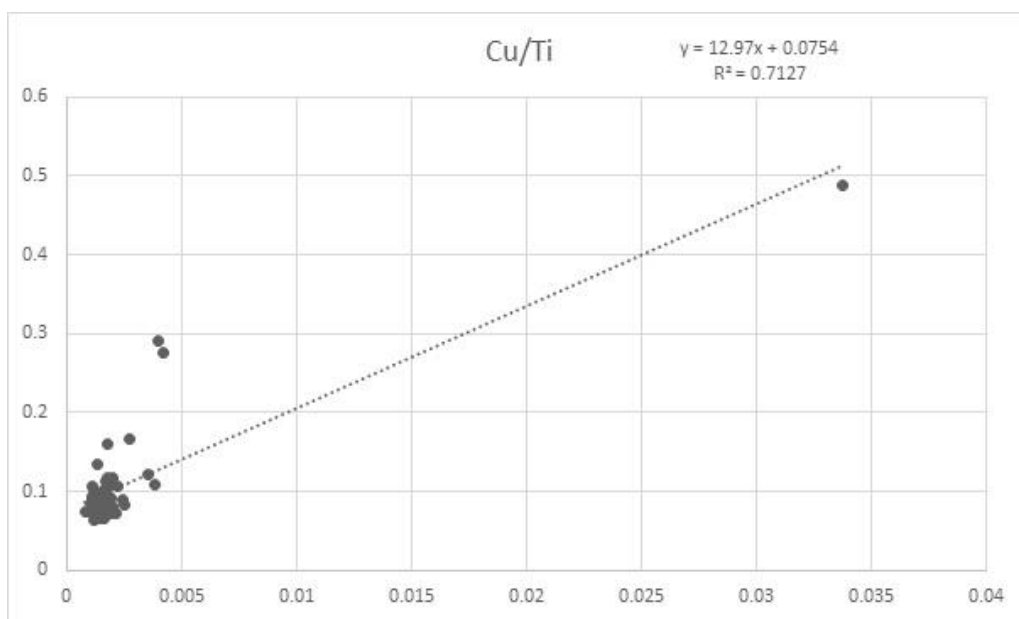
Tabulka 4. Výsledky EDXRF analýzy vybraných prvků; hodnoty jsou uvedeny v %.

Projekce všech 16 analyzovaných proměnných (Ca, Si, Al, K, Fe, Ti, Rb, Zr, Cu, Zn, Pb, Ni, Mn, S, P, Sr) v rovině faktorových os 1 a 2 je uvedena na obrázku 24. Faktorové osy 1 a 2 vysvětlují 75,45 % celkové variability datového souboru. V diagramu se shlukují detritické proxy: Al, Ti, K + Fe a Si vytváří shluk s vysokými negativními skóre na faktorové ose 1 a skóre blížíci se 0 na ose 2. Ca má vysoké pozitivní skóre na ose 1 a mírně negativní skóre na ose 2. Opět dochází k ředění terigenních prvků marinním CaCO_3 . Ostatní prvky v kompozici vytváří méně výrazné shluky, např. Cu + Pb a Ni s negativním skóre na ose 1 a 2 a Rb a Zr s negativním skóre na ose 1 a pozitivním skóre na se 2. Ca a zmíněné terigenní prvky spolu negativně korelují. Nejvyšší korelační koeficient vykazuje Ca a Ti ($r=0,72$). Titan lze tedy využít jako vhodný normalizační prvek.



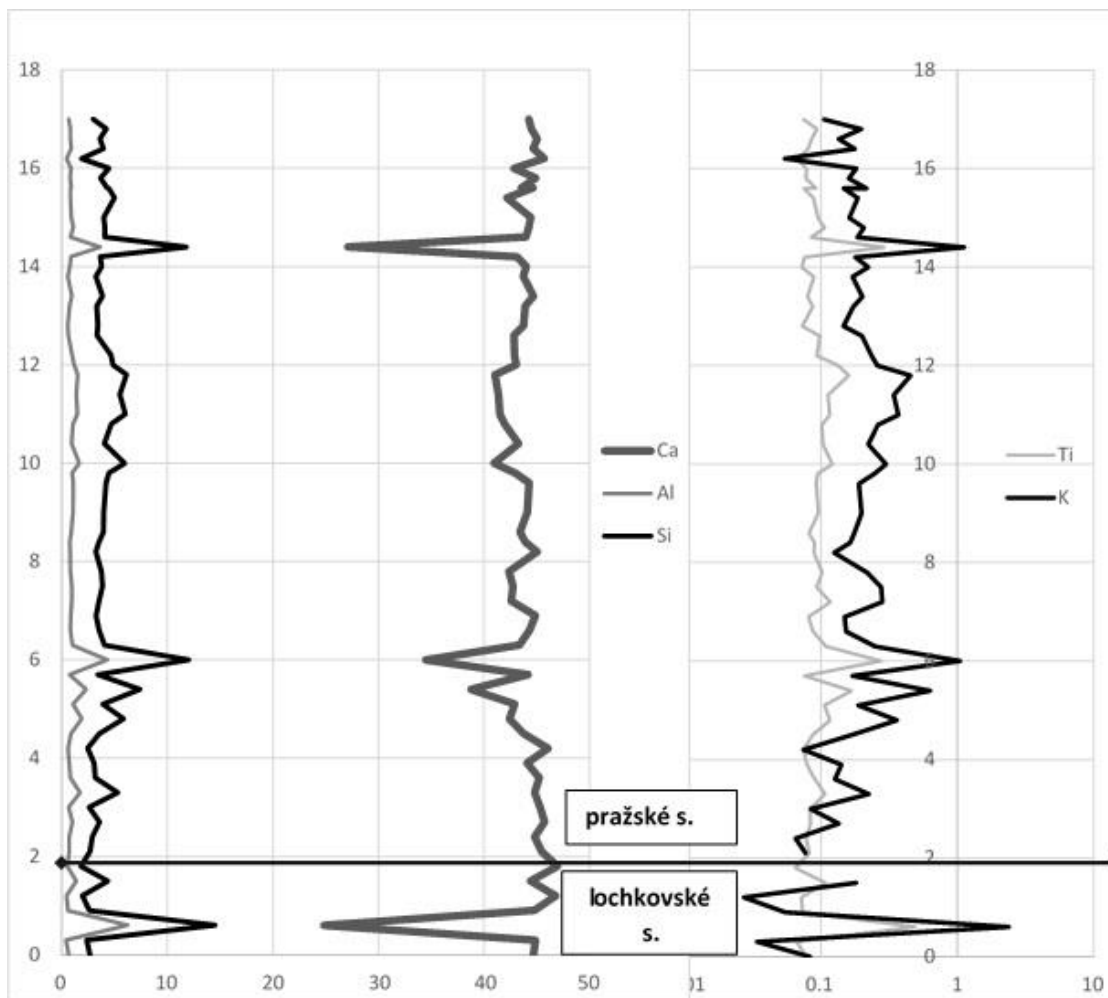
Obrázek 24. Projekce multivariační analýzy (PCA) pro lokalitu Homolka. .

Údaje byly získány z korelační matice a provedením lineární regrese (vynesením dat do bodového grafu). I přes vyšší korelaci prvků a Ti byly lineární spojnice v grafu ovlivněny odlehlými hodnotami. Spojnice tedy neprokládaly mrak bodů přesně, respektive ideálně. Mnohdy bylo v grafech patrné rozdělení bodů do dvou či více skupin, ukazující tak pravděpodobně na rozdílnou provenienci daných prvků (*obr. 25*). Na Ti byly normalizovány prvky Cu, Zn, Pb, S a P, jelikož představují redoxní proxy a proxy produktivity vhodné k interpretaci paleoenvironmentálních změn. Vzhledem ke kvalitě dat byly dále interpretovány Cu, Pb, P a S. Kvalita dat pro Zn nebyla dostatečná, jelikož se jeho koncentrace v mnoha vzorcích držela pod detekčním limitem.



Obrázek 25. Vynesení dat do bodového grafu pro získání rovnice lineární regrese

Z grafu vertikální distribuce prvků Al, Ti, Si, K a Ca (*obr. 26*) je patrná negativní korelace detritických proxy – Al, Ti, K a Si s Ca. V místech, kde množství Ca klesá, naopak stoupá množství prvků Al, Ti, K a Si - 3 výrazné píky na vertikálních osách prvků pravděpodobně představují měření v nehomogenních vzorcích ochuzených o Ca. V případě vzorku VC 0,6 se mohlo jednat o analýzu vápence s rohovci, v případě vzorků VC 6,0 a VC 14,4 pak o analýzu v nečistých hlíznatých vápencích. Od báze lochkovského souvrství až po jeho strop množství Ca postupně narůstá, poté lze pozorovat snížení koncentrace až do 6 m profilu. Od 6 m profilu se objevují hlíznaté vápence; křivka lehce kolísá, ale celkově si drží stejné hodnoty až do konce profilu. Detritické proxy se chovají naprosto opačně.

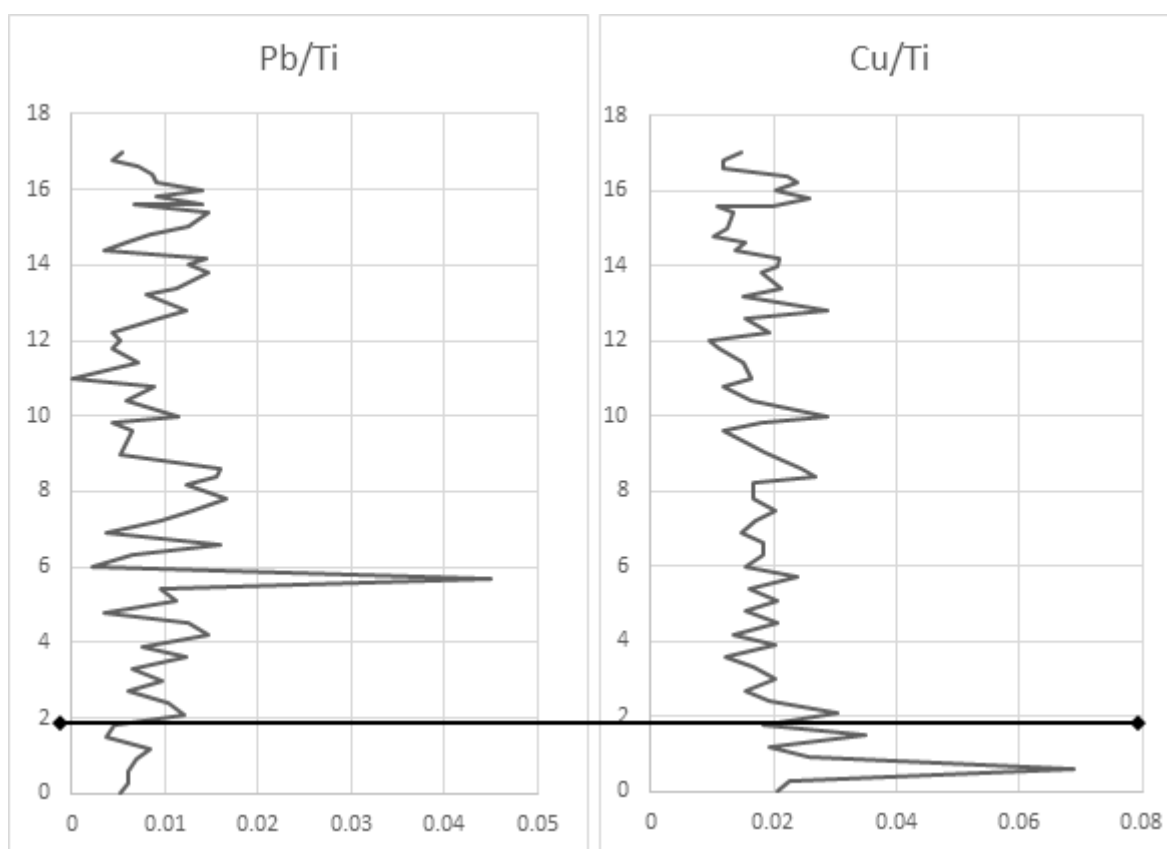


Obrázek 26. Graf vertikální distribuce terigenních komponent – Al, K, Ti a Si, a Ca. Křivky terigenních komponent jsou podobné křivce Ca; chovají se však opačně.

Vertikální distribuce normalizace Cu/Ti (obr. 27) vykazuje vyšší hodnoty v lochkovském souvrství, které poté klesají směrem do pražského souvrství. Od přibližně 8 m profilu lze pozorovat rozkolísané hodnoty v hlíznatých vápencích. U normalizace Pb/Ti si můžeme povšimnout výrazného píku v 5,7 m, který není chybou měření, ale snížením koncentrace Ti. Graf naznačuje postupné zvyšování koncentrace do úrovně 8 m; poté pokles do úrovně 12 m; následuje kolísání hodnot až na konec profilu. Problémovým chováním Pb jsou nízké koncentrace v lochkovském souvrství, které neodpovídají dříve uvedeným závěrům.

Původním záměrem byl také výpočet faktoru obohacení (Enrichment factor, EF). EF by měl standardně kolísat okolo hodnoty 1 a jakékoliv výkyvy jsou interpretovány jako obohacení/ochuzení vzorku o prvek. V případě EF (Pb) byl široký interval (0,5-2) dán nemožností oddělit geochemické pozadí a odlehlé hodnoty. Soubor dat použitý k výpočtu normalizace a EF byl nekvalitní. Rozkolísanost EF se objevila u všech vybraných prvků (Cu, Zn, Ni a S). Grafy se projevily širokým intervalem EF. Kvalita měřených dat z této lokality není dostatečná. Nemožnost oddělit geochemické pozadí a odlehlé hodnoty při výpočtu EF vyplývá z nekvalitní lineární regrese. Z korelační matice a rovnic lineární regrese je patrné, že data

získaná analýzou jsou ovlivněna odlehlými hodnotami. I přes odstranění odlehlých hodnot však není kvalita dostatečná. Chyba patrně vznikla špatnou kalibrací při měření vzorku nebo analýzou kusových vzorků a odráží se v rovnicích lineární regrese a nízkých korelačních koeficientech.



Obrázek 27. Graf vertikální distribuce normalizací prvků na Ti.

10. Diskuze

Pražské souvrství je na bázi a na stropu omezeno od podložního lochkovského a nadložního zlíčovského souvrství dvěma významnými událostmi, bazálním pražským eventem a bazálním zlíčovským eventem (Chlupáč 1998). Na bázi pražského souvrství, která víceméně odpovídá hranici stupňů lochkov a prag byl Chlupáčem (1998) doložen regresivní trend, který se projevuje ukládáním mělkovodních facií sliveneckých vápenců. Místy (koněpruská oblast) je změlčování doprovázeno stratigrafickým hiátem, který je patrně důsledkem vynoření části pánve nad hladinu (Slavík 2004). Po spodnopražské regresi následuje vzestup mořské hladiny a svrchní část pražského souvrství má výrazně transgresivní charakter (Chlupáč 1998, Vorel 2003). Tato transgrese pokračovala až do sp. emsu; vrcholu dosahuje na hranici prag/sp. ems, kde je vyvinut tzv. český graptolitový event - pruh tmavých vápnnitých břidlic uložených v kyslíkem ochuzeném prostředí (Chlupáč 1998). Bazální zlíčovský event je spojen se sedimentací korálového obzoru kapličky, který představuje změnu v konfiguraci pánve (Chlupáč a Kukul, 1986). Hemipelagická sedimentace pražského souvrství byla nahrazena přívalem svahových sedimentů obzoru kapličky a následně turbiditní

a pelagickou sedimentací zlíčovského souvrství (Chlupáč 1998, Chlupáč et al. 2002, Koptíková et al. 2010). Cílem této kapitoly je diskutovat trendy petrografického složení a prvkové geochemie napříč těmito důležitými hranicemi.

10.1. Mikrofaciální charakteristika a sedimentační prostředí vápenců pražského souvrství

Standardní mikrofacie 3 (SMF 3) podle Flügel (2004) je definována jako pelagický lime-mudstone a wackestone s hojnou pelagickou mikrofaunou. SMF 5 představuje alochtonní bioklastický grainstone, rudstone, packstone, floatstone a breccii s biotou pocházející z oblasti útesu. Hojně nahromaděné alochemy představují celé fosilie nebo jejich fragmenty s vysokým podílem útesotvorných organismů, které se nacházejí chaoticky rozmístěné. Facie SMF 3 se řadí do faciálního pásu 3 nebo 1, v tomto případě se na základě fauny jedná spíše o FB (facies belt, faciální pás) 1 – oblast hlubokého moře. SMF 5 se vyčleňuje do FB 4 – kontinentální svah. SMF 12–CRIN. byla Wilsonem (1975) popsána jako vápenc obsahující velmi hojně a hustě nahromaděné fragmenty echinodermátů (zejména krinoidů). Tato facie má značný paleoenvironmentální význam, ukazuje na typická prostředí vzniku jako kontinentální svah, chráněné části platformy nebo útesy, ačkoliv Flügel (2004) upozorňuje na další možnosti vzniku této facie v jiných podmínkách např. chemickou kompakcí. Koncentrace krinoidů jsou běžné v oblasti střední části karbonátové rampy (z překladu mid-ramp settings). SMF 12-CRIN je zařazena do faciálního pásu 4-5; jedná se o okrajové útesy platformy a kontinentální svah.

Z výsledků MFA a zařazení hornin podle Flügel (2004) je patrný trend změlčování na hranici lochkov/prag, kdy se nejprve ukládaly vápence typu wacke-packstone zařazené do SMF 5 (BR 109,0), následovaly mělkovodní krinoidové vápence typu grainstone vyčleněné jako SMF 12-CRIN. (BR 98,0 a 82,0). Čáp et al. (2003) popsali z pohledu mikrofacií lochkovské vápence jako SMF 5 (studiem profilů v lomu Požáry, Radotínském údolí a v Praze-Podolí), i slivenecké krinoidové vápence pražského souvrství typu grainstone zařadili do SMF 5. Vzorok z těchto lokalit byly popsány jako grainstone s obsahem mikritu, nedokonale proprané. Vzorok BR 98,0 a 82,0 z lokality Branžovy mají jiný charakter; krinoidové fragmenty jsou zcela obaleny syntaxiálním tmelem, okraje některých zrn jsou dolomitizované. Ve vzorcích nelze pozorovat zbytky mikritu, proto byly klasifikovány odlišně.

Chlupáč (1998), Vorel (2001, 2003) a Cháb et al. (2008) dokládají transgresivní režim během pragu. Výsledky MFA s tímto tvrzením souhlasí. Došlo k ukládání krinoidových vápenců typu pack-grainstone a packstone SMF 5 (BR 72,0 a 61,9); vápenců typu wackestone a lime-mudstone zařazených do SMF 3 (BR 52,0 a 42,2); wack-packstone a packstone do SMF 5 (řeporyjské vápence, BR 32,0 a 22,2) a nakonec wackstone a lime-mudstone do SMF 3 (BR 13,5 a 0,79).

Řeporyjské vápence jsou hlíznaté; vznik hlíznatých vápenců je vysvětlován sedimentací v klidném prostředí pod bází bouřkového vlnění (SWB), kdy z vodního sloupce sedimentují částičky mikritu a planktonních organismů (Boggs 2011). Při diagenézi dochází k rozpouštění karbonátů a migraci Ca, který má tendenci se hromadit a vytvářet nodule (hlízy) (Hallam 1964). Podlé této definice by měly být vzorky klasifikovány do SMF 3, která odpovídá sedimentaci v klidném pelagickém prostředí. Problémem je nejen

množství skeletálních alochemů, ale také fosilní obsah vzorků. Skeletální alochemy jsou zastoupeny jak planktonními organismy (dakryokonaridní tentakuliti), tak i fragmenty mechovek a krinoidů. Kumpan et al. (2015) zařadili vápence a břidlice podobného typu na základě výskytu mechovkové a krinoidové fauny do prostředí otevřeného šelfu pod bází normálního vlnění (FWWB) nebo pod bází bouřkového vlnění (SWB). Podle Flügel (2004) však mohou hlíznaté vápence vznikat i v prostředí kontinentálního svahu s přínosem materiálu z vyšších poloh.

10.2. Geochemické trendy na hranicích pražského souvrství

Na rozhraní siluru/devonu byl popsán transgresivní trend; došlo k zvýšení hladiny moře a ukládání vápenců s vložkami břidlic obsahujících organickou hmotu (Chlupáč et al. 2002, Cháb et al. 2008). V lochkovském souvrství můžeme vlivem transgrese zastihnout vyšší hodnoty detritických proxy a větší množství terigenních příměsí; směrem do pražského s. dochází ke snižování jejich množství. Na hranici lochkovského a pražského s. dohází k poklesu jejich množství, a naopak zvyšování koncentrace Ca současně se změlčováním sedimentačního prostředí, které indikuje mikrofaciální analýza. Zvyšování koncentrace Ca (a současně snižování koncentrací terigenních proxy) lze vysvětlit efektem naředění terigenních proxy CaCO_3 v důsledku zvýšení rychlosti karbonátové produkce v mělkém moři během progradace karbonátové rampy (regrese) (Koptíková et al. 2010). Tato regresní událost byla popsána Chlupáčem (1998) a Vorlem (2003). V průběhu sedimentace pražského s. a zlíkovského s. došlo naopak k postupné transgresi, která je doprovázena postupným nárůstem hodnot Al, Ti, K a Si. Zvyšování koncentrací těchto prvků lze analogicky vysvětlit snížením karbonátové produkce a omezením efektu naředění CaCO_3 .

Nízké hodnoty redoxních proxy a proxy paleoproduktivity (Cu, Pb, Mn, aj.) v pražském souvrství, nebo spíše fakt, že spolu nekorelují, dokládají sedimentaci karbonátových hornin v dobře prokysličeném, oligotrofním prostředí, které řídila sedimentace CaCO_3 . Naproti tomu lochkovské souvrství má zvýšené obsah U/Th (Koptíková et al. 2010). Na lokalitě Branžovy lze pozorovat vyšší hodnoty Pb v lochkovském s., pokles hodnot směrem do pražského souvrství, což je v souladu s publikovanými trendy U/Th. Na lokalitě Homolka se ale hodnoty Pb normalizované na Ti zvyšují z lochkovského směrem do pražského souvrství. Toto chování si vysvětlujeme jako analytickou chybu vzniklou měřením nepraškových (kusových nehomogenních) vzorků nebo jako chybu kalibrace přístroje.

10.3. Kvalita dat z lokality Branžovy a lokality Homolka

Vzorky odebrané na lokalitě Branžovy byly laboratorně zpracovány - drceny a pomlety. Veškeré nehomogenity vzorků byly tedy odstraněny a měřeny byly koncentrace prvků v práškových vzorcích. Analýza práškových vzorků je poměrně přesná, což potvrzují regresní koeficienty získané kalibrací dat z EDXRF a ICP-MS/ICP-OES (Viz kapitola 8.1.). V případě lokality Homolka byly na příručním EDXRF měřeny kusové vzorky, analyzovány byly sice nezvětralé rovné plochy, ale i tak byla analýza ovlivněna

nehomogenitami vlastích vzorků. Dalším možným vysvětlením je špatná kalibrace přístroje, kdy není možno vztáhnout koncentrace jednotlivých prvků ke standardům.

11. Závěr

Mikrofaciální analýza a prvková geochemie vzorků z lokality Branžovy (a částečně z lokality Homolka) potvrzují dříve popsané regresivní a transgresivní trendy (Chlupáč 1998, Vorel 2001, Vorel 2003, Cháb et al. 2008) v pražské pánvi. Zejména se jedná o regresi na hranici lochkovského a pražského s. a následnou postupnou transgresi v pragu, kdy se pozvolně zvyšují koncentrace detritických proxy – Al, K, Ti a Si. Na hranici pražského a zlíčovského s. terigenní detritické proxy kolísají, poukazující na změny sedimentačního režimu ve smyslu změny konfigurace pražské pánve. Zvýšené koncentrace redoxních proxy a proxy paleoproduktivity (Cu, Zn, Ni a Pb) v lochkovském souvrství potvrzují dřívější závěry; redoxní proxy se koncentrovaly ve vápnatých břidlicích a bituminózních vápencích. Směrem do pražského souvrství koncentrace redoxních proxy klesají na úkor zvyšování obsahu karbonátů, které sedimentovaly v mělkovodním dobře prokysličeném prostředí. Následné zvyšování koncentrací směrem do nadloží ke zlíčovským vápencům dokládají změnu oxidačně-redukčních podmínek v místě sedimentace hornin.

Rentgenová fluorescenční spektrometrie (EDXRF) je vhodnou metodou pro prvkovou geochemii prováděnou na práškových vzorcích (Branžovy) i při nízkých koncentracích stopových prvků typických pro karbonátové horniny (např. Cu, Pb, Zn, Zr). Vhodnost a přesnost metody potvrzují nezávislé kalibrace z ICP-MS a ICP-OES. Metoda však není vhodná pro analýzu kusových vzorků (měření na povrchu vzorku u lokality Homolka); měření je zatíženo velkou chybou. Struktura geochemických dat uvedená na příkladu Pb vs. Al (Branžovy) umožňuje oddělit geochemické pozadí od geochemických anomálií a vypočítat faktory obohacení (EF) jako významné proxy produktivity a redoxního potenciálu.

12. Literatura

Adams, A. E., MacKenzie, W. S. (1998): A Colour Atlas of Carbonate Sediments and Rocks Under the Microscope. – Manson Publishing Ltd. London.

Čáp, F., Vacek, F., Vorel, T. (2003): Microfacies analysis of Silurian and Devonian type sections (Barrandian, Czech Republic). – Czech Geological Survey

Demek, J., Balatka, B., Czudek, T., Láznička, Z., Linhart, J., Loučková, J., Panoš, V., Raušer, J., Seichtarová, H., Sládek, J., Stehlík, O., Štecl, O., Vlček, V. (1965): Geomorfologie českých zemí. – Nakladatelství Československé akademie věd. Praha.

Demek, J., Mackovčín, P., Balatka B., Buček A., Culek, M., Čermák P., Dobiáš D., Havlíček M., Hrádek M., Kirchner K., Lacina J., Pánek T., Slavík P., Smolová, I., Vašátko J. (2014): Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny. – Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně. Brno.

Dudek, A., Chlupáč, I. (1992): Krystalinikum a prevariské paleozoikum. – In: Chlupáč, I., Štorch, P. (eds): Regionálně geologické dělení Českého masívu na území České republiky. – Čas. Mineral, Geol., 37, 4, 258-275. Praha.

Dunham, R. J. (1962): Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. – In: Hamm, W. E. (eds.): Classification of Carbonate Rocks. – American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1, 108-121.

Embry, A. F. III, Klovan, J. S. (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. – N. W. T. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 4, 730-781.

Flügel, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. – Springer-Verlag. Berlin, New York, Heidelberg.

Grygar T., Světlík I., Lisá L., Koptíková L., Bajer A., Wray D. S., Ettler V., Mihaljevič M., Nováková T., Koubová M., Novák J., Máčka Z., Smetana M. (2010): Geochemical tools for stratigraphic correlation of floodplain deposits of the Morava River in Strážnické Pomoraví, Czech republic from the last millennium. – Catena, 80, 2, 106-121.

Hallam, A. (1964): Origin of the Limestone-shale rhytm in the Blue Lias of England: A composite theory.- Journal of Geology, 72, 157-169.

Hladil, J. (1996): Karbonátová sedimentární tělesa I. Jejich vznik a vývoj. – Masarykova univerzita v Brně. Brno.

- Cháb J., Breiter K., Fatka O., Hladil J., Kalvoda J., Šimůnek Z., Štorch P., Vašíček Z., Zajíc J., Zapletal J. (2008): *Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu*. – Česká geologická služba. Praha.
- Chlupáč, I. (1957): *Facial development and biostratigraphy of the Lower Devonian of Central Bohemia*. – Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 23, 369-485. Praha.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): *Geologická minulost České republiky*. – Academia. Praha.
- Chlupáč, I., Havlíček, V., Kříž, J., Kukul, Z., Štorch, P. (1998): *Paleozoic of the Barrandian (Cambrian to Devonian)*. – Czech Geological Survey. Prague.
- Chlupáč, I., Lukeš, P., Zikmundová, J. (1979): *The Lower-Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area, Czechoslovakia*.- *Geologica et Paleont.*, 13, 126-156. Marburg.
- Chlupáč, I., Kukul, Z. (1986): *Reflexion of possible global Devonian events in the Barrandian area*. C.S.S.R. - *Lecture Notes Earth Sciences*, 8, 171-179.
- Chlupáč, I., Oliver, W. A. (1989): *Decision on the Lochkovian/Pragian stratotype (Lower Devonian)*. – *Episodes*, 12, 109-113. Ottawa.
- James, N. P. (1984): *Introduction to carbonate Facies models*. - In: Walker, R.G. (eds.): *Facies Models*. – Geoscience Canada Reprint. Geological Association of Canada.
- Koptíková, L., Bábek, O., Hladil, J., Kalvoda, J., Slavík, S. (2010a): *Stratigraphic significance and resolution of spectral reflectance logs in Lower Devonian carbonates of the Barrandian area, Czech Republic; a correlation with magnetic susceptibility and gamma-ray logs*. – *Sedimentary Geology*, 225, 83-98.
- Kukul, Z. (1964a): *Lithology of carbonate formations*. (English summary). Sbor. geol. Věd, Geol., 6, 123-165. Praha.
- Kumpán, T., Bábek, O., Kalvoda, J., Matys Grygar, T., Fryda, J., Becker, R.T. & Hartenfels, S. (2015): *Petrophysical and geochemical signature of the Hangenberg Events: an integrated stratigraphy of the Devonian–Carboniferous boundary interval in the Northern Rhenish Massif (Avalonia, Germany)*. - *Bulletin of Geosciences* 90, 3, 667–694. Czech Geological Survey, Prague.
- Melichar, R. (2004): *Tectonics of the Prague Synform: a hundred years of scientific discussion*. *Krystallikum*, 30, 167–187.
- Melichar, R., Hladil, J. (1999): *Resurrection of the Barrandian nappe structures, central Bohemia*. *Geolines*, 8, 48–50, 1.

- Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J. (1983): *Geologie ČSSR I. Český masív.* – SPN. Praha.
- Nováková, T., Matys-Grygar, T., Bábek, O., Faměra, M., Mihaljevic, M., Strnad, L. (2013): Distinguishing regional and local sources of pollution by trace metals and magnetic particles in fluvial sediments of the Morava River, Czech Republic. - *J Soils Sediments*, 13, 460–473.
- Peryt, T. (ed.) (1983): *Coated Grains* - Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- Röhlich, P. (2007): Structure of the Prague Basin: The deformation diversity and its causes (the Czech Republic). – *Bulletin of Geosciences*, 82, 2, 175–182. Czech Geological Survey. Prague.
- Slavík, L., Hladil, J. (2004): Lochkovian/Pragian GSSP revisited: Evidence about conodont taxa and their stratigraphic distributions. *Newsletters on Stratigraphy*, 40, 3, 137-153.
- Slavík, L. (2004): The Pragian-Emsian conodont successions of the Barrandian area: search of an alternative to the GSSP polygnathid-based correlation concept. *Geobios* 37 (4), 454–470.
- Svoboda, J., Prantl, F. (1958): *Barrandien. Geologie středočeského siluru a devonu v obrazech.* – Nakladatelství Československé akademie věd. Praha.
- Tucker, M. E. (ed.) (1988): *Techniques in Sedimentology.* - Blackwell Scientific Publications. Oxford.
- Tucker, M. E., Wright, V. P. (1990): *Carbonate Sedimentology* - Blackwell Scientific Publications. Oxford.
- Vorel, T. (2001): *Zprávy o geologických výzkumech hraničního intervalu Lochkov-Prag ve spodním devonu Barrandienu.* – Česká geologická služba. Praha.
- Vorel, T. (2003): Sedimentology of the Lochkovian-Pragian boundary interval in the Lower Devonian of the Barrandian area (Czech Republic). – *Acta Universitatis Carolinae-Geologica*, 47, 19-203. Prague.
- Yolkin, E. A, Weddige, K., Izokh, N. G, Erina, M.V. (1994): New Emsian conodont zonation (Lower Devonian). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 168, 139-157.
- Wilson, J. L. (1975): *Carbonate Facies in Geologic History.* – Springer Verlag. Berlin, New York, Heidelberg.

URL:

www1.: Poberounská soustava. Katedra Geografie. Dostupné z: <http://geography.upol.cz/soubory/lide/smolova/GCR1/text%20poberounska.pdf> (cit. 1. 4. 2016).

www2.: Přírodní podmínky Příbrami. Město Příbram. Dostupné z: <http://pribram.eu/> (cit. 1. 4. 2016).

www3.: Přírodní podmínky, krajina. Institut plánování a rozvoje hlavního města Prahy. Dostupné z: <http://www.iprpraha.cz> (cit. 1. 4. 2016).

www4.: Homolka. Pražská příroda. Dostupné z: <http://www.praha-priroda.cz> (cit. 17. 3. 2016).

www5.: Index of publications. Ocean Drilling Program: Science Operator. Dostupné z: <http://www-odp.tamu.edu> (cit. 21. 3. 2016).