

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



Bc. Eliška Rajmonová

Hranice klabavského a šáreckého souvrství ordoviku pražské pánve: faciální vývoj a paleontologické poměry na vybraných lokalitách

The boundary interval of the Klabava and Šárka formations in the Ordovician of the Prague Basin: facies and fossils of selected localities

Diplomová práce

Vedoucí práce: doc. RNDr. Petr Kraft, CSc.

Konzultant: RNDr. František Vacek, Ph.D.

Praha, 2024

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 26.7.2024

Bc. Eliška Rajmonová

Abstrakt:

Diplomová práce analyzuje faciální vývoj v hraničním intervalu klabavského a šáreckého souvrství ordoviku pražské pánve na lokalitách Ejpovice a Strašice. Rešeršní část práce shrnuje dosavadní výzkum zkoumaného stratigrafického intervalu v kontextu paleogeografie, tektoniky, vulkanismu, stratigrafie, paleontologie a paleoekologie. Současně stručně shrnuje poznatky o vzniku důležitých sedimentárních jevů, jako jsou oolitické železné rudy a fosfátové nodule, které jsou součástí studovaného horninového materiálu.

Výzkumná část se zabývá detailním studiem lokalit Ejpovice a Strašice. Důraz je kladen na sedimentologické fenomény a faciální vývoj, přičemž každá lokalita reprezentuje odlišné prostředí v rámci pánve. Na základě terénního výzkumu byly makroskopicky popsány jednotlivé litotypy a zhotovena stratigrafická schémata obou profilů. Zároveň byly odebrány vzorky a analyzovány pomocí práškové difrakční analýzy a optické mikroskopie. Detailní popisy profilů a jednotlivých facií, jejich textury, složení i posloupnost jejich střídání byly podkladem pro model faciálního vývoje a příspěvek k problematice stratigrafie studovaného intervalu.

Pro faciální vývoj profilů byla klíčová pozice v rámci pánve a vzdálenost od vulkanického centra. Profil Ejpovice vykazuje rytmické střídání poloh železných rud, přeplavených tufů a tufitických břidlic, což odráží epizodickou vulkanickou aktivitu spojenou se seismickými událostmi. Profil Strašice byl situován blíže vulkanickému centru a obsahuje převážně polohy přeplavených tufů. Na základě nejisté stratigrafie profilu Strašice byly představeny dva modely zohledňující dobu trvání nejintenzivnější vulkanoklastické sedimentace. V prvním případě sedimentace probíhala ještě na počátku oretanu, zatímco v druhém případě byla významně utlumena již na konci arenigu.

Klíčová slova: ordovik, arenig, oretan, klabavské souvrství, šárecké souvrství, pražská pánev, oolitické železné rudy

Abstract:

This master thesis analyzes the facies development of the boundary interval of the Klabava and Šárka formations in the Ordovician of the Prague Basin exemplified by two localities: Ejpovice and Strašice. The literature research of the thesis provides an overview of the studied area containing information about palaeogeography, palaeoecology, palaeontology, stratigraphy, volcanism and tectonics. Origin of the sedimentary units such as oolitic iron ore or phosphate nodules are also discussed, since they are found in the studied rock material.

The research part comprises a detailed field study of the sections focusing on sedimentological phenomena and facies analysis. Each locality represents different environment within the basin. Based on field work the lithotypes were petrographically described and the stratigraphic columns were made. Both sections were sampled for X-ray powder diffraction and optical microscopy analysis. Detailed description of the profiles and the facies including their structures, composition and succession were fundamental for creating a model of the facies evolution in the studied interval.

The position within the basin and the distance from the volcanic centre were crucial in the facies evolution in both localities. The Ejpovice section is characteristic by a rhythmic succession composed of iron ore, reworked tuffs and tuffitic shale strata, which reflect episodes of volcanic activity connected with the seismic activity. The Strašice section was situated in the proximity of the volcanic centre and therefore it is represented mostly by reworked tuffs. Due to the uncertain accurate stratigraphical position of the Strašice section two alternative stratigraphical models related to the period of the intensive accumulation of volcanoclastics: large volumes of volcanoclastics deposited during the beginning of the Oretanian are supposed in the first model, whereas in the second case the volcanoclastic sedimentation had been significantly decreased before the end of the Arenigian.

Key words: Ordovician, Arenigian, Oretanian, Klabava Formation, Šárka Formation, Prague Basin, oolitic iron ore

Poděkování:

V první řadě bych ráda poděkovala svému školiteli doc. RNDr. Petru Kraftovi, CSc. za jeho milý přístup, pohotovou komunikaci, vytvoření kvalitního pracovního prostoru a trpělivost během mého magisterského studia. Děkuji také za přístup k materiálu, který jsem mohla zpracovávat, a také za připomínky a pomoc při psaní mé diplomové práce.

Dále bych ráda poděkovala svému konzultantovi RNDr. Františku Vackovi, Ph.D. za rady a pomoc s mikroskopováním vzorků a Mgr. Karlu Martínkovi, Ph.D. za rady a připomínky ohledně práce s materiálem. Současně bych ráda poděkovala Mgr. Václavu Špillarovi, Ph.D. za jeho asistenci při pořizování mikrofotografií a za to, že mi umožnil přístup k mikroskopům. Mnohokrát děkuji doc. Mgr. Viktoru Goliášovi, Ph.D. za zpracování a vyhodnocení vzorků pomocí rentgenové difrakční analýzy.

Chtěla bych také poděkovat Mgr. Vojtěchu Kováři, který mi byl při psaní mé práce vždy při ruce a pomohl mi s mnohými dotazy. Na závěr bych ráda poděkovala Bc. Anně Sokolové za asistenci při práci s programem Inkscape a za její psychickou podporu.

Práce byla sepsána na Ústavu geologie a paleontologie PřF UK, který současně zajistil financování pro použité metody. Finance na odkrytí profilů zajistilo Západočeské muzeum v Rokycanech.

Obsah:

1. Úvod	1
2. Současný stav poznání	2
2.1. Ordovik	2
2.2. Vývoj pražské pánve	4
2.3. Vulkanismus pražské pánve	6
2.4. Oolitické železné rudy	8
2.5. Fosfátové nodule	10
2.6. Klabavské souvrství	11
2.7. Šárecké souvrství	13
2.8. Hranice klabavského a šáreckého souvrství	14
3. Metodika	16
4. Výsledky	17
4.1. Lokalita Ejpovice	17
4.1.1. Petrografický popis	20
4.1.2. Optická mikroskopie	22
4.1.3. Rentgenová difrakční analýza	45
4.2. Lokalita Strašice	50
4.2.1. Petrografický popis	53
4.2.2. Optická mikroskopie	54
4.2.3. Rentgenová difrakční analýza	64
5. Diskuse	65
5.1. Společná charakteristika profilů	65
5.2. Petrografická charakteristika a interpretace profilu Ejpovice	66
5.3. Faciální vývoj na lokalitě Ejpovice	68
5.4. Petrografická charakteristika a interpretace profilu Strašice	70
5.5. Faciální vývoj na lokalitě Strašice	71
5.6. Stratigrafie hraničního intervalu klabavského a šáreckého souvrství	72
6. Závěr	74
7. Použitá literatura	75
8. Internetové zdroje	82

1. Úvod

Předložená diplomová práce se zabývá studiem lokalit Ejpovice a Strašice nacházející se na Rokycansku v Plzeňském kraji. Z geologického hlediska leží lokality v jihozápadní části pražské pánve a horninovým stářím odpovídají střednímu ordoviku. Na základě současného litostratigrafického dělení zachycují hraniční interval klabavského a šáreckého souvrství.

Studovaná oblast byla v historii zkoumána zejména z paleontologického hlediska. Zájem geologů však vzbudila také přítomnost a těžba ložisek sedimentárních železných rud. V polovině 19. století se železnými rudami pražské pánve zabýval například M. V. Lipold (Lipold 1963). Na počátku 20. století ve výzkumu pokračovali například R. Kettner (Kettner 1918) či C. Klouček (Klouček 1924), ačkoliv železné rudy nebyly jejich hlavním objektem zájmu. V 50. a 60. letech se na výzkumu železných rud podíleli například J. Vtělenský (Vtělenský 1959) či J. Petránek (Petránek 1975). Kvůli nízkému obsahu železa v rudě však byla těžba postupně utlumena a následně ukončena. Od druhé poloviny 20. století do současnosti je jihozápadní část pražské pánve studována především z hlediska paleontologie, popřípadě sedimentologie. Oblast byla studována například V. Havlíčkem a J. Markem (Havlíček & Marek 1973), R. Horným a I. Chlupáčem (Horný & Chlupáč 1952), Z. Kukalem (Kukal 1963), B. Boučkem (Bouček 1973), J. Kraftem a P. Kraftem (Kraft & Kraft 1993) či M. Merglem (Mergl 1983b).

V rámci pražské pánve bylo nalezeno několik lokalit, které zachycují hraniční interval klabavského a šáreckého souvrství, avšak jejich stratigrafická korelace je kvůli tektonizaci oblasti a nedostatku fosilního obsahu komplikovaná. Předmětem diskusí bývá zpravidla korelace hranic arenigu a oretanu, popřípadě dapingu a darriwilu. Stratigrafická situace dané úrovně zatím nebyla zcela objasněna.

Tato diplomová práce si klade za cíl detailně zdokumentovat hraniční interval klabavského a šáreckého souvrství z hlediska sedimentologie na dvou modelových profilech, které představují dvě faciálně odlišná prostředí pražské pánve. Dalším cílem je popsat faciální vývoj na obou lokalitách a na základě zjištěných dat pak diskutovat možné stratigrafické modely hraničního intervalu. Výsledky práce by měly sloužit jako podklad pro další detailní výzkum zmíněné stratigrafické úrovně v pražské pánvi.

2. Současný stav poznání

2.1. Ordovik

Ordovik je geologický útvar staršího paleozoika, který trval od 485,4 do 443,8 Ma (stratigraphy.org, tabulka č. 2023/9 III). Dělí se na tři oddělení: spodní, střední, svrchní a dále pak na stupně tremadok, floian, daping, darriwil, sandbian, katian, hiranant (Webby 1995, Webby 1998).

Na počátku ordoviku existovaly čtyři velké kontinenty (Gondwana, Baltika, Laurentie a Sibérie), které byly odděleny oceánskými doménami (viz *Obrázek 1*). Největší oceány, které v ordoviku existovaly, byly Paleotethys, Panthalassa a Iapetus (Scotese & McKerrow 1991). Gondwana se tehdy nacházela převážně na jižní polokouli a část severního okraje (ze kterého se následně derivovala střeďočeská oblast) ležela ve vysokých zeměpisných šířkách (Torsvik *et al.* 1990).

Během ordoviku se začal otevírat Rheický oceán, což vedlo k fragmentaci kůry severního okraje Gondwany (peri-Gondwany) na jednotlivé terány, které spolu s celou Gondwanou driftovaly k severu (Scotese & McKerrow 1991). Mezi tyto terány patří také jednotky saxothuringikum, tepelsko-barrandienská oblast a moldanubikum, které později vytvořily Český masiv (Žák *et al.* 2013). Tyto jednotky byly součástí teránů armorické skupiny (Žák & Sláma 2018).

Avalonie, která je v Českém masivu zastoupena pravděpodobně moravosilezikem (Kalvoda 1995), se od Gondwany oddělila během spodního ordoviku a v důsledku oddělení se otvíral Rheický oceán (Scotese & McKerrow 1991, Torsvik & Cocks 2013). Rifting probíhal na úkor Tornquistova oceánu, který se mezi Avalonií a Baltikou začal uzavírat (Nance *et al.* 2010). Současně se uzavíral oceán Iapetus, čímž docházelo ke sbližování Laurentie a Baltiky (Scotese & McKerrow 1991).

Ordovik je charakteristický dvěma klíčovými biologickými událostmi. V první řadě se jedná o velkou ordovickou biodiverzifikační událost (Great Ordovician Biodiversification Event, GOBE), která nejintenzivněji probíhala ve středním ordoviku (Stigall 2018), a dále velké vymírání na konci ordoviku (Goldman *et al.* 2020).

GOBE probíhala přibližně 30 milionů let (Webby *et al.* 2004). Začala již ve spodním ordoviku, ale nejvýznamnější byla až ve středním ordoviku, zejména v dapingu a darriwilu (Stigall 2018). Představuje významný nárůst biodiverzity mořských organismů (Webby *et al.*

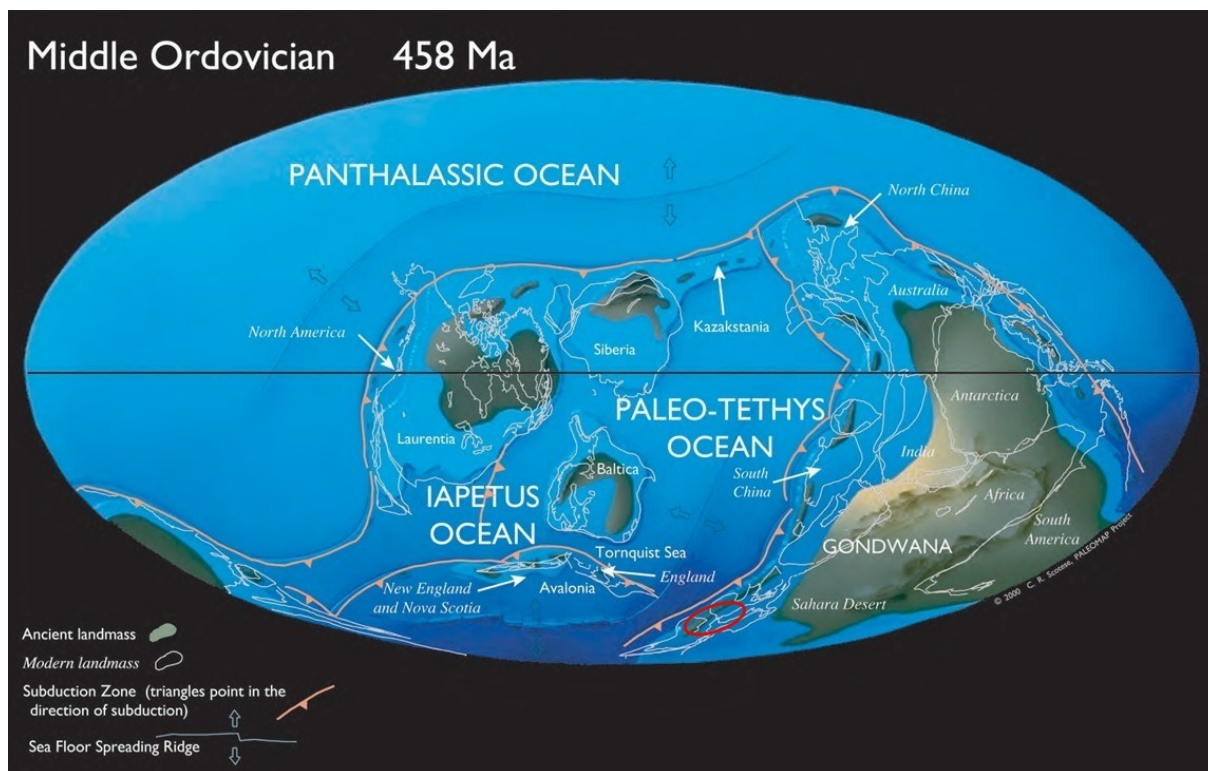
2004), ale také změny v ekologii organismů, potravních řetězcích, způsobech získání potravy a životních strategiích (Servais *et al.* 2010). Jak píše Webby *et al.* (2004) nejednalo se o jednu konkrétní událost, nýbrž o soubor mnoha radiálních událostí u různých skupin organismů na různých místech, přičemž docházelo ke změnám v diverzitě i disparitě. Nejvýznamnější diverzifikace probíhala v darriwilu a týkala se zejména některých skupin bentosu, zejména ramenonožců, dále pak také trilobitů, ostnokožců, mlžů, gastropodů, korálů ale také konodontů, graptolitů a nautiloidů (Webby *et al.* 2004).

GOBE má velký význam ve změně mořských evolučních faun. Doposud dominovala kambrická evoluční fauna, která byla typická především značnou taxonomickou rozmanitostí trilobitů (Sepkoski 1995). Během ordoviku byla kambrická fauna postupně nahrazována paleozoickou evoluční faunou (Sepkoski 1995).

Velké vymírání na konci ordoviku bylo způsobeno klimatickými změnami (Harper *et al.* 2014). Mělo dvě fáze, které byly fatální zejména proto, že byly náhlé (Harper *et al.* 2014). Klima v ordoviku bylo chladné a suché (Scotese & McKerrow 1991), ale ve svrchním ordoviku v himantu došlo k významnému zalednění, které způsobilo významnou globální regresi, při které došlo k odhalení šelfů. To vedlo k první fázi vymírání zejména bentických organismů obývajících oblasti šelfů (Harper *et al.* 2014).

Druhá fáze vymírání následovala poté, co došlo k rychlému oteplení a roztátí ledovců. Tím se globálně zvýšila hladina oceánu a došlo k opětovnému zaplavení šelfů. Rapidní oteplení a mořská transgrese měly za důsledek extrémní omezení mořské cirkulace, což vedlo ke globální anoxii. Tím došlo ke druhé fázi vymírání (Harper *et al.* 2014).

Pro biostratigrafické korelace představují problém oblasti, které se nacházely ve vysokých zeměpisných šířkách (Goldman *et al.* 2020). Oblasti nacházející se na jihu peri-Gondwany jsou charakteristické výskytem endemických fosilií s pevnou schránkou. To je důvod, proč byly stanoveny regionální stupně pro členění ordoviku. Pro tepelsko-barrandienskou oblast se používají regionální stupně (původně definované jako oddělení) tremadok, arenig, oretan, dobrotiv, beroun, královor, kosov (Havlíček & Marek 1973). Klíčové využití mají regionální stupnice zejména při svrchněordovickém vymírání (Goldman *et al.* 2020).



Obrázek 1: Paleogeografická rekonstrukce pozice kontinentů ve středním ordoviku. Červeně označeny terány armorické skupiny. Podle Scotese (2001).

2.2. Vývoj pražské pánve

Pražská pánev představuje úzkou lineární depresi, jejíž relikty se zachovaly mezi Starým Plzencem a Brandýsem nad Labem (Havlíček 1981). Je tedy součástí tepelsko-barrandienské oblasti (viz Obrázek 2). Pražská pánev vznikla jako polopříkopová struktura v důsledku riftingu Rheického oceánu během spodního ordoviku (Žák *et al.* 2013). Při riftingu docházelo k fragmentaci severního šelfu západní části Gondwany (peri-Gondwany) na jednotlivé korové bloky (Žák *et al.* 2013). S riftingem byl spjat také vulkanismus podél komárovského zlomového pásma (Tasáryová *et al.* 2012). Pánev je protažena ve směru JZ-SV, tj. ve směru orientace řídicích poklesových zlomů. Extenzní struktury vznikaly kolmo na směr hlavního napětí (SZ-JV), což podporuje model pánve riftového založení (Žák *et al.* 2013). Ovšem existují také konkurenční modely, které představu riftové pánve neuznávají (např. Melichar 2004).

Podél severního okraje Gondwany existoval na konci neoproterozoika kadomský akreční orogén (Nance *et al.* 1991). V důsledku změn napěťového režimu došlo během kambria a ordoviku k přechodu od akrece ke vzniku pasivního kontinentálního okraje a ke kambro-

ordovické extenzi (Nance *et al.* 1991). Podle Žáka *et al.* (2023) probíhal přechod ve třech hlavních fázích. V první fázi (525–480 Ma) byla ukončena kadomská subdukce po delaminaci subdukované desky, v jejímž důsledku docházelo k felsickému plutonismu v moldanubiku a tepelsko-barrandienské jednotce. První fáze probíhala synchronně s driftem Avalonie k severu a riftingem Rheického oceánu (Žák *et al.* 2023). Druhá fáze (470 Ma) je zaznamenána v pražské pánvi v podobě submarinního bazaltového vulkanismu, ke kterému docházelo v důsledku dekompresního tavení. Třetí fáze (458–452 Ma) znamenala rychlou subsidenci pražské pánve, jak uvádí Žák *et al.* (2023), v řádu několika kilometrů.

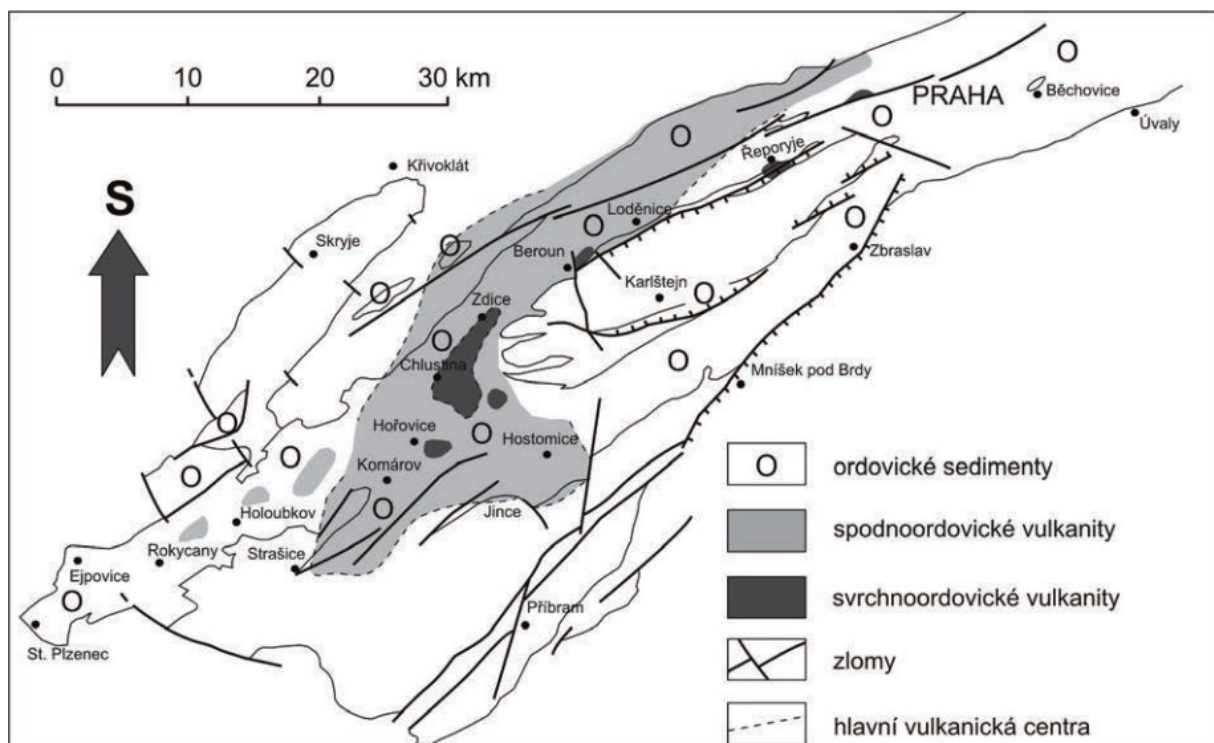
Iniciální mořská transgrese v pražské pánvi byla zaznamenána v tremadoku a je reprezentována třenickým souvrstvím. Díky transgresi byla možná migrace faun, například mezi Bavorskem a Železnými horami (Havlíček 1981). Třenické souvrství je podle Havlíčka (1981) následováno mílinským souvrstvím (svrchní tremadok). V důsledku pomalé subsidence během tremadoku jsou mocnosti třenického a mílinského souvrství malé.

Oproti tomu ve stupních arenig a oretan, které jsou reprezentovány klabavským a šáreckým souvrstvím, byla zaznamenána mnohem rychlejší subsidence. Klabavské a šárecké souvrství jsou proto mnohem mocnější než dvě tremadocká souvrství (Havlíček 1981). Migrace subsidence probíhala ve směru osy pánve. Během arenigu existovala komunikace mezi pražskou a jihovýchodnější rožmitálskou pánví (Havlíček 1981). Během spodního a části středního ordoviku byla subsidence významnější v západním bloku pánve, zatímco koncem středního a ve svrchním ordoviku proběhla významná subsidence ve východním bloku.

Nejvýznamnější subsidence nastala v berounu, který zahrnuje libeňské, letenské, vinické, zahořanské a bohdalecké souvrství (Havlíček 1981). Beroun má celkovou mocnost 1,5 km a trval 15 Ma (v porovnání s globální škálou se jedná o období od spodního sandbianu do středního katianu). Zatímco zbylé stupně ordoviku zaujímají úsek 50 Ma a mocnost všech souvrství je zhruba poloviční v porovnání s mocností berounu. Na konci ordoviku v kosovu (hirnant) došlo ke globálnímu zalednění, v jehož důsledku proběhla významná regrese, což zapříčinilo první velké vymírání ve fanerozoiku. Na území pražské pánve je kosov reprezentován kosovským souvrstvím (Havlíček 1981).

Během ordoviku se pražská pánev nacházela na jižní polokouli ve vysokých zeměpisných šířkách a postupně driftovala k severu (Torsvik *et al.* 1990). Předpokládá se, že klima bylo spíše chladné na základě nálezů převážně chladnomilné fauny (Chlupáč *et al.* 1998), dominance siliciklastických sedimentů a absence vápenců (Scotese & McKerrow 1991).

Výskyty siluru jsou plošně značně omezeny, a to pouze na oblast mezi Prahou a Zdicemi. Devon se vyskytuje v podobné oblasti jako silur, ovšem jeho výskyt není souvislý (Havlíček 1981). Silur bez přerušení sedimentace nasedá na vrstvy ordoviku. Báze siluru je reprezentována vrstvami černých graptolitových břidlic, které vznikaly v anoxickém prostředí. Na vrstvy černých břidlic nasedají polohy organodetritických vápenců, které jsou přítomny do konce siluru a pokračují dále do devonu. Teprve ve středním devonu (givetu), kdy se pánve v důsledku variské orogeneze uzavírala, byla pánve vyplněna opět klastickými sedimenty s flyšovým charakterem (Havlíček 1981).



Obrázek 2: Schematická geologická mapa pražské pánve s vyznačeným rozšířením ordovických sedimentů. Podle Tasáryové *et al.* (2012).

2.3. Vulkanismus pražské pánve

V tepelsko-barrandienské oblasti jsou podle Štorcha *et al.* (2006) zaznamenány tři sedimentární megacykly, které odrážejí aktuální tektonosedimentární situaci. Převládající tektonický režim daného megacyklu je vždy reprezentován vulkanickou aktivitou konkrétního charakteru. Jedná se o megacyklus prekambříkový, kambříkový a ordovicko-střednědevonský.

Na konci neoproterozoika probíhala na severním šelfu západní části Gondwany kadomská orogeneze (Nance *et al.* 1991). Jednalo se o akreční orogén, tudíž existoval aktivní

kontinentální okraj, jehož součástí byla i tepelsko-barrandienská oblast (Nance *et al.* 1991, Hajná *et al.* 2011, Hajná *et al.* 2017). Odpovídají tomu submarinní vulkanosedimentární sekvence, které se v této oblasti nacházejí. V kambriu se kompresní napěťový režim měnil na extenzní a začala vznikat dvě hlavní vulkanická centra (Waldhausrová 1971). Strašický vulkanický komplex je spojován s genezí příbramsko-jinecké pánve a křivoklátsko-rokycanský vulkanický komplex je spojován se skryjsko-týřovickou pánví. Ordovicko-střednědevonský megacyklus se váže na vznik a subsidenci pražské pánve. Vulkanismus s ním spojený započal ve svrchním tremadoku. Vulkanismus je vázaný na komárovské vulkanické centrum. Přírodní dráhy magmatu jsou pravděpodobně totožné s přírodními dráhami magmatu jihozápadněji situovaného strašického vulkanického komplexu. Vulkanická aktivita probíhala do počátku svrchního ordoviku a po jejím přerušení pokračovala v jednotlivých epizodách od siluru do středního devonu, tedy do počátku variské orogeneze (Waldhausrová 1971). Silurský vulkanismus je převážně submarinní a tvoří několik podmořských vulkanických akumulací (Tasáryová *et al.* 2012).

První fáze kambrického, nebo přesněji kambroordovického vulkanického cyklu probíhala od spodního kambria do spodního ordoviku, přičemž od středního do svrchního kambria docházelo ke kulminaci vulkanické aktivity (Waldhausrová 1971). Vulkanismus byl vápenato-alkalický, kyselý až intermediální (Waldhausrová 1971).

Existovala již zmíněná dvě vulkanická centra. Severnější křivoklátsko-rokycanský vulkanický komplex, jehož zlomy jsou orientovány ve směru JZ-SV, tvoří linii Rokycany – Skryje – Křivoklát. Nachází se jihovýchodně od skryjsko-týřovické pánve (Waldhausrová 1971). Poslední aktivita probíhala ve středním ordoviku (Havlíček & Šnajdr 1957). Podle Havlíčka (1980) se jednalo o subaerický explozivní vulkanismus. Nacházíme zejména ryolity a andezity (Hroch *et al.* 2012). Podle Žáka *et al.* (2013) sporadicky vznikaly andezitové žíly severojižního směru, které představovaly zdroj magmatu pro křivoklátsko-rokycanský vulkanický komplex. Tyto žíly byly aktivní od konce svrchního kambria do počátku spodního ordoviku a indikují extenzi ve směru V-Z (Žák *et al.* 2013). Charakter vulkanismu měl trend od andezitového typu po ryolitový (Žák *et al.* 2013). Od tremadoku do darriwilu se vulkanismus vyvíjel k bazaltovému typu (Patočka *et al.* 1993, Žák *et al.* 2013).

Jižněji se nachází strašický vulkanický komplex. Leží při jihozápadním okraji pražské pánve a severozápadním okraji příbramsko-jinecké pánve (Waldhausrová 1971). Strašický vulkanický komplex je pravděpodobně vázán na komárovské zlomové pásmo (Waldhausrová 1971), což jsou prekadamské zlomové struktury, které byly reaktivovány v důsledku změn

napětového režimu během kambria a fungovaly jako přírodní dráhy magmat strašického vulkanického komplexu (Havlíček 1981). Strašický vulkanický komplex tvoří linii ve směru JZ-SV a tvoří pás Mirošov – Dobřív – Strašice – Komárov (Waldhausrová 1971). Vulkanická aktivita probíhala od konce středního kambria do spodního ordoviku (Havlíček & Šnajdr 1957). Charakter vulkanismu je také subaerický a explozivní (Havlíček 1980). Typicky se setkáváme s porfyrickými tufy (Hroch *et al.* 2012). Chemismus je však bazičtější než v případě vulkanitů křivoklátsko-rokycanského vulkanického komplexu a setkáváme se s trachybazalty až bazaltickými andezity (Waldhausrová 1968). Oba vulkanické komplexy vznikly podél přibližně paralelně orientovaných zlomů (Havlíček 1980).

Na konci kambro-spodněordovické fáze se setkáváme se spilitizovanými vulkanity, což indikuje přechod od subaerického charakteru k submarinnímu (Fiala 1971). Geochemicky dochází k přechodu od vulkanitů aktivního okraje či vulkanického oblouku k vulkanitům vnitrodeskovým (Patočka *et al.* 1993). Změny v chemismu vulkanismu odrážejí tektonické změny, tedy přechod od kadomské komprese k extenzi a s tím spojeným vznikem pražské pánve (Patočka *et al.* 1993).

Ve spodním ordoviku byla vulkanická aktivita přerušena a další fáze následovala od arenigu (Fiala 1971). Nová fáze byla vázána na komárovský vulkanický komplex, který nejspíš vznikl v pokračování zlomových struktur předchozího strašického vulkanického komplexu (Fiala 1971). Vulkanismus byl převážně submarinní, ojediněle subaerický, alkalický, bazaltový, což je typické pro vnitrodeskové prostředí a extenzní režim (Fiala 1971). K výstupu magmat docházelo podél reaktivovaných zlomů komárovského zlomového pásma a současně vznikaly nové zlomové struktury v návaznosti na subsidenci pražské pánve, a to ve směru VSV-ZJZ (Žák *et al.* 2013).

Chemismus vulkanismu v ordoviku postupně přecházel od andezitů k bazaltům (Patočka *et al.* 1993). Nejčastěji se setkáváme s tufy, aglomeráty a hyaloklastity, zejména v rámci klabavského, šareckého a dobrotivského souvrství (Štorch 1998). Lávové proudy se vyskytují pouze ojediněle (Štorch 1998).

2.4. Oolitické železné rudy

Oolitické železné rudy jsou sedimentární horniny tvořené ooidy, tj. sférickými útvary s koncentrickým uspořádáním (Twenhofel 1939). V jádru ooidu se nachází nukleus, což bývá zpravidla minerální zrno či bioklast, v ojedinělých případech vajíčko nějakého organismu (Twenhofel 1939). Nejčastěji jsou ooidy železných rud tvořeny hematitem v centrální části a goethitem ve svrchních vrstvách (Quast 2018). Kromě železa se nacházejí v oolitických železných rudách i jiné fáze, přičemž nejčastěji se jedná o karbonát (Twenhofel 1939), nebo o fosfátové fáze (Quast 2018). Fosfát precipituje jako nečistota přímo uvnitř oolitu, nebo při jeho větší koncentraci vytváří samostatné fosfátové nodule (Quast 2018).

Ooidy vznikají v marinním prostředí, zejména v mělkých příbřežních oblastech, v dosahu denního vlnění. Právě dynamika prostředí je klíčová pro formování kulovitých vrstevnatých útvarů (Abia *et al.* 2020). Důležité jsou dále eustaticky řízené změny mořské hladiny. Nejvýznamnější pro tvorbu ooidů je období největší regrese a počátek transgrese. Při růstu ooidů rozlišujeme dvě stádia, stádium mineralizace (probíhá při regresi), kdy se železo koncentruje v sedimentu v podobě cementu a začíná precipitovat, a stádium růstu zrn (při transgresi), kdy železo tvoří obaly kolem jiných zrn a díky mořskému vlnění vzniká koncentrická struktura ooidů (Abia *et al.* 2020). Útvary do velikosti 2 mm v průměru nazýváme ooidy. Pokud jsou útvary větší než 2 mm, jsou nazývány pisoidy (Twenhofel 1939).

Petránek (1965) popsal v pražské pánvi v rámci ordoviku sedmnáct rudních horizontů, přičemž většinou se jedná právě o oolitické železné rudy. Železo je v nich zejména v podobě hematitu a sideritu (Petránek 1975). Jeden z rudních horizontů se nachází v hraničním intervalu klabavského a šareckého souvrství a je situován zejména v okrajových oblastech pánve (Petránek 1975). Polohy rud v rámci šareckého souvrství, které se nacházejí v centrálních částech pánve v polohách černých břidlic, jsou nejspíše redeponované z příbřežních oblastí v důsledku tektonického neklidu (Buriánek *et al.* 2019). Předpokládá se, že pražská pánev byla ve středním ordoviku uzavřená pánev, což je pro sedimentaci železných rud typické prostředí (Buriánek *et al.* 2019).

Zdroj železa pro vznik sedimentárních rudních ložisek může pocházet z velkých hloubek, kdy je železo transportováno vodními roztoky do příbřežních zón díky upwellingu, tj. vzestupným proudům podél mořského dna směrem ke břehu (Abia *et al.* 2020). Další model předpokládá terigenní původ železa, které je uvolňováno zvětrávacími procesy (Abia *et al.* 2020). V některých oblastech je předpokládán zdroj železa vulkanismus, kdy se zvětráváním

vulkanitů (zejména tufů a vulkanického skla) uvolňuje železo do mořské vody, kde může dojít k jeho precipitaci (Buriánek *et al.* 2019).

Polohy železných rud v pražské pánvi se objevují v asociaci s vulkanity komárovského pásma, což může znamenat, že zdroj železa jsou právě zvětralé tufy (Petránek 1975). Ovšem stejně tak může železo pocházet také z pevniny. Podporují to výsledky studie Buriánka *et al.* (2019), kdy při bližším studiu oolitických železných rud šareckého souvrství lokality Skalka nebyly nalezeny zbytky tufů či hyaloklastů v rámci jednotlivých ooidů.

Precipitaci železa mohou silně podpořit mikrobiální faktory (Buriánek *et al.* 2019). Přítomnost mikrobiálních povlaků může být ve fosilním záznamu prokázána přítomností fosfátových zbytků (Dahanayake & Krumbein 1985). V případě pražské pánve lze uvažovat o mikrobiální činnosti, právě kvůli bohatým nálezům fosfátových nodulí v rámci železných rud šareckého souvrství (Buriánek *et al.* 2019).

2.5. Fosfátové nodule

Fosfátové nodule vznikají zejména v teplé mořské vodě v mělkých příbřežních oblastech s nízkou energií vlnění (Bromley 1967). Fosfor je nejkoncentrovanější v bahně na mořském dně, popřípadě v roztocích těsně nade dnem, kde je vysoký obsah organického matu (Bushinski 1964). Nodule pak vznikají částečnou litifikací organického matu za činnosti bakterií, které precipitují apatit (Soundry & Lewy 1988). Tvar takových nodulí pak vzniká válením po dně (Soundry & Lewy 1988).

Nejčastěji se nodule nacházejí v hloubkách od 30 do 300 m (Bromley 1967). V ojedinělých případech se setkáváme s fosfátovými uloženinami i v hloubkách pod 300 m, ale existují spekulace, zda ve větších hloubkách fosfáty skutečně vznikají, či zda nedošlo k pozdější redepozici (Bromley 1967). Nejvíce fosforu se uvolňuje zejména při rozkladu organické hmoty v hloubkách menších než 1000 m. Následná precipitace fosforu z roztoku či flokulace koloidního fosforu je také typická pro mělčí prostředí do 300 m hloubky (Bromley 1967). Typické prostředí pro vznik fosfátových nodulí mohou být separované marinní pánve či laguny (Bromley 1967, Soundry & Lewy 1988).

Specifické prostředí vzniku fosfátových nodulí jsou estuárie. Jedná se o časté prostředí, kde se fosfátové nodule nacházejí, ale vzhledem k dynamice proudění nelze vyloučit případnou

redepozici nodulů z blízkého zdroje, například blízkého mělkého moře či laguny (Bromley 1967).

Jak píše Dabard & Loi (2012) je pro vznik fosfátových kongrecí typická suboxie. Často se ve stratigraficky nižších úrovních nacházejí fosfátové nodule, které indikují omezené množství kyslíku (Dabard & Loi 2012).

Pro vznik fosfátových, ale i křemitých kongrecí je klíčová omezená klastická sedimentace, kdy je efektivnější migrace fluid a chemogenní sedimentace má větší význam (Loi & Dabard 2002). K největšímu omezení klastické sedimentace dochází při nejvyšších stavech hladiny, které jsou způsobeny eustatickými pohyby (Loi & Dabard 2002). Při transgresi tedy dochází k migraci fluid do pórů v sedimentech. S následnou regresí a větším přínosem klastů dochází k diagenezi, během které precipitují protonoduly v sedimentu. Růst nodulů pokračuje s následujícím pohřbíváním (Loi & Dabard 2002).

2.6. Klabavské souvrství

Klabavské souvrství sedimentovalo během stupňů floian a daping (regionální stupeň arenig), což bylo období tektonického neklidu. Pražská pánev byla tektonicky rozdělena do několika úzkých bloků, které se vůči sobě pohybovaly. Tím vznikaly jednotlivé litofacie, které se od sebe sedimentologicky lišily. Na základě těchto odlišností byly v rámci klabavského souvrství rozlišeny tři členy (Kraft & Kraft 2003a).

Olešenské vrstvy jsou tvořeny červenými drobami, prachovci a prachovými břidlicemi. Typicky v nich nenacházíme karbonátové fosilie, setkáváme se pouze s fosfatickými či silicifikovanými zbytky schránek organismů (Kraft & Kraft 2003a).

Ejpvický člen se vyskytuje ve svrchní části klabavského souvrství a je reprezentován přeplavenými tufy a tufitickými břidlicemi, které jsou buď masivní nebo laminované. Lokálně se setkáváme s proplásky železných oolitických rud. Z fosilií nacházíme především ramenonožce, trilobity či mechovky (Kraft & Kraft 2003a).

Mýtské břidlice nacházíme zejména v centrální depresi a jedná se o šedo zelené (občas hnědošedé a modrošedé) jílovité, popřípadě prachovité břidlice s terigenní či tufitickou příměsí (Kraft & Kraft 2003a). Vzhledem k rychlým vertikálním pohybům bloků byl transport klastů do centrální deprese krátký. Klasy tedy nejsou dokonale vytríděné, setkáváme se dokonce s valouny, nevytríděnými konglomeráty a brekciemi (Kraft & Kraft 2003a). Z fosilií se

setkáváme dominantně s graptolity a linguliformními ramenonožci. Vzácně se lze setkat s trilobity či fylokaridními korýši (Kraft & Kraft 2003a). Nálezy bentosu jsou však nehojné (Havlíček 1982).

Vzhledem k rozmanitosti substrátu a výraznému batymetrickému gradientu se pánev diferencovala také faunisticky (Havlíček 1982). Pánev byla úzkého protaženého tvaru s hlubokou centrální depresí se strmými svahy při severozápadním okraji. Na jihovýchodě pánve byly svahy naopak pozvolné a nacházelo se zde několik mělkovodních facií (Havlíček 1981).

Během svrchního arenigu (svrchní floian a daping) docházelo k významné vulkanické aktivitě, která byla vázána na komárovské zlomové pásmo. Zlomy orientované ve směru SV-JZ, tedy paralelně s osou pánve, představovaly výstupní dráhy pro magmata (Havlíček 1981). Proto se v břidlicích nachází významné množství pyroklastik. Zejména ve vyšších polohách klabavského souvrství se setkáváme s hyaloklasty, přeplavenými tufy a tufitickými břidlicemi (Havlíček 1981), které jsou zastoupeny ejpovickým členem (Kraft & Kraft 2003a).

Subsidence byla nejrychlejší při západním okraji pánve. Deprese byla tedy nejhlubší v oblasti Rokycanska (Havlíček 1981). Potvrzují to nálezy linguliformních ramenonožců (*Rafanoglossa platyglossa*) v rámci mýtských břidlic (Havlíček 1982). Při severozápadním okraji v oblasti Rokycan po Zbiroh se současně nacházejí fosilie mělkovodních faun (např. rhynchonelliformní ramenonožci *Nocturnellia nocturna*), které indikují dočasné změlčení pánve (Havlíček 1981) a představují ejpovický člen (Kraft & Kraft 2003a). Výskyty druhu *Nocturnellia nocturna* jsou vázány zejména na polohy přeplavených tufů. Jednalo se o oblast se silným vlněním, což potvrzují nálezy silně fragmentovaných schránek organismů a téměř absence vagrantního bentosu (Havlíček 1982). Akumulace tufů se v jednotlivých lokalitách liší, přičemž na každou akumulaci se váží různé skupiny organismů (Havlíček 1982).

V nejvyšších polohách klabavského souvrství jsou mocnosti tufů nejvýraznější a při okrajích pánve se v nich postupně začínají objevovat i polohy oolitických železných rud, které indikují prostředí blízko pevniny. Železné rudy se s polohami tufů rytmicky střídají. Polohy železných rud jsou již téměř bez fosilií, výjimkou je ichnofosilie *Bergaueria* (Mikuláš 1993). Polohy tufů jsou občas také bioturbovány a nacházíme v nich zejména ichnofosilie *Planolites* a *Chondrites* (Mikuláš 1994).

2.7. Šárecké souvrství

Báze šáreckého souvrství je tvořena mocnou lavicí železných oolitických rud klabavsko-oseckého rudního horizontu (Kettner 1918). Železné rudy se nacházejí částečně již v klabavském souvrství a rytmicky se střídají v polohami tufů (Horný & Chlupáč 1952). Zatímco v nejvyšších polohách klabavského souvrství dosahují polohy železných rud pouze malých mocností, šárecké souvrství je definováno první mocnou lavicí (Kettner 1918, Horný & Chlupáč 1952).

S počátkem sedimentace šáreckého souvrství souviselo přerušení vulkanické činnosti. Sedimenty šáreckého souvrství jsou oproti předchozímu souvrství jemnější a lépe vytríděné (Havlíček 1981). Setkáváme se s prachovými břidlicemi (v ojedinělých případech s písčitou příměsí) či jílovými břidlicemi. Zdrojová oblast tedy musela být vzdálenější než v případě klabavského souvrství (Havlíček 1981). V rámci břidlic se hojně vyskytují křemité nodule, známé též jako šárecké nebo rokycanské kuličky (Havlíček & Vaněk 1966). Sedimentace šáreckého souvrství časově zhruba souhlasí se stupněm oretan (Gutiérrez-Marco *et al.* 2017), podle staršího členění spodní až střední llanvirn (Havlíček 1981). Podle globální škály se jedná o spodní a střední darriwil (Kraft *et al.* 2023a).

Subsidence byla během oretanu rychlejší v severovýchodní části pánve, což představuje další změnu oproti arenigu, kdy byla subsidence rychlejší naopak v jihozápadní části (Havlíček 1981). Zatímco klabavské souvrství dosahuje největších mocností zejména na Rokycansku, šárecké souvrství je nejmocnější naopak v oblasti Prahy. Souvisí to s tektonickým založením pánve, kdy je pánev rozdělena na západní a východní blok, přičemž subsidence každého bloku se liší a odvíjí se od aktuálního napětového režimu (Havlíček 1981).

Faunisticky je šárecké souvrství relativně bohaté, vyjma poloh železných rud. (Kraft & Kraft 1993). Dobře zachovalé fosilie se nacházejí především v rokycanských kuličkách, zatímco fosilní nálezy v rámci šáreckých břidlic bývají zpravidla silně deformované (Havlíček & Vaněk 1966). Z fosilií výrazně dominují nálezy trilobitů, přičemž bylo popsáno přes padesát druhů (Havlíček & Vaněk 1966). Oproti klabavskému souvrství se setkáváme častěji s ostnokožci, hyolity, gastropody, ostrakody a hlavonožci (Havlíček & Vaněk 1966). Objevují se například ostnokožci třídy *Stylophora* (podle Havlíčka 1982, Biolib.cz) a hojně jsou výskyty infaunních mlžů (Polechová 2013). Důležité jsou fosilní nálezy graptolitů, a to zejména pro biostratigrafii (Havlíček & Vaněk 1966).

Naopak v případě ramenonožců byl zaznamenán oproti předchozímu souvrství úbytek (Havlíček & Vaněk 1966). V severovýchodní části jsou o něco četnější nálezy linguliformních ramenonožců, zatímco rhynchonelliformní ramenonožci jsou ojedinělí. Na jihozápadě jsou naopak obvyklé nálezy rhynchonelliformních ramenonožců (Havlíček 1982). Oproti severovýchodní části bylo v oblasti Rokycan a Klabavy mořské dno silně diferencováno (Havlíček 1982).

Pražská pánev byla podle Chlupáče *et al.* (2002) v období oretanu izolovaná a nedocházelo tak ke komunikaci s dalšími pánevemi. V důsledku izolace se začal projevovat deficit kyslíku, a naopak přebytek oxidu uhličitého. Salinita i pH bylo nižší, což umožňovalo chemickou sedimentaci železných rud. Mělkovodní fauny byly v důsledku zmíněných změn redukovány a v rámci železných rud se téměř nenacházejí žádné fosilie. Výjimkou jsou fragmenty linguliformních ramenonožců (Havlíček 1982).

Při severozápadním okraji pánve se nacházejí jemnozrné pískovce, které obsahují pouze ichnofosilie *Bergaueria* (Mikuláš 1993). Současně se setkáváme s polohami dobře vytríděných hrubozrnějších křemenných pískovců ve strmě upadajících vrstvách. Může se jednat o uloženiny říční delty (Havlíček 1981).

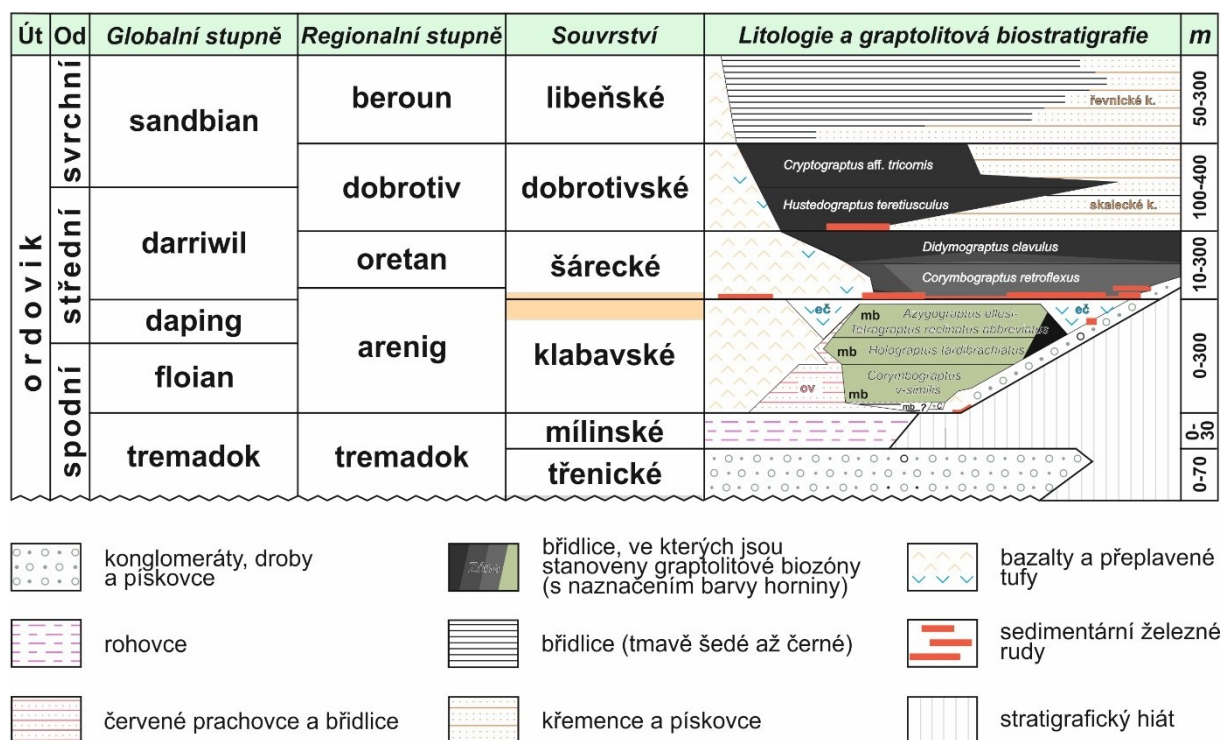
Oproti tomu v centrální části pánve jsou fosilie dobře zachované, a to zejména trilobiti, ramenonožci, graptoliti a chitinozoa. Oblast byla, podle Chlupáče *et al.* (2002), hluboká několik stovek metrů a nedocházelo zde k silnému vlnění, což umožnilo dobré zachování fosilií. Vyskytují se zde černé břidlice, které jsou spjaty se sníženým obsahem kyslíku (Havlíček 1981).

2.8. Hranice klabavského a šáreckého souvrství

Hranice klabavského a šáreckého souvrství je odkryta na lokalitě Ejpovice a z úlomků je zdokumentovaná lokalita Strašice (Frýda 1988, Mergl 1983a). Dále byla popsána na lokalitě Drahouš, kde byla odkryta při stavbě dálnice D5 mezi Prahou a Plzní (Kraft & Kraft 1993). Při rozšiřování dálnice D5 byla hranice zjištěna na lokalitě Mýto – dálnice (Mergl 1996). Hranice je zachycena také ve štole Kristiánie, kterou zdokumentoval Lipold (1863), na lokalitě Červený vrch (Kraft & Kraft 2003b), Díly (ústní sdělení), Krušná hora (Bouček 1973) a Mýto – Svatoštěpánský rybník (Kraft 1974). Jako první tento hraniční interval popsal Horný & Chlupáč (1952) na lokalitě Rokycany – Stráň. Hranice dapingu a darriwilu (467,3 Ma) je v pražské pánvi

charakterizována právě přechodem klabavského a šáreckého souvrství (Kraft *et al.* 2023a). Na regionální škále se přibližně jedná o hranici arenigu a oretanu. Hranice těchto chronostratigrafických jednotek však nesouhlasí s hranicí klabavského a šáreckého souvrství (Rushton & Molyneux 1989; *Obrázek 3*).

V nejsvrchnější části břidlic klabavského souvrství se nachází biozóna *Tetragraptus* – *Azygograptus* podle výskytu druhů *Tetragraptus reclinatus abbreviatus* a *Azygograptus ellesi* (Kraft & Kraft 1999). Ve spodní části šáreckého souvrství se nachází biozóna *Corymbograptus retroflexus* (Kraft & Kraft 1999). Báze oretanu je definována prvním výskytem *Didymograptus spinulosus* (Gutiérrez-Marco *et al.* 1995). Bouček (1973) považoval hranici klabavského a šáreckého souvrství za identickou s hranicí arenigu a llanvirnu (dnes nahrazen již zmíněným oretanem), která je také definovaná výskytem graptolita *Didymograptus spinulosus*. Podle Rushton & Molyneux (1989) ovšem hranice identická není. Toto tvrzení bylo potvrzeno v práci Kraft & Kraft (1992), podle které byl *Didymograptus spinulosus* nalezen až několik metrů nad hranicí klabavského a šáreckého souvrství, ve spodní části biozóny *Corymbograptus retroflexus*.



*Obrázek 3: Stratigrafické schéma spodní části ordoviku pražské pánve. Oranžově je vyznačena stratigrafická pozice studovaného intervalu na vybraných lokalitách. Lokality odpovídají ejpovickému členu (eč), tedy přeplaveným tufům, a sedimentárním železným rudám. Upraveno podle Krafta *et al.* (2023b).*

V polohách tufů klabavského souvrství a rud šáreckého souvrství má biostratigrafie velmi omezené využití, protože zmíněný interval téměř neobsahuje fosilie. Biozóny proto polohy tufů a rud nezahrnují (Obrázek 3). Biozóna *Tetragraptus – Azygograptus* má horní hranici v břidlicích klabavského souvrství a biozóna *Corymbograptus retroflexus* má spodní hranici až v břidlicích šáreckého souvrství (Kraft & Kraft 1999). Bouček (1973) stanovil na lokalitě Krušná hora dva horizonty na základě výskytů graptolitů *Expansograptus ferrugineus* a *Pseudoclimatograptus paradoxus*, které jsou součástí poloh železných rud šáreckého souvrství. Práce Kraft & Kraft (1993) a Kraft & Kraft (1999) však nálezy zmíněných druhů na jiných lokalitách nepotvrzují.

Sedimentologicky dochází na hranici klabavského a šáreckého souvrství k významným změnám. Klabavské souvrství, které je tvořeno šedozelenými, šedožlutými případně hnědožlutými jílovitými břidlicemi, je v nejvyšších polohách vystřídáno vrstvami tufitických břidlic a přeplavených tufů (Kraft & Kraft 1993). Mocnosti tufů a tufitů se značně liší v závislosti na poloze v rámci pánve. Na okrajích pánve jsou mocnosti největší a klesají směrem do centra. Zatímco břidlice jsou faunisticky poměrně bohaté, vrstvy přeplavených tufů obsahují fosfatické zbytky zejména linguliformních i rhynchonelliformních ramenonožců a trilobitů či výjimečně konodontů (Kraft & Kraft 1993). V nejvyšších polohách jsou tufy rytmicky prokládány vrstvami železných oolitických rud (Horný & Chlupáč 1952), které téměř neobsahují fosilie (Mergl 1983a).

Šárecké souvrství má na bázi mocnou lavici železných oolitických rud (Horný & Chlupáč 1952), která například na lokalitě Drahouš dosahuje mocnosti až 1,1 m (Kraft & Kraft 1993). Její mocnost však také značně kolísá. Největších mocností ruda dosahovala na okrajích pánve (např. v lomu v Ejpovicích) a směrem do centra pánve mocnosti klesaly.

3. Metodika

Na lokalitách Ejpovice a Strašice proběhla terénní dokumentace a odběr vzorků jednotlivých vrstev obou profilů. Z každé vrstvy byly odebrány orientované vzorky na výbrusy a neorientované vzorky na další analýzy. V případě lokality Strašice byly použity některé již dříve odebrané vzorky, které byly odebrány ještě před zadáním diplomové práce Petrem Kraftem (při odkrývání profilu) a uloženy v Centru paleobiodiverzity Západočeského muzea v Rokycanech. Profil na lokalitě Ejpovice bylo potřeba před výzkumem částečně odkrýt pomocí bagru, aby se odstranily nánosy říčních sedimentů. Lokalita Strašice byla odbagrována v roce 2021, kdy byl

odkryt celý zkoumaný profil. Na obou lokalitách byl pořízen popis jednotlivých vrstev a následně byl sestaven grafický profil pro každou lokalitu na základě makroskopického petrografického popisu. Stratigrafické kolonky byly zpracovány v programu Inkscape.

Na základě terénního popisu byly vybrány vzorky, ze kterých byly následně zhotoveny výbrusy v Laboratořích geologických ústavů – PřF UK. Studium výbrusů proběhlo pomocí optického mikroskopu Nikon ECLIPSE E200. U některých vzorků bylo potřeba použít kvůli opacitě odražené světlo. Použita byla stolní lampička s oranžovou žárovkou. Mikrofotografie byly pořízeny na mikroskopu Nikon ECLIPSE E600 pomocí fotoaparátu Canon EOS 500D. Pozorování v optickém mikroskopu probíhalo na Ústavu petrologie a strukturní geologie (ÚPSG). Fotografie byly následně zpracovány v programu JMicroVision, který umožnil zpracovat petrografické statistiky.

Dle výsledků z optické mikroskopie bylo vybráno několik reprezentativních vzorků, které byly analyzovány pomocí práškové rentgenové difrakční analýzy (RTG difrakce). Tato metoda byla zvolena pro doplnění poznatků ohledně mineralogie vzorků. Analýzu provedl Viktor Goliáš na Ústavu geochemie mineralogie a nerostných zdrojů (ÚGMNZ) na přístroji X'Pert Pro, PANalytical s měděnou anodou. Měření difrakčních rozměrů proběhlo v rozmezí $3-60^\circ 2\theta$, krok $0,05^\circ 2\theta$ s časem měření na kroku 200 s. Výsledky byly vyhodnoceny v programu X'Pert HighScore a porovnány s databází PDF-2 ICDD (International Centre for Diffraction Data).

4. Výsledky

4.1. Lokalita Ejpovice

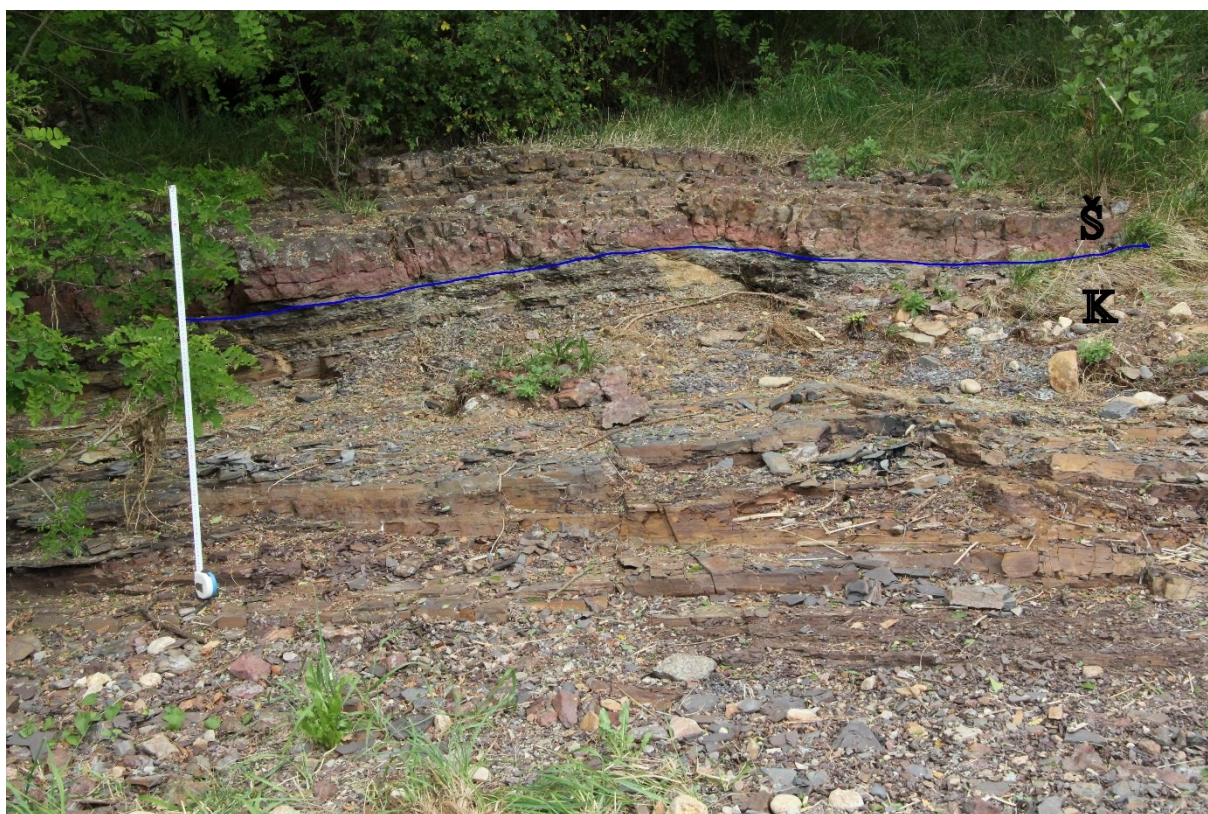
Lokalita se nachází poblíž severovýchodního okraje obce Ejpovice v Plzeňském kraji na pravém břehu řeky Klabavy v místech, kde řeka vtéká do vodní nádrže Ejpovice ($49^\circ 45' 12,331''$ s. š., $13^\circ 31' 13,090''$ v. d.). Jelikož se lokalita nachází v bezprostřední blízkosti řeky, při povodňových stavech dochází k jejímu zaplavení. Po záplavách v minulých letech bylo nutno před výzkumem profil odkrýt mělkým bagrováním, kdy byly odstraněny nejmladší nánosy říčních sedimentů.

Profil v Ejpovicích (viz *Obrázek 4*) reprezentuje hranici klabavského a šáreckého souvrství. Celková mocnost odkrytého profilu je cca 370 cm, z toho klabavské souvrství zahrnuje cca 344 cm a šárecké zbylých 26 cm.

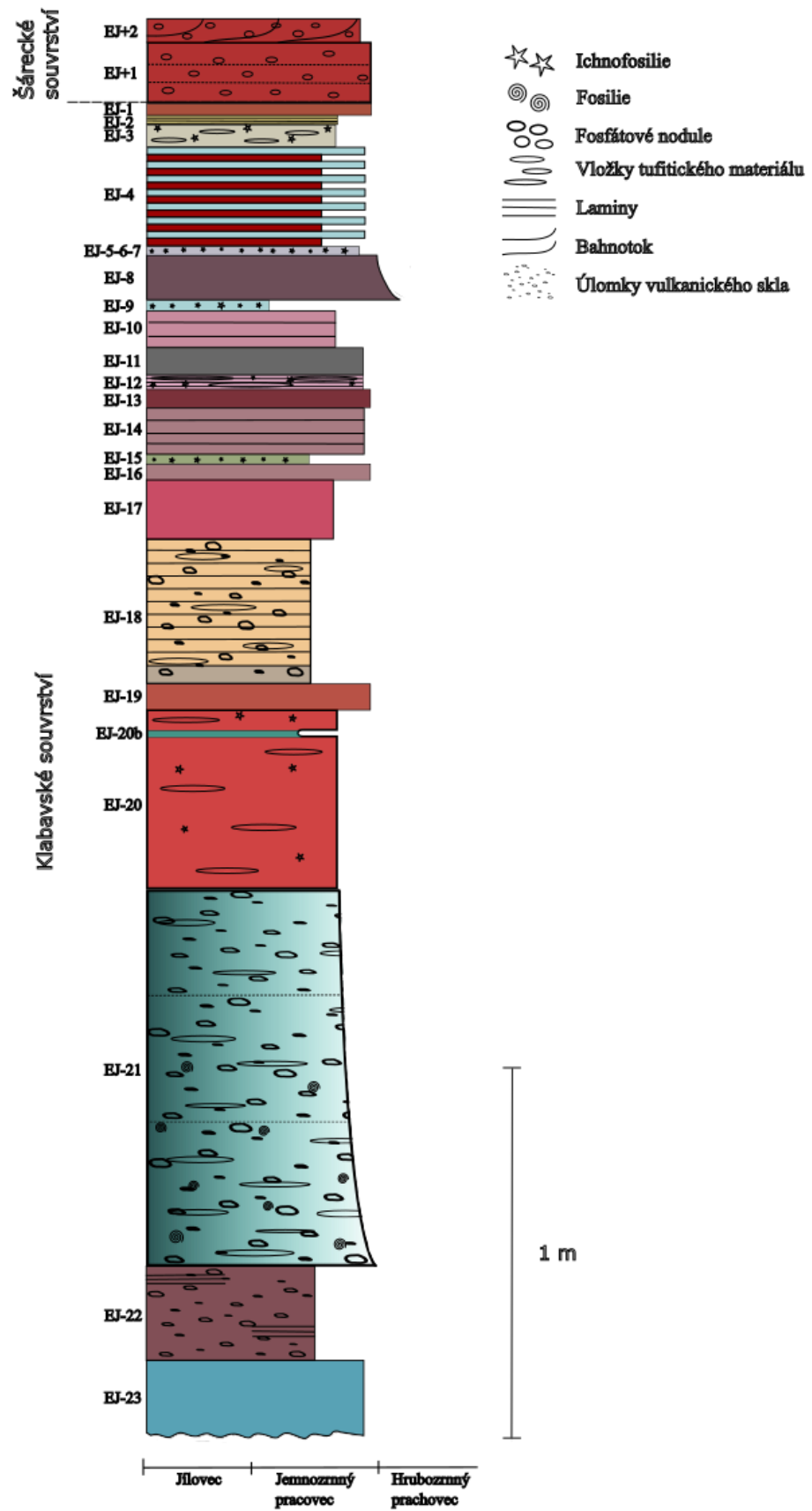
V terminální fázi sedimentace klabavského souvrství docházelo k rytmickému ukládání poloh tufů, tufitických břidlic a oolitických železných rud (viz *Obrázek 5*).

Na bázi každého rytmu se nacházejí hrubozrnné přeplavené tufy, které se směrem do nadloží zjemňují. Tufy jsou následně vystřídány tufitickými břidlicemi, na které nasedají železné oolitické rudy. Tyto polohy se více méně pravidelně střídají směrem do nadloží až po bázi šáreckého souvrství.

Šárecké souvrství, definováno bází první mocnější polohy oolitické železné rudy, je v profilu reprezentováno sukcesí dvou bazálních poloh rud. Jimi začíná souvislá sedimentace rud, které byly ve zdejším lomu těženy. Obě polohy obsahují fosfátové nodule. Makroskopický popis hornin obsahuje *Tabulka 1*. Lokalita představuje svah navazující na buližníkový útes, který podle Mergla (1983b) vystupoval nad hladinu a tvořil tak malý ostrov.



Obrázek 4: Profil na lokalitě Ejpovice u vtoku řeky Klabavy do Ejpovického jezera při pohledu od řeky směrem k severu. Modře vyznačena hranice mezi klabavským (K) a šáreckým (Š) souvrstvím. Foceno po povodních v roce 2013. Foto z archivu Petra Krafta.



Obrázek 5: Profil na lokalitě Ejovice.

4.1.1 Petrografický popis

Souvrství	Název	Mocnost	Popis
Šárecké	EJ+2	6 cm	Bahnotok železných oolitických rud s obsahem fosfátových nodulí. Struktury po tečení a míšení hmot. Červenošedá barva.
	EJ+1	19,5 cm	Masivní lavice železných oolitických rud s fosfátovými nodulemi, členěno na spodní, střední a svrchní část. Enklávy červené hmoty uzavřené v tmavě šedé hmotě. Ooidy jsou přítomny v šedé i červené hmotě.
Klabavské	EJ-1	4 cm	Hrubozrnné železné rudy, obsahují ooidy a tufitickou složku. Železo nehomogenně obsaženo v matrix. Míšení šedozelené a hnědočervené hmoty. Na povrchu patrné povlaky limonitu.
	EJ-2	1,5 cm	Tenká vrstva jemnozrnných laminovaných tufitických břidlic. Střídání světle šedých a tmavě šedých lamin, místy limonitizováno.
	EJ-3	6 cm	Světle šedé jemnozrnné tufitické břidlice, obsah tmavých místy laminovaných hrubozrnných čoček (ploché vložky o velikosti několika centimetrů) s železitou matrix a klasty tufů. Výskyt ichnofosilie <i>Bergaueria</i> na bázi vrstvy i na čočkách.
	EJ-4	30 cm	Laminované tufitické břidlice s vysokým obsahem železa, střídání světlejších šedomodrých hrubozrnných poloh a tmavších červenohnědých jemnozrnných poloh.
	EJ-5	0,3-1 cm	Světle šedé jemnozrnné tufitické břidlice.
	EJ-6	0,1-0,3 cm	Hrubozrnné železné oolitické rudy, tmavě červené, obsahují ichnofosilie <i>Bergaueria</i> .
	EJ-7	0,1 cm	Přeplavené tufy, střednězrnné, ichnofosilie <i>Bergaueria</i> na stropě vrstvy, světlé šedohnědé.
	EJ-8	14 cm	Tmavé hnědošedé, místy nafialovělé, přeplavené tufy, na bázi šedé a hrubozrnné, směrem do nadloží se zjemňují. Občas se vyskytují tmavě fialové laminy.

	EJ-9	0,3 cm	Velmi jemnozrnné namodralé zjílovatělé přeplavené tufy, ojedinele obsahují ichnofosilie <i>Bergaueria</i> .
	EJ-10	10 cm	Jemnozrnné (prachovité) železné oolitické rudy, tmavé fialovočervené, mírně laminované.
	EJ-11	8 cm	Tmavě šedá prachovitá břidlice s železitou matrix.
	EJ-12	4 cm	Tmavé fialovočervené laminované prachovité břidlice, železitá matrix, obsahují vložky zjílovatělých tufů a ichnofosilie <i>Bergaueria</i> .
	EJ-13	4 cm	Masivní hrubozrnné oolitické železné rudy, tmavé červenočerné.
	EJ-14	8 cm	Červenošedá tufitická břidlice, mírně laminovaná, střednězrnná.
	EJ-15	2,3 cm	Jemnozrnné prachovité až jílovité tufitické břidlice, obsahují ichnofosilie <i>Bergaueria</i> . Ve spodní části žlutošedozelené, ve svrchní části šedočervené. Silně rozpadavá, nacházíme povlaky limonitu.
	EJ-16	5 cm	Oolitické železné rudy, hrubozrnné, tmavé šedočervené. Ooidy nejspíš hematitové, limonitové povlaky.
	EJ-17	17 cm	Prachovitá červená břidlice, silně zvětralá.
	EJ-18	39 cm	Laminovanou jemnozrnnou tufitickou břidlicí, ve spodní části masivní světle šedá, ve svrchní části laminovaná bílo-žlutohnědá, místy načervenalá, obsahuje tmavší šedé vložky a úlomky vulkanického skla. Povlaky limonitu.
	EJ-19	7,5 cm	Masivní oolitické železné rudy, hrubozrnné, tmavě červené.
	EJ-20	47 cm	Modro-zelenošedé prachovitá břidlice, ve spodní části tmavší a celistvá, ve svrchní části světlejší, silně rozpukaná s četnými limonitovými povlaky. Obsahuje ichnofosilie <i>Bergaueria</i> a vložky zjílovatělých tufů.
	EJ-20b	2 cm	Jemnozrnný přeplavený tuf, bílý, místy namodralý a zelenošedý. Velmi jemně laminovaný.

	EJ-21	100 cm	Mocná lavice hrubozrnných zeleno-modrošedých přeplavených tufů, písčité až prachovitá, rozdělena na spodní, střední a svrchní oddíl. Spodní část nejtavnější, směrem do nadloží světlejší. Obsah úlomků vulkanického skla a vložek hrubozrnnějších namodralých přeplavených tufů. Fosiliferní, zejména nocturnelliový horizont.
	EJ-22	25,5 cm	Červenovínová střednězrnná tufitická břidlice, masivní, místy laminovaná, obsah vulkanického skla.
	EJ-23	neměřeno	Hrubozrnně prachovité až písčité, masivní modrošedé přeplavené tufy. Obsahují úlomky vulkanického skla.

Tabulka 1: Makroskopický petrografický popis jednotlivých poloh profilu na lokalitě Ejpovice. Bazální vrstva profilu je vrstva EJ-23 patřící klabavskému souvrství. Nejmladší vrstvou klabavského souvrství je vrstva EJ-1. Vrstvy EJ+1 a EJ+2 patří šareckému souvrství, přičemž vrstva EJ+1 představuje bazální lavici, která definuje spodní hranici šareckého souvrství.

4.1.2. Optická mikroskopie

EJ-23

Hornina obsahuje jílovitou až jemnozrnně prachovitou matrix a podíl klastů vulkanického původu. Klasty jsou zejména jemnozrnně prachovité, pak splývají se základní hmotou, popřípadě hrubozrnně prachovité. Jílovo-prachovitá matrix tvoří podpůrnou stavbu horniny a hrubozrnně prachovité klasty, které se v ní nacházejí, tvoří přibližně 12 %. Klasty jsou částečně opracované. Z většiny se setkáváme s křemenem (7 %), u kterého lze občas sledovat undulózni zhášení. Další významnou část klastů tvoří drobné úlomky slídy (5 %). Jedná se téměř výhradně o muskovit a většinou nacházíme velmi drobné, jemnozrnně prachovité, destičkovité úlomky, výjimečně nitkovité (velikostní frakce určeny dle Konty 1973).

V matrix je přítomno významné množství železa ve formě oxidů, což má za důsledek pigmentaci matrix do tmavých odstínů hnědé. Občas se v hornině vyskytují drobné enklávy (čočkovitá tělesa o velikosti cca 1 mm), které pigmentaci železem neobsahují. Pak je možné sledovat jemnozrnnou matrix, která obsahuje významný podíl křemene.

Železo tvoří jemné nitkovité planárně uspořádané laminy. Klasty jsou uspořádány v jednom směru paralelně s železitémi laminami, což je dobře pozorovatelné zejména na muskovitu. Těleso horniny bylo tedy zkráceno ve vertikálním směru, nejspíš v důsledku pohřbení sedimentu. Hornina je poměrně dobře vytríděná.

Hornina: Jemnozrně prachovité přeplavené tufy.

EJ-22

Hornina je jemnozrně prachovitá s jílovou příměsí a s vysokým obsahem železa. Železo je v podobě hematitu přítomno v jílovité matrix a tvoří tak téměř železnou rudu. Hornina neobsahuje ooidy. Matrix představuje podpůrnou stavbu horniny, ale současně obsahuje vysoké procento klastů jemnozrně prachovité až hrubozrně prachovité frakce.

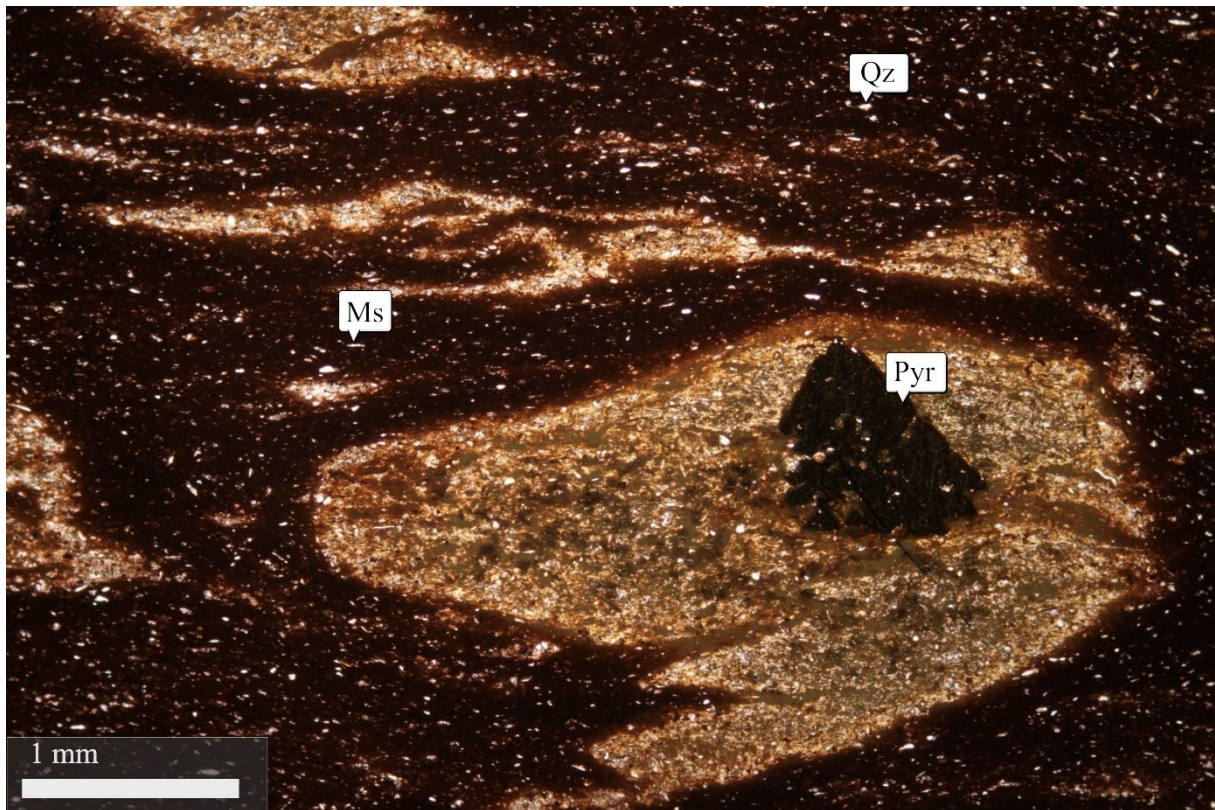
Klasty jsou z většiny vulkanického původu a jsou velikostně poměrně dobře vytríděné. Velmi hojně se jedná o křemen (17 %) a muskovit (10 %). Křemen je zejména ve formě ostrohranných monokrystalů, ale nacházíme také amorfni SiO_2 hmoty (1 %). U křemene můžeme občas sledovat undulózni zhášení. V minimálním množství se setkáváme s bioklasty (1 %). Klasty jsou obvykle ostrohranné a téměř neopracované.

Občas se v hornině nacházejí drobné enklávy, které neobsahují téměř žádný pigment železa (viz *Obrázek 6*). Tyto čočky mohou dosahovat velikosti až prvních milimetrů. Nachází se v nich chloritová matrix a značné množství křemene, popřípadě velmi mírné množství karbonátu. Původně se jednalo o hyaloklasty, které však byly alterovány.

V rámci rudy dochází také k pyrititaci (2 %) a setkáváme se s makroskopickými idiomorfními krystaly pyritu velikostně okolo 1 mm. Pyrit se nachází zpravidla v rámci alterovaných hyaloklastů. Dále tvoří pyrit ultramikrokrytalický pigment, který je rozptýlen v matrix.

Spodní část horniny je značně promíchaná a napovídá, že se jednalo o bahnotok tufitického materiálu, který byl prosycen oxidickým železem. Ve svrchní části horniny jsou ale rozlišitelné planárně uspořádané laminy.

Hornina: Železitá jemnozrně prachovitá tufitická břidlice s jílovou příměsí.



Obrázek 6: Vrstva EJ-22, matrix je silně nabohacena oxidickým železem a obsahuje významný podíl klastů. Zejména křemen (Qz) a muskovit (Ms). Setkáváme se také s velkými krystaly pyritu (Pyr). Hornina obsahuje světlé enklávy, které železo neobsahují. Foceno při zvětšení 4x/0,10 v rovnoběžných nikolech (IIN), použito odražené světlo. Vlastní foto.

EJ-21 Spodní část

Vrstva EJ-21 představuje mocnou vrstvu, která byla rozdělena na tři části. Spodní část je nejhrubozrnnější a dochází ke zjemňování směrem do nadloží, přičemž hrubnutí je patrné jak makroskopicky v rámci celého tělesa, tak i mikroskopicky v rámci jednotlivých výbrusů.

Spodní část je ve velikostní frakci hrubozrnného prachovce s jílovitou matrix. Jílovitá matrix tvoří občas podpůrnou stavbu, místy je podpůrná stavba klastů. Nacházíme větší množství úlomků vulkanického původu, zejména křemen, amorfni SiO_2 , ortoklas, úlomky vulkanických hornin, slídu, ojediněle vulkanické sklo a fragmenty ramenonožců. Klasty jsou spíše špatně opracované a vytríděnost sedimentu je střední až špatná. Klasty jsou velikostně ve frakci hrubozrnného prachu až jemnozrnného písku. Převažuje křemen, který tvoří cca 15 %, dále bioklasty přibližně 4 % a ostatní minerály cca 1 % objemu horniny.

Celkově je vrstva EJ-21 hrubozrnnější ve spodní části a zjemňuje se do nadloží. Ve spodní části obsahuje též více klastů, zatímco směrem do nadloží přibývá jílovitá matrix.

Celkově je hornina slabě prostoupena železitými fázemi. Výjimkou jsou enklávy, které obsahují větší podíl železitých fází. Hornina je masivní bez výrazného laminování.

Hornina: Hrubozrnně prachovité přeplavené tufy.

EJ-21 Střední část

Z většiny je hornina tvořena jílovitou matrix, která představuje podpůrnou stavbu horniny. Vyskytují se v ní špatně až středně opracované klasty vulkanického původu. Velikost klastů odpovídá hrubozrnně prachovité frakci. Jde zejména o křemen, ortoklas, ojediněle slídy, přičemž křemen tvoří přibližně 20 % a ostatní minerály tvoří 8 % z celkového objemu horniny. Okolo 1 % tvoří bioklasty, zejména úlomky ramenonožců. Vytříděnost sedimentu je špatná až střední. Setkáváme se s planárně uloženými laminami železných oxidů.

Hornina: Hrubozrnně prachovité přeplavené tufy s jílovitou matrix.

EJ-21 Svrchní část

Svrchní část je převážně tvořena jílovitou matrix s významným podílem křemene, která zároveň tvoří podpůrnou stavbu. Vyskytuje se v ní poměrně malé množství klastů. Klasty se nacházejí ve velikostní frakci jemnozrnného prachu a často přecházejí do menších velikostí, čímž se stávají součástí základní hmoty. Nejčastěji se jedná klasty křemene (13 %) či úlomky vulkanických hornin (3 %). O něco méně četné jsou klasty slídy (2 %) a bioklasty (1 %), zejména se jedná o úlomky ramenonožců. Bioklasty jsou velmi silně fragmentované a nacházejí se ve frakci hrubozrnného prachu. Úlomky slídy a bioklastů jsou spíše jehlicovité, ostatní klasty jsou poměrně dobře opracované.

Setkáváme se s velmi slabou pigmentací oxidy železa. Dochází k rozptýlení železa v rámci matrix, ale jen velmi slabě. Spíše se vyskytují velmi drobné naoranžovělé laminy s vyšší koncentrací železa. Tyto laminy jsou uspořádány planárně. Hornina však kvůli nízkému obsahu železa nevykazuje výrazné laminování a vrstevnatost také nevykazuje.

Dále se v hornině nacházejí idiomorfnní opaknní minerály (5 %), které jsou zejména jemně mikrokrytalické. Ojediněle se setkáváme s velkými klasty vulkanických hornin, které jsou jemnozrnně až střednězrnně písčité. Tyto klasty netvoří ovšem ani 1 %. Jinak je hornina velmi jemnozrnná a velikostně dobře vytříděná. Z hlediska původu klastů je také poměrně dobře vytříděná.

Hornina: Jemnozrnně prachovitý přeplavený tuf až tufitická břidlice.

EJ-20

Hornina světle šedé barvy je z většiny tvořena jílovitou matrix, která tvoří přes 60 % horniny. Podpůrnou stavbu horniny představuje tedy matrix. V matrix se hojně vyskytují jemnozrné až hrubozrné prachovité klasty křemene (30 %) a jiných minerálů jako je ortoklas, muskovit nebo fragmenty vulkanických hornin (celkem 5 %). Velmi ojediněle se lze setkat s hrubozrnějšími klasty vulkanického původu, zejména s křemenem, ortoklasem, muskovitem či amorfními hmotami SiO₂ (celkem 1 %), popřípadě s úlomky bioklastů (1 %). Jedná se zejména o fragmenty schránek ramenonožců.

Hornina je velmi špatně až špatně vytříděná a zrna jsou špatně opracovaná. V hornině se nacházejí oblasti prosycené oxidy železa. Většinou tvoří laminy, občas jsou ostrůvkovitě rozmístěné.

Hornina: Jemnozrné prachovitá až jílovitá tufitická břidlice.

EJ-20b

Vložka v rámci svrchní části vrstvy EJ-20. V porovnání s vrstvou EJ-20 je o poznání jemnozrnější a obsahuje větší množství klastů. Zejména křemen (40 %), živce (2 %), slídy (3 %) a ojediněle také bioklasty (1 %). Matrix je jílovitá a obsahuje vysoké procento velmi jemnozrného křemene. Klasty se vyskytují od velikostí jemnozrného prachu (zejména křemen), přes hrubozrný prach, který významně převažuje, až po velmi ojedinělou frakci jemnozrného písku.

Hornina je špatně až středně vytříděná a klasty jsou špatně opracované. Makroskopicky je světle šedá, přičemž dochází ke střídání velmi tenkých lamin. Mikroskopicky se barva nemění a laminy se projevují změnami poměru klastů vůči matrix. Z hlediska uspořádání zrn můžeme sledovat náznaky čeřin. Hornina má podpůrnou stavbu matrix.

Hornina: Zjílovatělý přeplavený tuf.

EJ-19

Hrubozrná hornina, tvořena převážně ooidy. Ooidy jsou tvořeny hematitem a mají znatelnou koncentrickou strukturu. Hornina má podpůrnou stavbu ooidů, které představují přibližně 80 % horniny. Významnou většinu tvoří ooidy mírně eliptického průřezu, nebo v menšině případů kruhového průřezu.

Významný podíl v hornině mají klasty, zejména velikosti střednězrného písku. Ty se nacházejí uvnitř ooidů a tvoří tak jejich jádro, nebo se vyskytují mezi ooidy. Z většiny se jedná o bioklasty (8 %). Hojně se setkáváme ale také s křemenem v různých formách (6 %). Jedná se o samostatné monokrystalické klasty křemene, hojně také kompozitní úlomky (nejspíše se jedná o úlomky bulžníků). Současně se v hornině nacházejí i úlomky amorfních hmot SiO_2 . Z klastů se setkáváme také s fragmenty vulkanických hornin (2 %) a v hyaloklasty (1 %). Občas se v jádru ooidů objevuje jílovitá hmota (1 %), která tvoří matrix tufitických břidlic v podloží.

Významný podíl tvoří mikrokrystalický křemenný tmel, který se nachází zejména v prostorách mezi ooidy (zejména na kontaktu s ooidy), nebo krystalizuje na okrajích ooidů a tvoří tak lamely kolem celých ooidů. Lokálně je prostor mezi ooidy vyplněn jílovitou matrix, která je velmi bohatá na hematit, čímž je špatně rozeznatelná od ooidů. Z většiny případů ale došlo k silicifikaci matrix, kdy místo jílu nacházíme velmi jemnozrný křemenný tmel.

V prostoru mezi ooidy se nacházejí také úlomky vulkanického skla, které jsou postupně na okrajích resorbovány a nahrazovány křemenným tmelem. V ojedinělých případech se v hornině vyskytuje také karbonátový tmel. Karbonát, nejspíše kalcit, tvoří o něco hrubozrnější krystaly než křemen. Nachází se spíše ve větších prostorách mezi ooidy a na rozdíl od křemene příliš neobrustá ooidy nebo jiné klasty. Mezi ooidy se vyskytují klasty zejména v hrubozrně prachovité frakci.

V případě bioklastů dochází také často k silicifikaci. Křemen nejprve obrůstá bioklasty a následně SiO_2 hmota nahrazuje původní fragment schránky. Ojediněle se vyskytují bioklasty, které jsou kompletně nahrazeny kompozitním velmi jemnozrným křemenem. Bioklasty jsou velmi fragmentované a ostrohranné.

V rámci matrix i ooidů se nachází poměrně významné množství pyritu (4 %), který tvoří hrubě mikrokrystalické krystaly. Ty jsou rozptýleny víceméně homogenně v rámci celé horniny. V prostorách mezi ooidy se občas nacházejí větší krystaly pyritu, zejména polohách karbonátového tmelu. Celkově je hornina středně až špatně vytríděná z hlediska původu i velikosti klastů.

Hornina: Oolitická železná ruda.

EJ-18

Jílovitá matrix s významnou složkou karbonátového tmelu (dolomit, kalcit, ankerit) tvoří podpůrnou stavbu horniny. Tmel tvoří cca 43 %. V malém množství se v hornině vyskytují

klasty vulkanického původu (2 %), velikostně ve frakci jemnozrného písku. V malém množství se setkáváme s křemenem v podobě hrubě prachovitých klastů, dále je však součástí základní hmoty (cca 20 %). Výjimečně se setkáváme s fragmenty vulkanických hornin (1 %).

Oproti tomu jsou hojné bioklasty, které tvoří přibližně 6 % horniny a velikostně se pohybují ve frakci jemnozrného písku. Nejčastěji se jedná o jehlice hub, v menším množství o úlomky ramenonožců. Minerální klasty jsou ostrohranné a špatně opracované. Bioklasty jsou silně fragmentované a také špatně opracované. Setkáváme se také s laminami oxidů železa. Celkově je hornina středně vytříděná.

Hornina: Laminovaná jemnozrně prachovitá tufitická břidlice.

EJ-17

Hornina je velmi bohatá na fáze železa, neobsahuje však ooidy. Základní hmotu tvoří jílovitá matrix, která je velmi bohatá na rozptýlené oxidy železa, takže se pod optickým mikroskopem chová opakně. Makroskopicky je tmavě červená, mikroskopicky tmavá téměř šedá. Při mikroskopii je nutné přisvětlení, v odraženém světle je pak červená až červenooranžová. Z velké části se jedná o hematit.

Jílovitá matrix tvoří podpůrnou stavbu horniny, ale obsahuje velké množství klastů jemně až hrubě prachovité frakce. Jedná se zejména o klasty vulkanického původu. Z většiny převládá křemen (cca 15 %), ale hojně se vyskytuje také muskovit (10 %). Poměrně hojně se setkáváme také s bioklasty (3 %), které jsou velmi silně fragmentované.

Výjimečně nacházíme mikroenklávy matrix, která téměř neobsahuje pigmentaci železem. Tyto mikroenklávy jsou tvořeny jílovými minerály a zpravidla mají protažený tvar paralelní s ukládáním vrstev. Hornina je středně až dobře vytříděná, co se týče obsahu klastů. Z hlediska velikosti klastů je hornina vytříděná dobře. Klasty jsou ostrohranné a nevykazují známky většího opracování.

Hornina: Železitá jemně prachovitá břidlice.

EJ-16

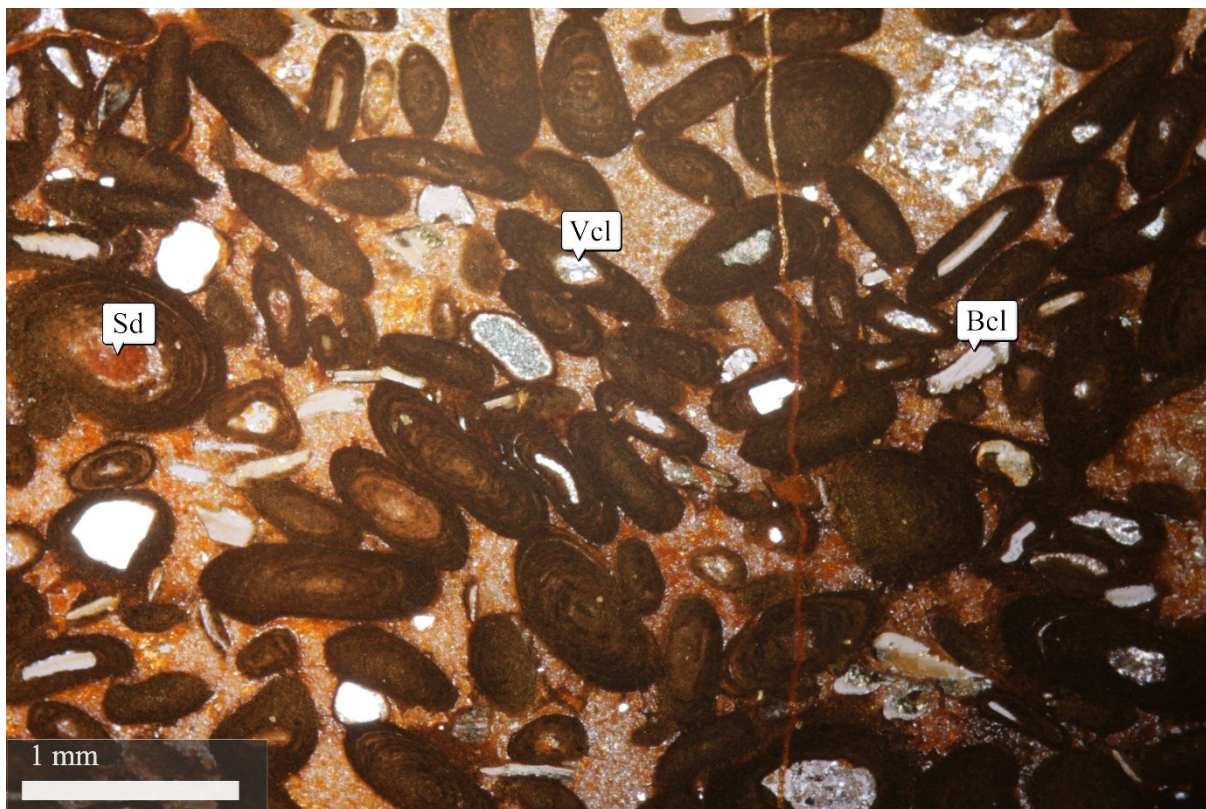
Ve spodní části má hornina podpůrnou stavbu klastů, tedy zejména ooidů, a směrem do nadloží přibývá matrix, až převažuje podpůrná stavba matrix. Celkově je hornina tvořena převážně ooidy složenými z hematitu a sideritu. Velikostně i tvarově jsou poměrně dobře vytříděné. Jsou kulovité nebo mírně zploštělé. V centru ooidů se nacházejí zejména bioklasty, popřípadě

křemen a výjimečně, zpravidla ve svrchních částech rudy, i úlomky vulkanických hornin. Ooidy ve spodní části tvoří 77 % horniny a velikostně se pohybují okolo 0,6 mm v průměru (hrubozrný písek). Ve svrchní části jsou ooidy o něco menší a průměrem okolo 0,55 mm. Stále se ovšem jedná o hrubozrný písek. Ooidy tvoří cca 64 % horniny.

Bioklasty jsou silně fragmentované, a kromě ooidů se hojně vyskytují i volně v matrix. Jsou velmi ostrohranné. Kromě bioklastů se v základní hmotě sporadicky setkáváme i křemenem či vulkanoklasty, z většiny subangulárními. Celkově je hornina středně dobře vytříděná. Ve spodní části jsou bioklasty velikostně ve frakci jemnozrného až střednězrného písku (0,25 mm) a tvoří 3 % horniny. Ve svrchní části mají bioklasty 0,37 mm v průměru (střednězrný písek) a tvoří 5 % horniny. Ilustrováno na *Obrázku 7*.

Matrix je jílovitá a sporadicky se v ní vyskytují úlomky minerálních klastů a vulkanoklastů (cca 1 %). Klasty jsou ostrohranné a silně velikostně nevytříděné. Pohybují se velikostně od hrubozrného prachu až po střednězrný písek. Matrix je místy prostoupena oxidy železa a zejména ve svrchních částech rudy obsahuje karbonáty (dolomit, popřípadě siderit). V některých částech se setkáváme s tmelem, který je tvořen hrubě mikrokrystalickým křemenem. Tmel se nachází přímo mezi ooidy, nebo je uzavřen v karbonátovo-jílovité matrix.

Hornina: Železná oolitická ruda.



Obrázek 7: Oolitická železná ruda, ve které jsou ooidy tvořeny především hematitem. Mezi ooidy i v jejich jádru se nachází mikrokrytalický siderit (Sd), dále klasty vulkanického původu (Vcl) a bioklasty (Bcl). Foceno při zvětšení 4x/0,10 v IIN, použito odražené světlo. Vlastní foto.

EJ-15

Velmi jemnozrná hornina tvořena z naprosté většiny jílovitou matrix hnědorůžové až načervenalé barvy. V matrix se nacházejí v menším množství (cca 2 %) extrémně drobná zrna křemene, slíd, popřípadě živeců a úlomků vulkanických hornin. Zrna jsou součástí základní hmoty, velmi ojediněle se vyskytují hrubší zrna ve formě klastů. Klasty jsou velikostně jemnozrně prachovité až jílovité a splývají se základní hmotou. Klasty jsou poměrně dobře opracované a vytřídění je poměrně dobré. Hornina má podpůrnou stavbu matrix.

Hornina obsahuje velké množství žilek, které jsou vyplněny železitými fázemi. Jedná se o železem bohatý krystalický karbonát, nejspíš ankerit nebo siderit. Žilky uzavírají velmi jemnozrnou matrix, tvořenou zejména jílem a kousky železitých fází (nejspíš hematit). Karbonát tvoří přibližně 20 % horniny.

Hornina: Jílová břidlice.

EJ-14

Jedná se o jílovitou až jemně prachovitou horninu, velmi bohatou na železo ve formě hematitu. Neobsahuje ooidy. Jílovitá matrix tvoří podpůrnou stavbu horniny a je velmi silně nabohacená oxidickým železem. Makroskopicky je hornina tmavě červená. Mikroskopicky je však kvůli vysoké koncentraci železa opakní. Z většiny je železo vázáno na hematit, ale setkáváme se také s krystaly pyritu. Pyrit existuje v hornině jako velmi jemný ultramikrokystalický pigment, který je víceméně homogenně rozptýlen v hornině. Dále tvoří také drobné jemně mikrokystalické krystaly, které jsou idiomorfí (cca 10 %).

Samotná jílovitá matrix je špatně rozpoznatelná. V některých případech se vyskytují tenké laminy, kde není železo příliš koncentrováno. Jedná se o laminy (tenké vložky), kde byla původní jílovitá matrix rekrystalizovaná a nahrazena chamozitem, který má anizotropní optické vlastnosti a na rozdíl od okolní matrix je opakní.

Hornina obsahuje významný podíl klastů jemně až hrubě prachovité frakce. Zejména se jedná o křemen (20 %), muskovit (8 %), vulkanoklastické fragmenty (5 %) a úlomky silicitu (1 %). Klasty jsou částečně opracované a velikostně velmi dobře vytríděné.

Hornina: Jílovitá až jemnozrně prachovitá železitá břidlice.

EJ-11

Hornina je poměrně dobře vytríděná, má podpůrnou stavbu matrix, která je tvořena především křemenem, chloritem a jílovými minerály. Současně je v matrix rozptýleno značné množství železa v podobě oxidů, přičemž se střídají zelené laminy, které obsahují spíše redukované železo, a tmavší, černočervená laminy, které obsahují vyšší podíl oxidického železa. Laminy jsou planárně uspořádané.

V hornině se nachází poměrně dost jemnozrného klastického materiálu hrubě prachovité frakce. Zejména se jedná o klasty křemene (17 %), nebo zbytky jiných hornin (5 %), které jsou z velké části tvořeny křemenem. Hojně nacházíme úlomky bulžníků (3 %), popřípadě bazičtějších hornin (1 %), ty však byly významně chloritizovány. Kromě monokrystalických i kompozitních klastů křemene nacházíme také amorfí SiO_2 hmoty. Ty představují méně než 1 %.

Významný podíl tvoří bioklasty (cca 5 %). Bioklasty jsou silně fragmentované, spíše ostrohranné a nedošlo téměř k jejich opracování. Velikostně jsou však dobře vytríděné a

souhlasí velikostně i s ostatními klasty. Ojedinele nacházíme celé schránky, které se pohybují v jemnozrně písčité frakci.

V matrix se občas nacházejí tenké protáhlé (několik milimetrů dlouhé) vložky, které jsou tvořeny jílem a pod zkříženými nikoly vykazují izotropní vlastnosti. Oproti tomu zbylá matrix se chová anizotropně a vykazuje zhášení.

Hornina: Jemnozrně prachovitá břidlice s jílovitou příměsí.

EJ-10

Hornina vykazuje nabohacení železitymi fázemi tak významné, že se *de facto* jedná o železnou rudu. Neobsahuje ooidy. Železo se nachází v matrix v podobě hematitového pigmentu, který je rozptýlen víceméně homogenně v celé hornině. Setkáváme se pouze se špatně rozlišitelnými laminy o mocnosti několika milimetrů, kdy je lamina buď zcela opakní a není možné v ní pozorovat téměř žádné klasty, nebo obsahuje o něco méně železa a můžeme pozorovat větší množství klastů. Dále se v hornině nacházejí velmi tenké laminy, které jsou tvořeny výhradně hematitem. Laminy jsou uspořádány planárně. Nabohacení oxidickým železem je tak významné, že je hornina při mikroskopickém pozorování opakní a je nutné použít odražené světlo.

Matrix je jílovitá a obsahuje poměrně vysoký podíl klastů jemně až hrubě prachovité frakce. Podpůrnou stavbu tvoří matrix. Klasty jsou poměrně dobře opracované a jejich vytríděnost z hlediska geneze je poměrně dobrá, z hlediska velikosti klastů je dobrá. Jedná se téměř výhradně o klasty křemene (23 %) zejména monokrystaly, velmi výjimečně kompozitní krystaly. Občas křemen vykazuje undulózní zhášení. Místy se vyskytuje rekrystalizovaná matrix, která se chová pod zkříženými nikoly anizotropně. Ve velmi malém množství se setkáváme s drobnými úlomky silicitů a vulkanoklastů (dohromady 2 %).

Hornina: Železitá jílová břidlice s prachovitou příměsí.

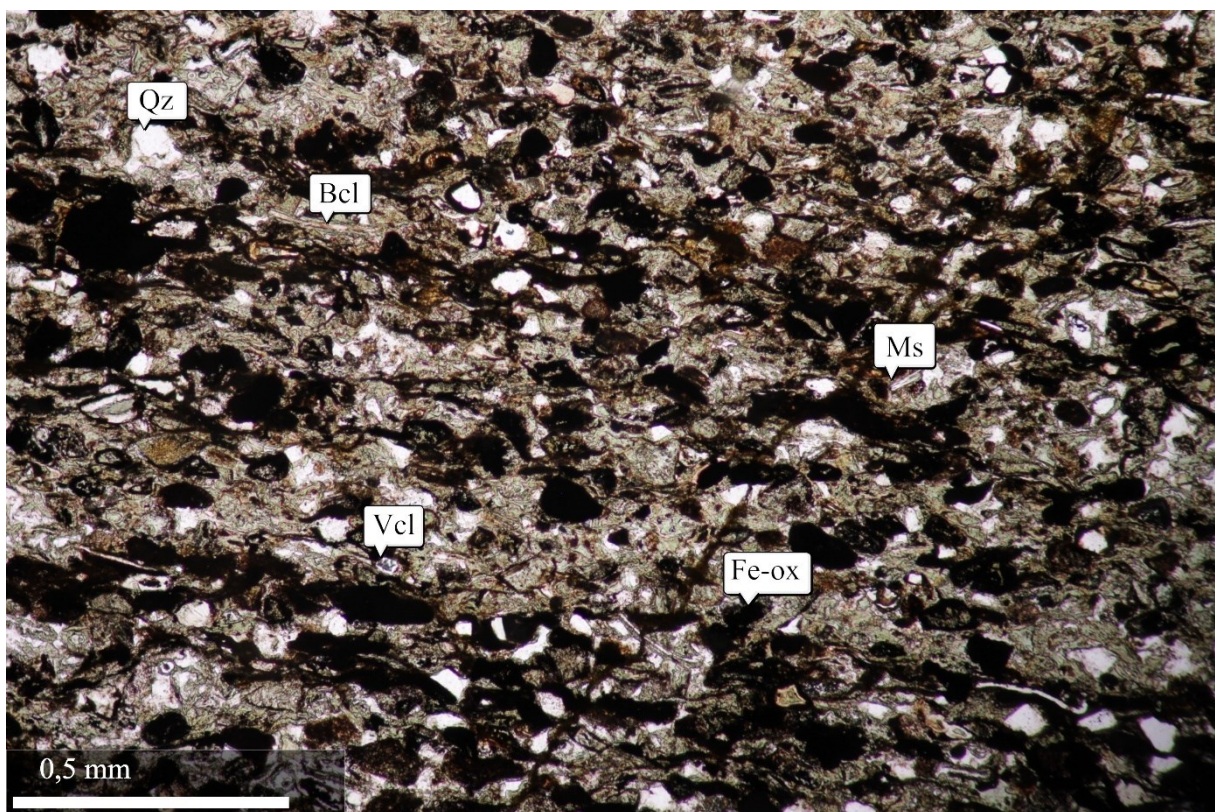
EJ-8,-9

Na bázi se nachází velmi tenká vrstva chamozitových ooidů náležící vrstvě EJ-9. Následně dochází ke střídání planárně uspořádaných lamin zelené a fialové barvy. Hornina je tvořena jílovitou matrix, ve které se nachází velké množství klastů vulkanického původu. Zejména se jedná o úlomky vulkanických hornin a křemen velikosti hrubozrného prachu (dohromady cca 10 %). Matrix je částečně prostoupena oxidy železa, které jsou zde rozptýleny ve světlejších zelených laminách. V zelených laminách se nevyskytují ooidy, setkáváme se zde ojedinele

s fragmentovanými bioklasty. Bioklasty tvoří celkově necelé 1 % horniny a pohybují se ve frakci hrubozrnného prachu. Ilustrováno na *Obrázku 8*.

Tmavší, fialové laminy mají podobnou strukturu jako zelené laminy. Jsou však bohatší na oxidy železa, které jsou rozptýleny v matrix a občas tvoří opakní shluky (cca 24 % horniny). Dále zde nacházíme také úlomky ortoklasu a slídy. Ooidy se v rámci fialových lamin vyskytují přibližně ze 4 %. Spíše se však jedná o útvary, kdy kolem centrálního zrna dochází k významnějšímu nabohacení fázemi železa. Hornina má podpůrnou stavbu matrix. Zaoblení klastů je střední až špatné a vytríděnost sedimentu je střední.

Hornina: Hrubozrnně prachovité přeplavené tufy.



Obrázek 8: Světlejší lamina vrstev EJ-8 a EJ-9 obsahuje menší podíl oxidického železa. Železo se v hornině vyskytuje ve formě shluků (Fe-ox), dále se setkáváme s jílovitou matrix a klasty křemene (Qz), muskovitu (Ms), bioklasty (Bcl) a vulkanoklasty (Vcl). Foceno při zvětšení 10x/0,25 v IIN. Vlastní foto.

EJ-8

Matrix je jílovitá až jemnozrně prachovitá a vykazuje izotropní optické vlastnosti. Nachází se v ní značné množství klastů různého složení, zejména však vulkanogenního původu. Celkově je hornina spíše hrubozrnější, klasty se pohybují ve velikostní frakci hrubozrného prachu. Celkově se jedná o hrubozrný prachovec s významnou jílovitou příměsí.

Z klastů nacházíme zejména křemen (7 %), muskovit (5 %) a zbytky vulkanických hornin (9 %), které byly z většiny přeměněny na chlorit. V hornině se také nacházejí drobné polohy rekrystalizované matrix, která nyní vykazuje anizotropní chování při pozorování ve zkřížených nikolech.

Celkově je hornina poměrně bohatá na oxidy železa. Železo způsobilo pigmentaci základní matrix a hornina tak nabývá tmavší barvy. Současně se v hornině nacházejí laminy o mocnosti několika milimetrů, kde je hornina silně pigmentovaná a téměř opakní. Téměř se nesetkáváme s železitým karbonátem. Hornina má podpurnou stavbu matrix.

Hornina: Hrubozrně prachovité přeplavené tufy s jílovou příměsí.

EJ-7

Hornina obsahuje vysoký podíl hrubozrně prachovitých klastů (17 %) a jílovitou matrix, která tvoří podpurnou stavbu horniny. Matrix je při pozorování ve zkřížených nikolech izotropní, ale místy se v ní vyskytují drobné vložky, které jsou rekrystalizované a tvoří je zejména chlorit s křemenem. Tyto vložky mají anizotropní optické vlastnosti.

Z klastů nacházíme zejména křemen (9 %) a muskovit (7 %). Podružně se setkáváme s fragmenty bulžníků (1 %). Klasty jsou jen částečně opracované. Dále se v hornině vyskytují idiomorfni jemně mikrokrystalické krystaly pyritu (3 %), tenké nesouvislé laminy oxidického železa, drobné shluky hematitu a drobné laminy tvořeny sideritem. Na kontaktu s vrstvou EJ-6 se nacházejí ichnofosilie *Bergaueria*. Do stropu vrstvy EJ-7 došlo k zahloubení organismů a následně byly jamky vyplněny sedimentem vrstvy EJ-6. Celkově je hornina středně vytříděná.

Hornina: Hrubozrně prachovité přeplavené tufy.

EJ-6

Hornina obsahuje převážně ooidy. Ooidy jsou tvořeny částečně hematitem a částečně chamozitem. Koncentrická stavba ooidů je velmi výrazná a mikroskopicky lze rozlišit vrstvičky hematitové (černé, v odraženém světle červené) a vrstvičky chamozitové (zelené až

hnědozelené). Ooidy představují naprostou většinu tělesa (76 %) a tvoří podpůrnou stavbu horniny. Jsou současně silně zkrácené ve vertikálním směru. Ooidy dosahují velikosti hrubozrnného písku.

V jádru ooidů se nacházejí v průměru jemně písčité klasty. Velikostně jsou však klasty špatně vytříděné a pohybují se v rozmezí od hrubozrnného prachu po hrubozrnný písek. Nejčastěji se jedná o křemen (cca 5 %), přičemž se setkáváme s monokrystaly, kompozitními krystaly i amorfními hmotami SiO_2 . Dále se jedná o bioklasty (cca 5 %), úlomky chloritizovaného skla (3 %), bazičtějších vulkanitů (2 %) a úlomky bulžníků (2 %). Klasty jsou subangulární. Kolem některých klastů (zejména bioklastů, ale ojedinele i kolem hyaloklastů) dochází k silicifikaci. Nacházíme tak mikrokrytalický křemité tmel lemující klasty, který je občas mikrogranulární a občas jehlicovitý.

Mezi ooidy se nachází zejména jílovitá matrix, která je silně pigmentovaná železem. Občas tedy splývá se samotnými ooidy. V některých případech dochází k silicifikaci prostor mezi ooidy a nacházíme tak mikrokrytalický křemité tmel. V nejvyšší části vrstvy na kontaktu s vrstvou EJ-5 se nachází velmi tenká nesouvislá poloha tvořena opticky anizotropním chamozitem.

Hornina: Oolitická železná ruda.

EJ-5

V matrix je rozptýleno významné množství železa, čímž hornina získala tmavý pigment. Makroskopicky má hornina modrozelenou barvu, mikroskopicky tmavě hnědou až téměř černou. Matrix představuje podpůrnou stavbu horniny a je tvořena jílovými minerály a křemenem. Při pozorování ve zkřížených nikolech se chová izotropně.

V hornině se nachází velké množství klastů, které se pohybují ve velikostní frakci od jemnozrnného do hrubozrnného prachu (cca 25 %). Jedná se zejména o křemen, muskovit a vulkanické sklo, které je ve většině případů chloritizováno. Matrix je jemně pigmentována rozptýleným oxidickým železem a dále oxidy železa tvoří tenké laminy. Současně se železo nachází ve formě pyritu, který tvoří drobné idiomorfni hrubě mikrokrytalické krystaly nebo velmi jemný pigment rozptýlený v matrix (ultramikrokrytalický). Celkem pyrit tvoří cca 6 % horniny. Občas se v hornině vyskytují drobné žilky, které jsou vyplněny železitým karbonátem, sideritem.

Hornina je středně vytríděná a klasty, které se v ní nacházejí, jsou subangulární. Prodělaly tedy částečné opracování. Na bázi vrstvy je hornina mírně hrubozrnnější a směrem do nadloží dochází ke zjemnění.

Hornina: Jílovo-prachovitá tufitická břidlice.

EJ-4

Hornina je z většiny tvořena jílovitou matrix zelené barvy, ve které je přítomen chlorit a jemnozrnný křemen. Klasty tvoří v hornině minimální podíl, jsou částečně opracované a velmi jemnozrnné. Velikostně se jedná o hrubozrnný prach cca 1 %, menší frakce splývá s matrix. Setkáváme se zejména s křemenem a bioklasty. Hornina obsahuje také malé množství opakních minerálů. Tyto minerály tvoří méně než 1 % horniny a jsou velmi jemnozrnné (krystaly dosahují velikosti hrubě až jemně mikrokystalického sedimentu). Z většiny se jedná o pyrit.

V hornině se nacházejí planárně uspořádané laminy tří typů. Laminy prvního typu jsou velmi silně pigmentovány oxidy železa a získávají tím načervenalou barvu. Laminy druhého typu obsahují o poznání méně oxidického železa a jsou mírně naoranžovělé. Laminy třetího typu oxidické železo téměř neobsahují a jsou zelené.

Místy se v hornině setkáváme se shluky oxidů železa, nejspíše tvořící hematit. Laminy výjimečně obsahují tenké vrstvy čeřin o průměrné mocnosti 1 mm. Dále se setkáváme s tenkými vrstvami krystalického karbonátu, pravděpodobně sideritu. Hornina je dobře vytríděná. Pravděpodobně došlo k sekundární silicifikaci matrix.

Hornina: Železitá jílová břidlice.

EJ-3

Hornina je tvořena laminami o mocnosti prvních milimetrů. Konkrétně můžeme vyčlenit tři různé laminy. Na bázi se nachází lamina, která je tvořena jílovitou matrix a obsahuje velké množství jemně prachovitých klastů vulkanogenního původu, které splývají s jílovitou matrix. Ojediněle dosahují klasty velikostní frakce hrubozrnného prachu (méně než 1 %). V matrix je rozptýleno významné množství oxidů železa. Hornina je tudíž tmavě zbarvená a místy je až opakní. Podpůrnou stavbu tvoří matrix. Kvůli pigmentaci oxidickým železem a jemnozrnnosti materiálu je složité určit procentuální zastoupení klastů. Z klastů nacházíme zejména křemen ve formě monokrystalů i kompozitních fragmentů, občas vykazuje undulózní zřášení. Dále nacházíme bioklasty, vulkanoklastika (bývají zpravidla chloritizované), v o něco menší míře pak nacházíme slídu a živce. Dále se setkáváme s významným podílem žilek, které jsou

vyplněny železitým karbonátem, nejspíš sideritem (cca 28 % v rámci laminy). Jedná se o jílovo-prachovou tufitickou břidlici.

Druhý typ laminy představuje břidlici, která je tvořena chamozitovou matrix a obsahuje chamozitové ooidy. Ooidy jsou zploštělé a mírně zdeformované (nejspíš v důsledku tečení materiálu). V jádrech ooidů i volně v matrix se nacházejí klasty křemene, úlomky vulkanických hornin, hyaloklasty (celkem cca 5 %) a bioklasty (cca 3 %). Velikostně jsou hrubozrnnější než klasty v předchozí lamině, průměrně jemnozrnný písek. I zde nacházíme karbonátové, nejspíš sideritové, žilky (cca 34 %). Zejména však na bázi laminy. Hojně se setkáváme s idiomorfními až hypidiomorfními krystaly sideritů s tmavě červeným až šedým jádrem a červeným až červenooranžovým jádrem. Jedná se o hrubě mikrokrytalická zrna, cca 5 % v rámci laminy. Na bázi laminy se nacházejí ichnofosilie *Bergaueria*. Lamina má podpůrnou stavbu matrix. Jedná se o železnou oolitickou rudu.

Třetí typ laminy je tvořen především zelenou jílovitou matrix, která představuje podpůrnou stavbu. V lamině nacházíme nízký podíl klastů (cca 4 %), které jsou velmi jemnozrnné (hrubozrnný prach). Jedná se zejména o křemen a dále o vulkanické sklo, které je většinou alterované. Nacházíme také drobné krystaly sideritu (jemně makrokrytalické, v rámci laminy tvoří cca 25 %), které jsou většinou xenomorfní až hypidiomorfní. Jedná se o jílovou břidlici.

Jednotlivé laminy jsou středně až dobře vytríděné, ale celkově je vrstva vytríděná středně až špatně. Klasty, které se v jednotlivých laminách nacházejí jsou velikostně vytríděné vždy v rámci konkrétní laminy. Ve všech laminách jsou klasty spíše ostrohranné a málo opracované.

Hornina: Jílovitá tufitická břidlice s polohami oolitických železných rud.

EJ-3 Čočka

Ploché protáhlé čočkovité těleso o velikosti několika centimetrů nacházející se v rámci polohy EJ-3. Na bázi čočky se nacházejí ichnofosilie *Bergaueria*. Jílovitá zelená (chloritová) matrix uzavírá ooidy. Hornina má z většiny podpůrnou stavbu matrix, místy i podpůrnou stavbu klastů. Z klastů se setkáváme nejčastěji s ooidy chamozitu, které jsou v průřezu mírně protažené nebo kruhové. Centra ooidů jsou tvořena nejčastěji úlomky vulkanických hornin a křemenem, popřípadě ortoklasem. Klasty vulkanického původu se vyskytují také volně v matrix a jsou

ostrohranné. V matrix se setkáváme občas s úlomky amorfni SiO_2 hmoty. Dále je matrix tvořena krystaly karbonátu, zejména bohatými železem, nejspíš se tedy jedná o siderit.

Dochází ke střídání poloh jemnozrnnějších a hrubozrnnějších sideritů. Jemnozrnný siderit tvoří hypidiomorfní až xenomorfní krystaly a v rámci polohy představuje cca 62 % (hrubě mikrokystalický tmel), zbylých 38 % je jílovitá matrix. Oproti tomu hrubozrnnější polohy sideritů jsou tvořeny sideritem ze 75 %, zbytek je jílovitá matrix a jedná se o jemně makrokystalický tmel, přičemž krystaly jsou idiomorfní.

Hornina je prostoupena laminami, které jsou velmi bohaté na klasty a mají podpůrnou stavbu klastů. Lamin jsou tvořeny zejména ostrohrannými úlomky vulkanických hornin a minerálních zrn vulkanického původu (křemen, živce, slída). Nacházejí se zde také velmi protáhlé hematitové a ankeritové ooidy a místy karbonátový tmel bohatý na železo (cca 36 %). Občas nelze rozpoznat, zda tmel obtéká ooidy, nebo zda je karbonát součástí ooidů. Ooidy tvoří 26 % horniny a jsou velké v průměru 0,5 mm a odpovídají střednězrnnému až hrubozrnnému písku. V rámci lamin jsou klasty o poznání hrubozrnnější než ve zbytku horniny. Ojedinele se vyskytují bioklasty. Minerální klasty a bioklasty tvoří cca 8 % horniny a velikostně spadají do frakce střednězrnného písku. Zbylých asi 30 % tvoří jílovitá matrix. Celkově je hornina velmi špatně vytríděná.

Hornina: Železná ruda s významnou příměsí tufitického materiálu.

EJ-2

V rámci horniny dochází ke střídání tenkých lamin, které lze makroskopicky barevně rozlišit. Makroskopicky lze odlišit laminy zelené, šedozelelé a železem bohaté oranžovohnědé. Mikroskopicky se od sebe jednotlivé laminy liší také mineralogicky.

Prvním typem jsou laminy s jílovitou matrix, ve které se nacházejí jemnozrnné klasty. Setkáváme se s malým množstvím křemene a slíd. Lamin mají podpůrnou stavbu matrix. Klasty tvoří přibližně 1 % objemu laminy a pohybují se ve velikostní frakci jemnozrnného prachu. Lamina je místy prostoupena oxidy železa. Dále jsou prostoupeny drobnými křemennými žilkami, popřípadě i kalcitovými žilkami.

Druhý typ lamin, který se v břidlici vyskytuje, má charakter hrubozrnného mikrokystalického karbonátu (48 %) s jílovitou příměsí. Místy jde zřejmě o dolomit či kalcit a místy o siderit. Lamina je heterogenně prostoupena železem. Občas dochází k precipitaci

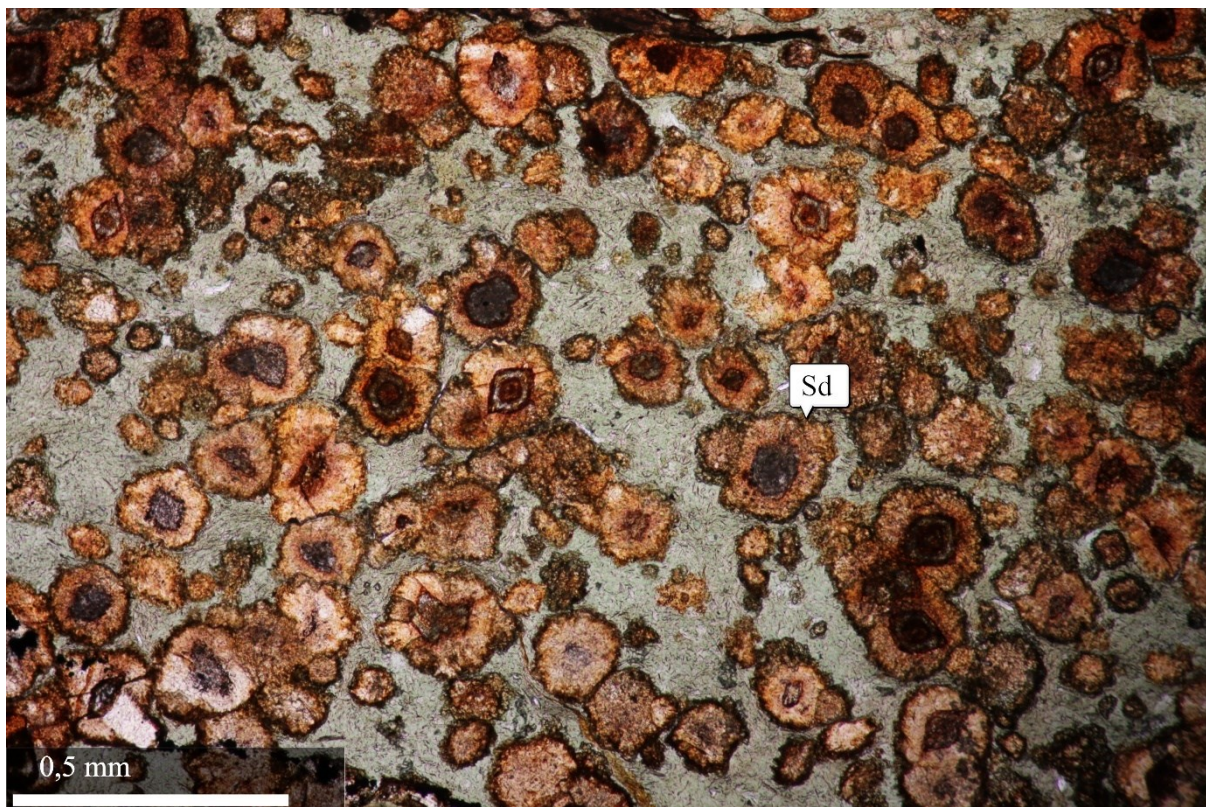
hematitových fází. Ojediněle (5 %) se setkáváme s ostrohrannými klasty vulkanického materiálu, velikostně odpovídajícími hrubozrnnému prachu.

Setkáváme se také s laminami třetího typu, které obsahují jílovitou matrix (47 %) s obsahem karbonátových, špatně opracovaných zrn, nejčastěji dolomitu, kalcitu a sideritu. Karbonát tvoří cca 49 % a jedná se o hrubě mikrokrytalický až jemně makrokrytalický sediment. V matrix se nacházejí úlomky vulkanického původu (4 %). Nejčastěji se jedná o křemen, podružně slídy, ortoklas a fragmenty vulkanických hornin; velikostně jde o hrubozrnný prach. Klasty jsou neopracované a ostrohranné a mívají obal tvořený oxidy železa, nejspíše hematitem.

Setkáváme se také s drobnými (od 0,2 do 3 mm) čočkovitými tělesy krytalického sideritu, který je významně hrubozrnnější než ostatní karbonátová zrna. Zrna mají idiomorfnní jádro obrostlé dalšími krystaly sideritu. Sideritové polohy jsou tvořeny ze 72 % jemně makrokrytalickým sideritem a prostor mezi nimi vyplňuje jílovitá matrix (viz *Obrázek 9*).

Laminy do sebe prstovitě zapadají a jejich mocnosti se pohybují od cca 0,5 mm do 6 mm. Klasty obsažené v hornině jsou středně až špatně opracované, celkově je hornina středně vytříděná.

Hornina: Tence laminovaná tufitická břidlice.



Obrázek 9: Poloha v rámci vrstvy EJ-2 tvořena jílovitou matrix (zelená) a krystaly sideritu (Sd). Foceno při zvětšení 10x/0,25 v IIN. Vlastní foto.

EJ-1

Základní matrix je tvořena jílovými minerály (nejspíše illit, chlorit) a obsahuje karbonátovou příměs, kdy karbonát tvoří mikrokrytalické laminy. Nejčastěji se jedná o siderit. Matrix je světle zelená, místy bílošedá, popřípadě načervenalá, pokud obsahuje více železem bohatého karbonátu. Místy je matrix rekrystalizovaná a vykazuje anizotropní vlastnosti.

Hornina obsahuje malé množství klastů (přibližně 10 %). Zejména se jedná o křemen a slídy, v ojedinělých případech ortoklas. Občas se setkáváme s fragmenty jiných hornin, které jsou tvořeny z většiny křemenem. Křemen často vykazuje undulózní zřášení. Ve svrchních polohách téměř nenacházíme bioklasty, ty postupně přibývají ve spodních polohách (celkem cca 1 %). Jedná se především o fragmenty schránek ramenonožců. Celkově lze říci, že jsou klasty spíše ostrohranné a velmi málo opracované. Bioklasty nacházíme také fragmentované. Klasty dosahují ojediněle velikostí střednězrnného písku, ale většinou se pohybují ve velikostní frakci hrubozrnného prachu. Dále hornina obsahuje ooidy, které tvoří z celkové horniny přibližně 20 %.

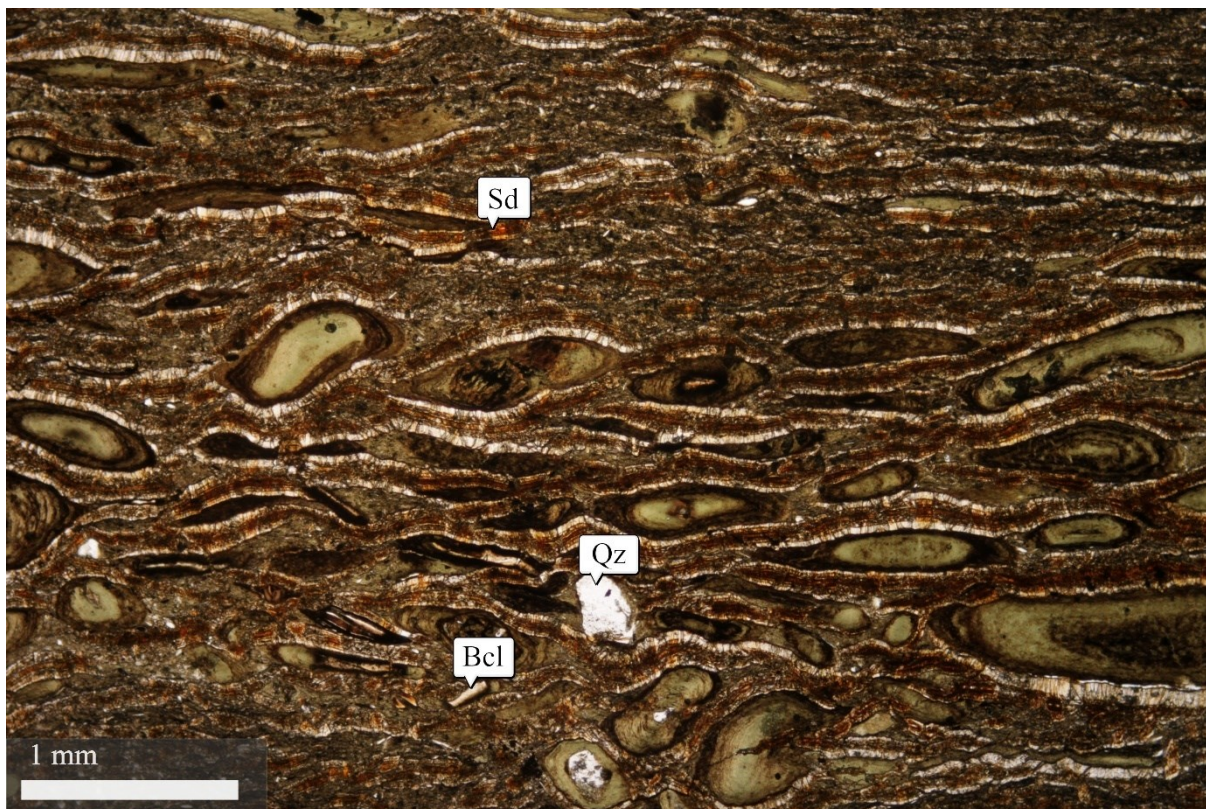
V hornině se nacházejí laminy (makroskopicky červené či červenohnědé), které obsahují velké množství karbonátu. Jedná se o siderit s kalcitovým lemem. Místy se mění i množství a zrnitost klastů. A to tak, že v nadloží se nachází méně jemnozrnnějších klastů a směrem do podloží hornina hrubne a klastů přibývá. Současně jsou ve spodních polohách větší i ooidy a karbonát tvoří větší krystaly. Laminy jsou bohaté na karbonát a ooidy viz *Obrázek 10*.

Další typ laminy je bohatý na chloritové ooidy. Ooidy jsou silně protažené a zdeformované, často do sigmoidního tvaru (průměrná velikost je cca 0,6 mm). Uvnitř ooidů se občas vyskytuje tenká karbonátová lamela. Častěji ale našedlé či světle hnědé mikrokrystaly karbonátu (dolomit, siderit) obrůstají ooidy.

Fragmenty vulkanických hornin, které se v hornině nacházejí, jsou často chloritizované a z většiny jsou tvořeny kompozitním křemenem. Velmi často se setkáváme také s fragmenty buližníků. Vulkanoklastika dosahují zpravidla velikostí prachovité frakce. Ojedinele se můžeme setkat s valouny (velikostně v řádu prvních centimetrů), které jsou tvořeny velmi hrubozrnným křemenem. Může jít o úlomky terigenního původu. Valouny jsou dobře opracované a zaoblené a obsahují kalcitové žilky.

Laminy v hornině jsou planárně uspořádány. Deformaci lamin zaznamenáváme, pokud se poblíž nachází větší klast. Pak jsou laminy zdeformovány v podloží i nadloží klastu. Celkově je hornina středně vytřídění.

Hornina: Železná ruda s tufitickou příměsí.



Obrázek 10: Nejvýše položená vrstva klabavského souvrství EJ-1. Lamina tvořena zejména chamositovými ooidy a karbonátovými laminami. Červenohnědý siderit (Sd), lemovaný kalcitem. V jádru ooidů se nachází nejčastěji křemen (Qz) a bioklasty (Bcl). Foceno při zvětšení 4x/0,10 v IIN. Vlastní foto.

EJ+1

Bazální lavice železných oolitických rud šareckého souvrství. Dochází ke střídání zelených a červených poloh, přičemž zelená hmota do sebe uzavírá fragmenty červené hmoty. Enkláva hematitové rudy uzavřená v chloritové rudě je ilustrována na *Obrázku 11*.

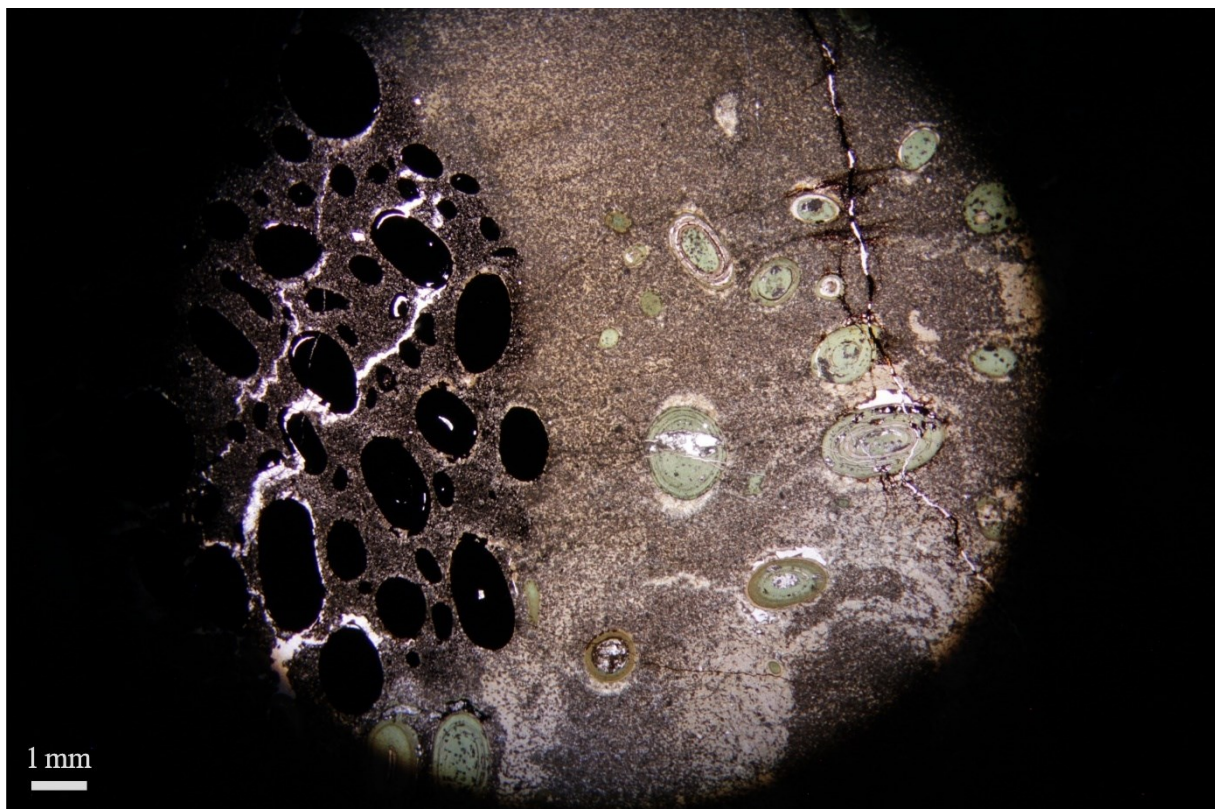
Hematitové (červené) fragmenty obsahují velké množství ooidů (cca 45 %), zatímco chamositové ooidy tvoří občas shluky a občas se vyskytují samostatně. Ooidy jsou v průřezu mírně eliptické nebo kruhové. V centru ooidů se nachází zejména křemen či karbonát. Kolem ooidů se občas vyskytují lemy tvořeny mikrokrystalickým křemenem nebo kalcitem, popřípadě obojím.

Hornina má podpůrnou stavbu matrix, která je karbonátová. Místy je karbonát tvořen dolomitem, místy je obohacen o oxidy železa. Může mít tedy naoranžovělou až červenohnědou barvu. Nejspíš se pak jedná o siderit. Mezi ooidy se občas nachází i hrubozrný mikrokrystalický karbonátový tmel. Krystaly karbonátu jsou z většiny hypidiomorfní. Matrix

má místy jílovitou příměs. Celkem ooidy tvoří přibližně 24 % horniny a můžeme u nich sledovat oscilační zonálnost.

Zatímco ooidy mají v průměru kolem 1 mm a velikostně tedy odpovídají hrubozrnné písčité frakci, ostatní klasty nacházející se v matrix spadají do jemnozrnné až hrubozrnné prachové frakce. Jedná se zejména o křemen, živce, slídy, popřípadě fragmenty vulkanických hornin (2 %). Klasty uvnitř ooidů i v matrix jsou ostrohranné a špatně opracované. Horninu prostupují drobné žilky vyplněny křemenem či oxidy železa.

Hornina: Oolitická železná ruda (ferrolit).



Obrázek 11: Černé ooidy tvořeny hematitem, zelené ooidy tvořeny chamositem. Karbonátový tmel převážně sideritový (černý), dolomitový (šedý). Foceno při zvětšení 1x/0,04 v IIN. Vlastní foto.

EJ+2

Hornina je ve výbruse převážně nazelenalá (způsobeno přítomností chloritu, nejspíš chamositu), obsahuje červenohnědé laminy oxidů železa (hematitové). Laminy nemají paralelní orientaci, jsou mírně chaoticky uspořádané.

Ve výbrusu lze sledovat shluky ooidů železitých fází. Ooidy jsou tvořeny sideritem a chamozitem, mají kruhový až eliptický průřez. Často ovšem bývají deformované do sigmoidního tvaru. Zahnutí ooidů pak kopíruje směr lamin. Někdy se setkáváme i fragmentovanými ooidy. V centru ooidů se nachází zejména křemen, úlomky vulkanických hornin, popřípadě ortoklas. Na ooidech jsou viditelné koncentricky uspořádané linie (oscilační zonálnost) a bývají v některých případech lemovány krystalickým křemenem a karbonátem (nejspíš kalcitem). Ooidy tvoří přibližně 17 % horniny a průměrně dosahují velikosti 0,5 mm, tedy frakce střednězrnného až hrubozrnného písku, ostatní klasty představují podíl přibližně 2 %, velikostně odpovídají jemnozrnnému až hrubozrnnému prachu.

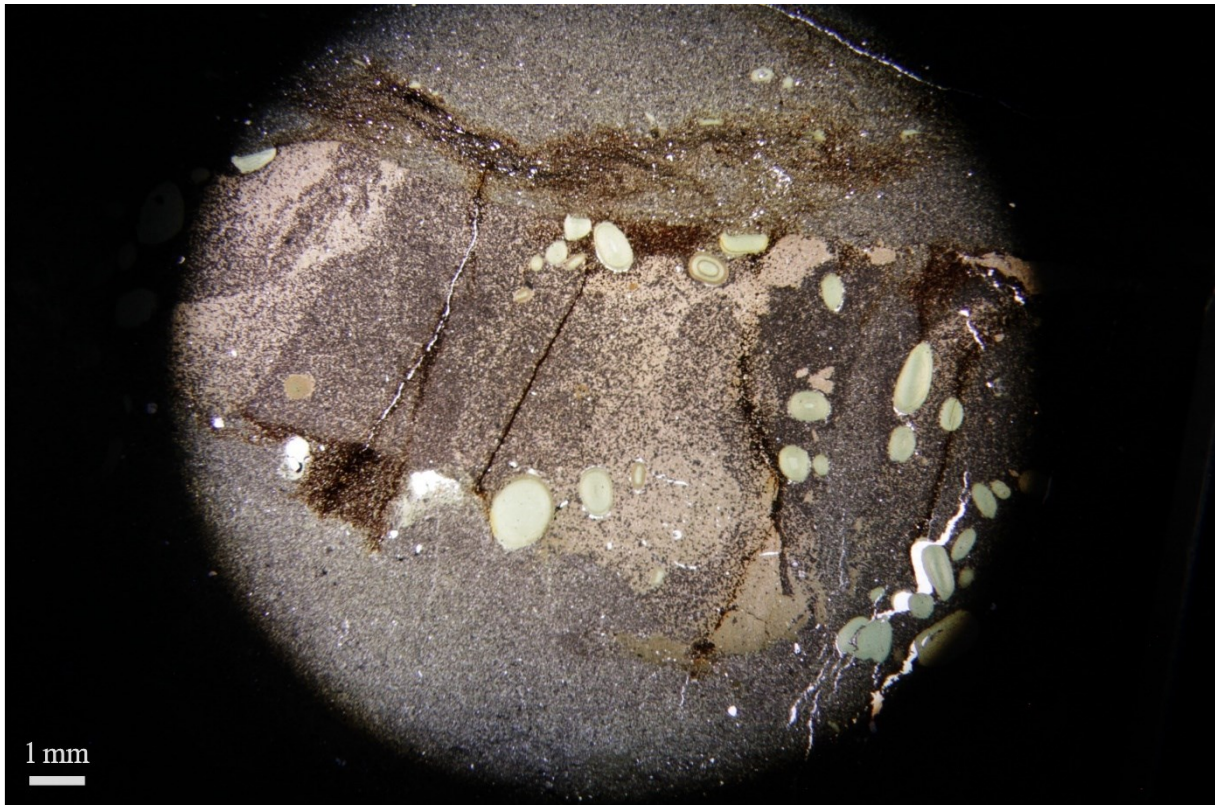
Hornina má podpůrnou stavbu matrix, která je tvořena karbonátem s příměsí jílových minerálů, popřípadě jde o tmel z hrubozrnného mikrokrystalického karbonátu. Z karbonátů se setkáváme se světle šedými fázemi (nejspíš dolomit, kalcit) a dále pak s železem bohatým karbonátem (siderit). Zrna karbonátu jsou hypidiomorfní až idiomorfní. Ooidy se vykytují ve shlucích a prostor mezi ooidy bývá vyplněn tmelem. Oblasti bez ooidů jsou vyplněny jílovitou matrix s nízkým podílem karbonátu. Tato jílovitá matrix obsahuje značné množství klastů, zejména křemen, ortoklas, úlomky vulkanických hornin a slídy (muskovit). Klasty nacházející se v matrix i v centru ooidů jsou ostrohranné a celkově je hornina středně až špatně vytríděná.

V matrix se nacházejí také žilky vyplněny kalcitem, popřípadě mikrožilky vyplněny křemenem. Kolem žilek je hornina nabohacena oxidy železa.

Hornina: Oolitická železná ruda (ferrolit).

EJ+2 Fosfátová nodule

Nachází se v železných rudách šareckého souvrství. Pod mikroskopem není téměř znatelný rozdíl mezi nodulí a okolní rudou. Matrix je jílovitá s karbonátovými klasty (dolomit, siderit). Oproti okolní hornině je matrix jílovitější a obsahuje méně karbonátu. Ooidy o velikosti cca 0,5 mm tvoří přibližně 9 % nodule, jílovitá matrix reprezentuje 47 %, hrubozrnný mikrokrystalický karbonátový tmel cca 40 % a zbylá cca 4 % připadají na ostatní klasty, především křemen, o velikosti hrubozrnného až jemnozrnného prachu. V noduli jsou znatelné jílové a karbonátové laminy. První typ je tvořen téměř výhradně jílovými minerály, přechází v druhý typ postupným přibýváním karbonátu, až je následující lamina tvořena téměř výhradně karbonátem (viz *Obrázek 12*). Nodule má v příčném řezu přibližně 100 mm².



Obrázek 12: Fosfátová nodule ze šárecké železné rudy. Ve výbrusu jsou patrné zelené chamositové ooidy, narůžovělá jílovitá matrix a karbonátový (dolomitový, sideritový) tmel. Foceno při zvětšení 1x/0,04 v IIN. Vlastní foto.

4.1.3. Rentgenová difrakční analýza

Na lokalitě Ejpovice bylo z profilu vybráno šest typických vzorků, ze kterých byla provedena analýza pomocí práškové RTG difrakce. Metoda doplňuje poznatky o mineralogii hornin, jelikož na základě optické mikroskopie nebylo vždy možné jednoznačně určit daný minerál a stanovit jeho množství. Vzorky byly vybrány tak, aby reprezentovaly jednotlivé litotypy, které se na lokalitě Ejpovice vyskytují a pravidelně se opakují. Konkrétně se jedná o vzorky přeplavených tufů (EJ-21), tufitickou břidlici (EJ-18), železné oolitické rudy (EJ-19, EJ-1 a EJ+2) a tufitickou železitou břidlici (EJ-14).

EJ-21 Střední část

Vrstva přeplavených tufů klabavského souvrství. Z RTG difrakční analýzy vyplývá, že je hornina tvořena ze 40 % křemenem, 38 % tvoří železitý dolomit, 8 % ortoklas, 5 % chlorit

(nejspíš manganatý klinochlor), 4 % titanit, 3 % anatas a 2 % muskovit. Difraktogram představuje *Obrázek 13*.

EJ-19

Železná oolitická ruda klabavského souvrství. Mineralogicky je ruda tvořená převážně křemenem, který je zastoupen 89 %. Dále hornina obsahuje 4 % hematitu, 2 % železitého dolomitu, 2 % chamozitu, 1 % muskovitu a 1 % titanitu. Difraktogram je vyobrazen na *Obrázku 14*.

EJ-18

Jemnozrnná tufitická břidlice klabavského souvrství. Dle RTG difrakce je patrné, že horninu tvoří z většiny ankerit (42 %). Vzhledem k podobnosti záznamů se může jednat také o dolomit. Významnou část horniny představuje křemen (36 %) a chamozit (19 %). Podřadně se setkáváme s muskovitem (2 %), kalcitem (1 %) a anatasem (1 %). Difraktogram je znázorněn na *Obrázku 15*.

EJ-14

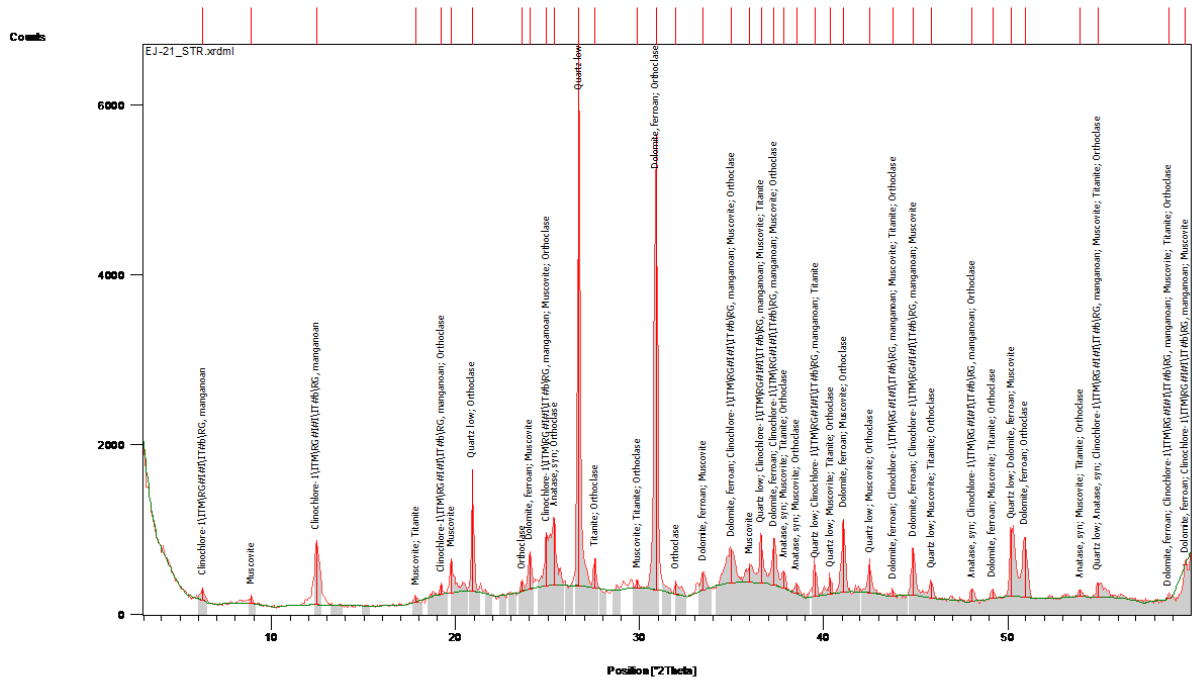
Železitá tufitická břidlice klabavského souvrství. Na základě RTG difrakční analýzy je patrné, že břidlici tvoří z 67 % křemen, z 12 % hematit, 12 % reprezentuje draslíkem chudý seladonit, 5 % chamozit, 3 % anatas a 1 % kalcit. Difraktogram je znázorněn na *Obrázku 16*.

EJ-1

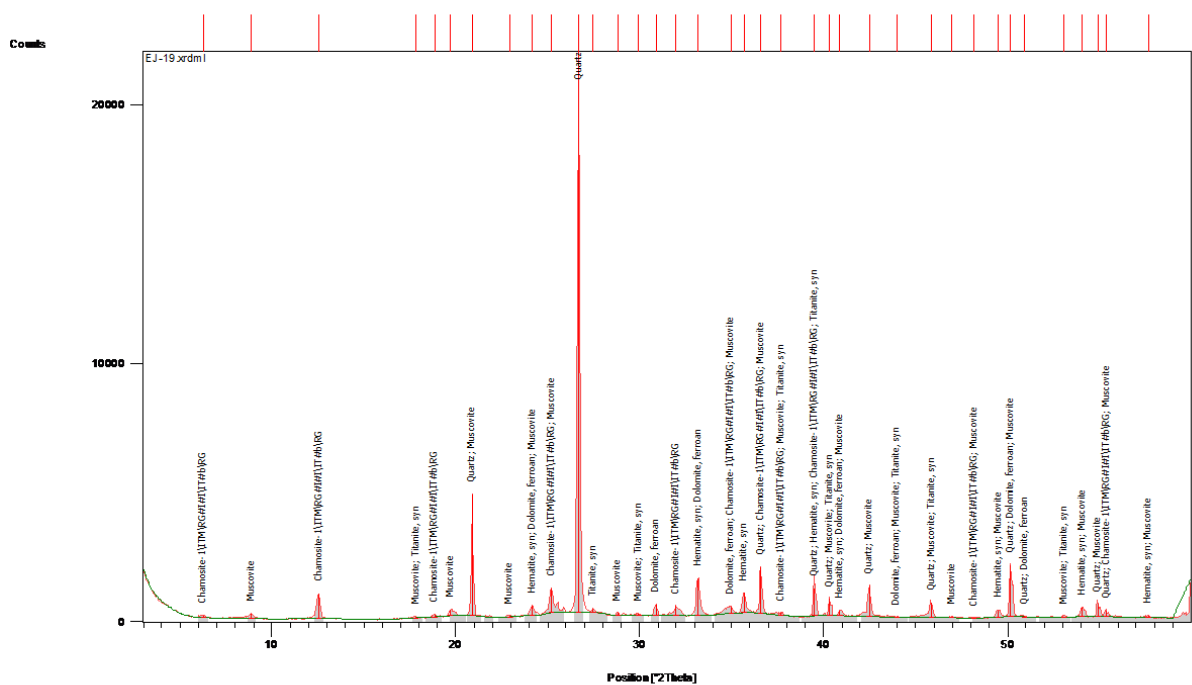
Železná oolitická ruda klabavského souvrství. Železnou rudu tvoří z 55 % siderit, z 16 % muskovit, ze 14 % chamozit, ze 13 % křemen a ze 2 % hematit. Difraktogram je vyobrazen na *Obrázku 17*.

EJ+2

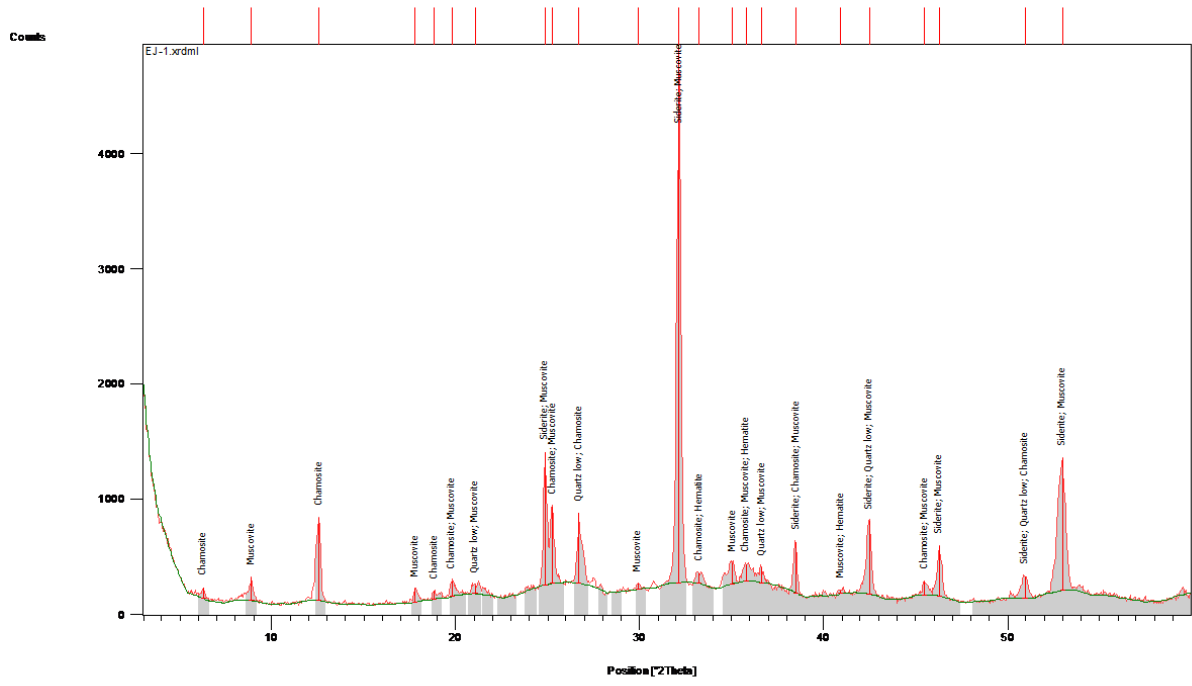
Železná oolitická ruda šáreckého souvrství, makroskopicky červenošedá. Hornina je z většiny tvořena křemenem, který představuje 42 %, druhou nejvýznamnější fází je hořečnato-vápenatý siderit představující 29 %. Dále hornina obsahuje 17 % chamozitu, 6 % hematitu a 6 % muskovitu. Difraktogram je znázorněn na *Obrázku 18*.



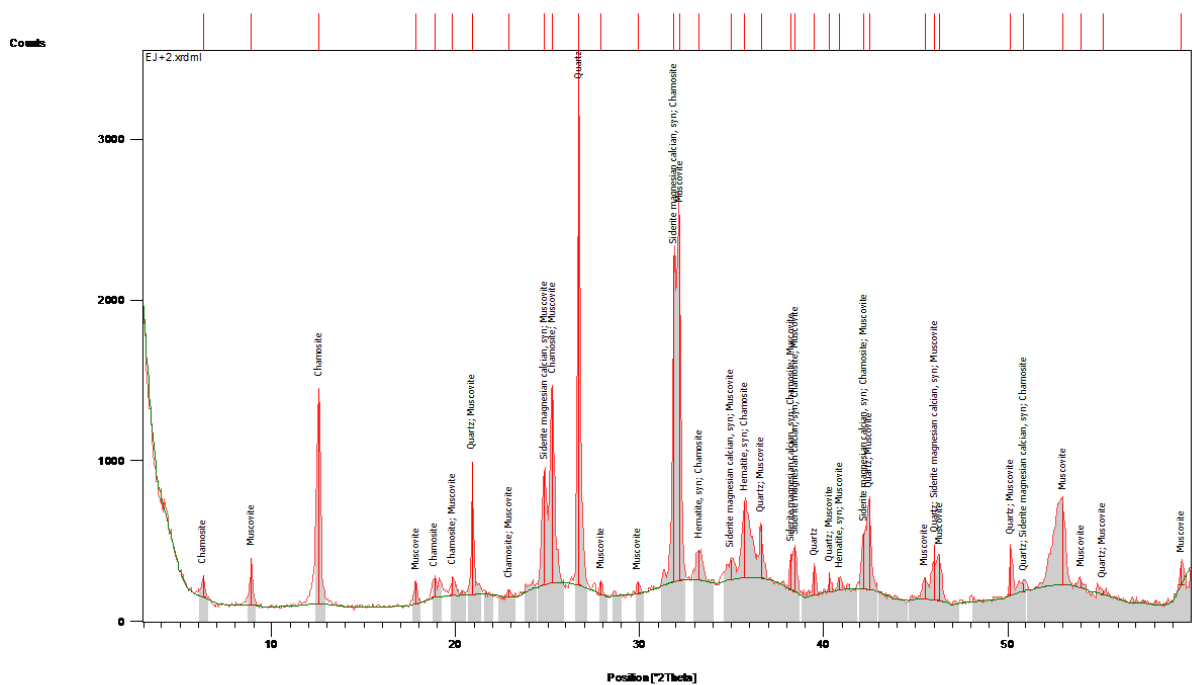
Obrázek 13: Difraktogram vzorku přeplavených tufů (EJ-21 Střední část). Vypracoval Viktor Goliáš (ÚGMNZ).



Obrázek 14: Difraktogram vzorku oolitických železných rud (EJ-19). Vypracoval Viktor Goliáš (ÚGMNZ).



Obrázek 17: Difraktogram vzorku železných oolitických rud (EJ-1). Vypracoval Viktor Goliáš (ÚGMNZ).



Obrázek 18: Difraktogram vzorku železné oolitické rudy (EJ+2). Vypracoval Viktor Goliáš (ÚGMNZ).

4.2. Lokalita Strašice

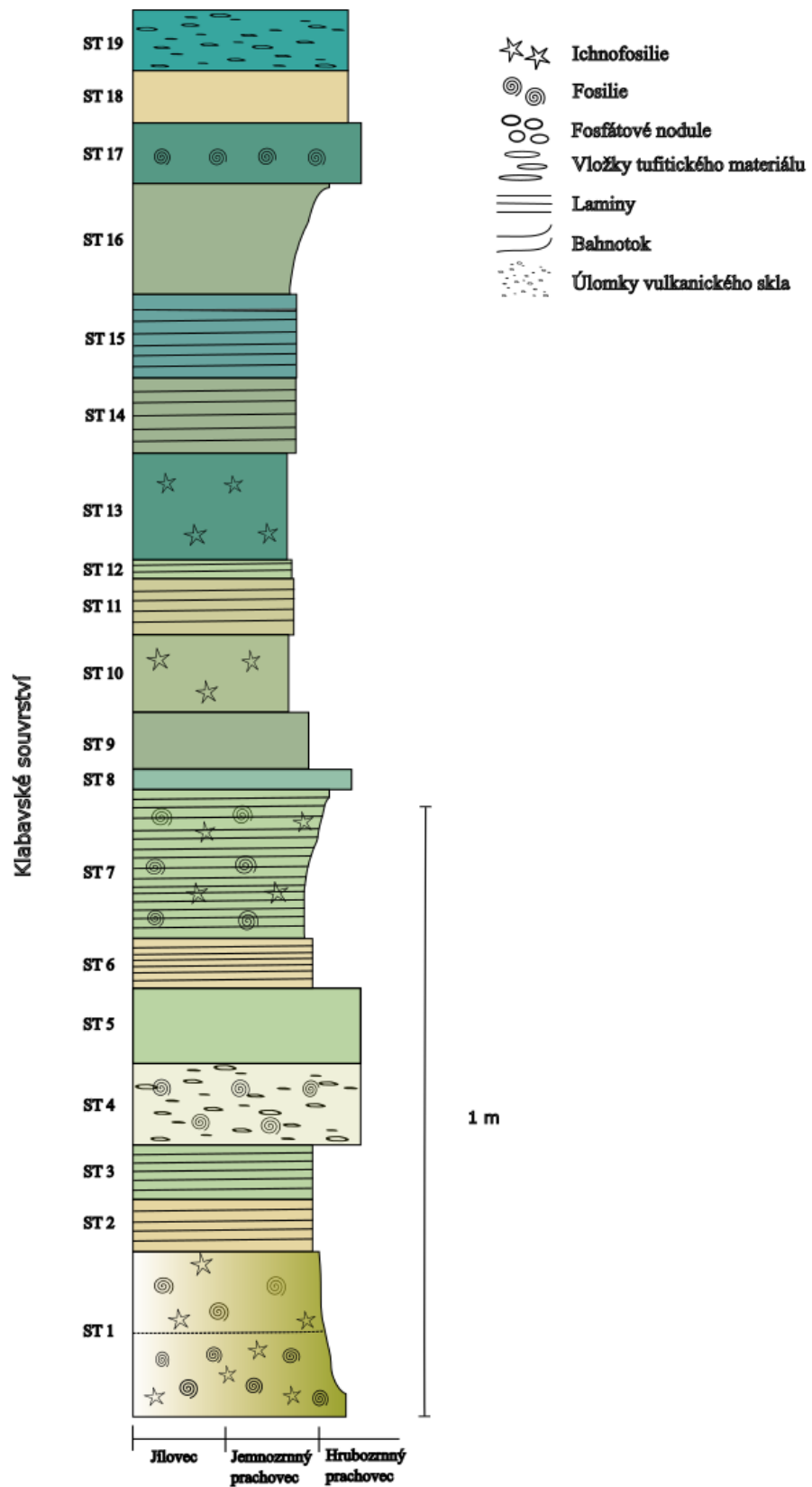
Lokalita leží východně od obce Strašice v Plzeňském kraji. Profil se nachází v příkopu u pole na severozápadní straně polní cesty Strašice – Těně. Souřadnice lokality jsou 49°44'48,756“ s. š., 13°46'35,357“ v. d. K jeho odkrytí bylo potřeba mělké vybagrování. Oblast je silně tektonizována a vrstvy mají průměrný směr sklonu 150/35. Četné jsou také pukliny s orientací 330/62 (viz *Obrázek 19*).

Profil Strašice má mocnost přibližně 260 cm a je tvořen přeplavenými tufy a tufitickými břidlicemi klabavského souvrství. Došlo zde k uložení masivních vrstev tufů, které představují gravitační proudy. Polohy bahnotoků se střídají s masivními nebo laminovanými polohami přeplavených tufů a tufitických břidlic, popřípadě zjílovatělých břidlic. Stratigrafická kolonka lokality je vyobrazena na *Obrázku 20*. Makroskopický petrografický popis jednotlivých vrstev profilu obsahuje *Tabulka 2*.

Na rozdíl od profilu Ejpovice zde nedochází k rytmickému střídání poloh železných rud a přeplavených tufů. Železo je však přítomno téměř ve všech vrstvách profilu. Makroskopicky se projevuje žlutohnědým či zeleným zabarvením hornin a limonitovými povlaky. Masivní lavice železných rud, které jsou charakteristické pro hranici klabavského a šareckého souvrství nejsou v profilu zachyceny. Volné bloky železné rudy se nacházejí na polích v bezprostřední blízkosti profilu. Strop profilu se tedy mohl stratigraficky nacházet v těsném podloží železných rud (diskutováno níže).



Obrázek 19: Profil Strašice u polní cesty do Těni při pohledu k jihozápadu. Vzhledem ke sklonu vrstev se báze profilu nachází v pravé spodní části snímku a pokračuje doleva nahoru směrem do nadloží. Foto z archivu Petra Krafta.



Obrázek 20: Profil na lokalitě Strašice.

4.2.1. Petrografický popis

Souvrství	Název	Mocnost	Popis
Klabavské	ST 19	10 cm	Hrubozrnné přeplavené tufy, tmavé modrošedé a zelenošedé, obsah úlomků vulkanického skla.
	ST 18	8 cm	Hrubozrnné (prachovité až písčité) přeplavené tufy, žlutohnědé, okrové, silně limonitizované.
	ST 17	10 cm	Hrubozrnné přeplavené tufy, tmavé šedo zelené, fosiliferní.
	ST 16	20 cm	Masivní přeplavené tufy, žlutozelené barvy, prachovité, ve spodní části jemnozrnnější, hrubnou směrem do nadloží. Obsahují tenké hnědo oranžové laminy železitých oxidů.
	ST 15	16 cm	Jemnozrnné prachovité místy zjílovatělé přeplavené tufy, zelenomodré, tence laminované.
	ST 14	14 cm	Jemnozrnné tence laminované prachovité až jílovité přeplavené tufy, zeleno-hnědožluté.
	ST 13	20 cm	Jemnozrnné tufitické břidlice, prachovité, obsahují ichnofosilie <i>Chondrites</i> , zelenošedé.
	ST 12	5 cm	Modrozelené a žlutozelené velmi jemnozrnné zjílovatělé tufy, jemně laminované. Obsahují ichnofosilie <i>Chondrites</i> , vyplněny železitémi fázemi. Limonitové povlaky.
	ST 11	10 cm	Žlutohnědé jemně laminované přeplavené tufy, jemnozrnné prachovité až jílovité.
	ST 10	12 cm	Žlutozelené jemnozrnné prachovité až jílovité tufitické břidlice, obsahují ichnofosilie <i>Chondrites</i> .
	ST 9	9 cm	Jemnozrnné prachovité tufitické břidlice, masivní, tmavě šedo zelené. Střídání světlejších a tmavších lamin.
	ST 8	5 cm	Hrubozrnné prachovité až písčité masivní přeplavené tufy, tmavě zelené až šedo zelené.
	ST 7	27 cm	Mocná lavice hrubozrnných laminovaných modro-žlutozelených přeplavených tufů, fosiliferní, obsahuje ichnofosilie <i>Bergaueria</i> . Při bázi jemnozrnně prachovitá, směrem do nadloží hrubnoucí až písčitá. Silně limonitizovaná.

	ST 6	7 cm	Žlutohnědé až nazelenalé laminované tufy. Dochází ke střídání tmavších a světlejších lamin. Přepravené, jemnozrně prachovité.
	ST 5	12 cm	Masivní přepravené tufy, hrubozrně prachovité, tmavě zelené až šedozelelé.
	ST 4	14 cm	Masivní lavice šedozelelých přepravených tufů, fosiliferní, obsahuje úlomky vulkanického skla.
	ST 3	10 cm	Jemnozrně prachovité místy zjílovatělé přepravené tufy, zelené, jemně laminované.
	ST 2	9 cm	Jemnozrně prachovité přepravené tufy, jemně laminované, světlé žluto-oranžovohnědé.
	ST 1	32 cm	Masivní lavice přepravených tufů. Ve spodní části tmavší šedozelelá až zelená, hrubozrně prachovitá až písčítá, bohatý obsah fosilií (zejména trilobiti a ramenonožci) a ichnofosilií <i>Chondrites</i> , <i>Planolites</i> a <i>Tomaculum</i> , směrem do nadloží se zjemňující, ve svrchní části hrubozrně až jemnozrně prachovitá, méně fosiliferní, světlejší žlutohnědá.

Tabulka 2: Makroskopické popisy jednotlivých poloh profilu Strašice. Báze profilu je reprezentována vrstvou ST 1 a nejmladší vrstva je ST 19. Celý profil je považován za součást klabavského souvrství.

4.2.2. Optická mikroskopie

ST 2

Hornina obsahuje vysoké procento klastů, zejména křemene (60 %) a bioklastů (8 %). Jedná se o úlomky ramenonožců velikosti střednězrného až hrubozrného písku. Křemen občas vykazuje undulózní zhášení. Některé klasy křemene dosahují velikostí jemnozrného písku, z většiny se však klasy pohybují ve velikostní frakci jemnozrného prachu a významná část je součástí matrix. Dále se jedná o zbytky vulkanických hornin, obvykle odpovídající velikostí jemnozrnému písku (cca 2 %), vulkanické sklo, které je výrazně zvětralé a dochází k přeměně na jílové minerály. Velikostně se jedná o hrubozrný prach tvořící 1 % objemu horniny. Dále se jedná o slídy, zejména muskovit ale podružně i biotit, které představují méně než 1 %.

Nacházíme také kalcitové úlomky, nejspíše se jedná o zbytky živočišných schránek (1 %). Klasy jsou špatně opracované a vytrídění sedimentu je také špatné.

Setkáváme se tenkými tmavšími laminami, které jsou bohaté oxidy železa. Železo v hornině tvoří také drobné shluky, náhodně rozmístěné v sedimentu. Laminy jsou chaoticky uspořádané. Ojedinele se setkáváme i s ooidy velikosti střednězrného písku (cca 2 %), které jsou také bohaté na železo. Tvořeny jsou převážně železnatým karbonátem (sideritem), jejich tvar je značně protažený a zahnutý. Centra ooidů jsou tvořena nejčastěji tufitickým materiálem, který je značně zjílovatělý. Podružně jsou centra ooidů tvořena i jinými klasy, například křemenem.

Hornina: Jemnozrně až hrubozrně prachovité přeplavené tufy.

ST 3

Hornina je převážně tvořena přeplavenými tufy klabavského souvrství, základní hmota je tvořena jílovitou až jemně prachovitou světle hnědou až žlutohnědou matrix, která představuje podpůrnou stavbu horniny. V hornině dochází ke střídání jemnozrnějších a hrubozrnějších poloh. Celkově je hornina velmi špatně vytríděná a klasy jsou ostrohranné a neopracované.

V jemnozrnějších laminách se setkáváme se zastoupením přibližně 55 % velmi jemnozrných klastů, převážně jemnozrného až hrubozrného prachu. Zejména se jedná o tufitickou složku (35 %), která je často zjílovatělá a tvoří také základní hmotu. Dále se jedná o klasy křemene 20 %, podružně slídy a úlomky jiných hornin, oboje v zastoupení méně než 1 %. Nacházíme také opakní minerály, nejspíš s vysokým obsahem železa, které tvoří méně než 1 % objemu horniny. Kromě železitých minerálů se setkáváme i s oxidy železa (17 %), které jsou rozptýleny v základní hmotě a tvoří téměř čočkovité útvary o velikosti hrubozrného prachu až jemnozrného písku. Tyto čočkovité útvary jsou oproti okolnímu sedimentu výrazně tmavší a mají barvu tmavě hnědou až červenohnědou. Vrstva obsahuje také fragmenty schránek organismů, většinou ramenonožců. Bioklasy jsou velmi sporadické, tvoří méně než 1 % objemu horniny. Hornina má podpůrnou stavbu matrix.

Hrubozrnější laminy mají také podpůrnou stavbu jemnozrně prachovité až jílovité matrix. V základní hmotě se nevyskytuje tolik jemnozrného křemene, převažuje tufitická složka (25 %), ale také je v ní obsaženo vysoké procento klastů, zejména křemene (15 %), ooidů (15 %), větších úlomků vulkanických hornin (13 %) a bioklastů (3 %). Klasy jsou ostrohranné a velikostně i složením nevytríděné. Křemen a tufy jsou také součástí základní hmoty a

nacházíme je od velikostí jemnozrnného prachu, přes hrubozrnný prach až po ojedinělé klasty jemnozrnného písku. Ooidy jsou silně protažené a zahnuté, velikostí se jedná o střednězrnný písek.

Třetí typ lamin má nejhrubozrnnější charakter a má nazelenalou barvu, což bylo zřejmě způsobeno přítomností redukováného železa. Oproti ostatním laminám se zde setkáváme s hrubozrnnější matrix, odpovídající jemnozrnnému prachovci s menším obsahem jílovité složky. Přítomny jsou klasty křemene (15 %), bioklasty (5 %), chloritové ooidy (10 %), čočky oxidů železa (12 %), úlomky vulkanických hornin (2 %) a zbytky zjílovatělých tufů (24 %). Podpůrnou stavbu tvoří matrix.

V hornině také nacházíme několik milimetrů velké úlomky, které představují vulkanické sklo, jsou ovšem kompletně zjílovatělé. Tyto úlomky tvoří přibližně 5 % celkového objemu horniny, vyskytují se shlukovitě a jsou ostrohranné nebo mírně alterované na okrajích a mírně rozpraskané.

Hornina: Hrubozrnně prachovité zjílovatělé přelavené tufy.

ST 4

Přelavené tufy, obsahují polohy o různé zrnitosti, přičemž jejich vnitřní stavba je velmi chaotická (viz *Obrázek 21*). Jílovitá matrix tvoří z většiny podpůrnou stavbu horniny. Ovšem v rámci tělesa dochází k chaotickému míšení hrubozrnnějších a jemnozrnnějších poloh, které se liší také obsahem matrix. V některých oblastech má hornina až podpůrnou stavbu klastů.

Světlejší hrubozrnnější polohy s vyšším obsahem a větší rozmanitostí klastů uzavírají útržky tmavší jemnozrnnější tufitické hmoty o velikostech hrubozrnného písku až po několik milimetrů, která je tvořena téměř výhradně tufitickým materiálem, z většiny zjílovatělým a obsahuje menší množství křemene (cca 15 %). Jiné klasty se téměř nevyskytují.

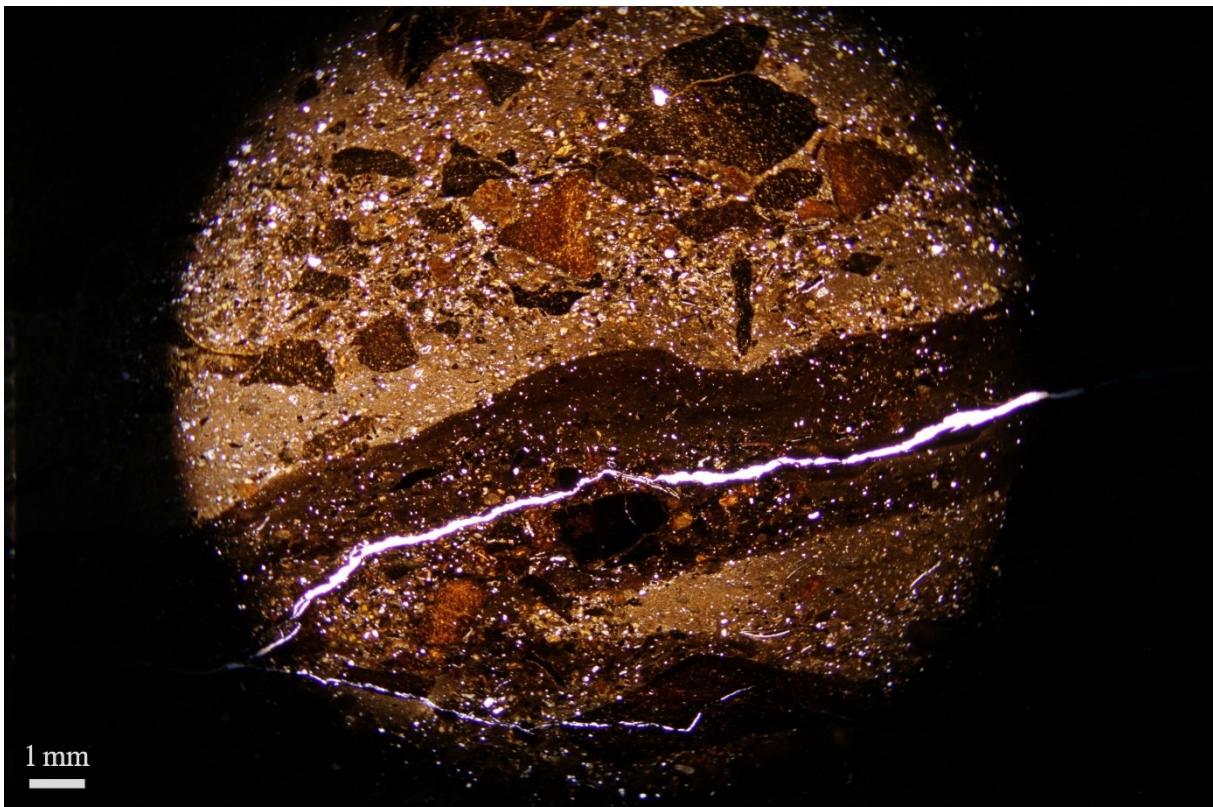
Světlejší hmota obsahuje vysoký podíl klastů křemene (cca 23 %), zjílovatělého vulkanického skla (přibližně 40 %) a malé množství bioklastů (cca 5 %) Jedná se zejména o úlomky ramenonožců. Dále nacházíme slídy, ty však tvoří méně než 1 %. Klasty nacházející se v hornině jsou z naprosté většiny ostrohranné a špatně opracované, zejména u bioklastů a menších úlomků hornin je znatelná silná fragmentace. Schránky často bývají obrostlé drobnými krystaly kalcitu. Kalcit v ojedinělých případech může obrůstat i jiné klasty. Bioklasty nacházíme ve velikostní frakci zejména střednězrnného písku až jemnozrnného písku, zatímco ostatní klasty odpovídají hrubozrnnému prachu až jemnozrnnému písku.

Přibližně 3 % objemu horniny tvoří výrazně větší fragmenty vulkanických hornin, které dosahují velikosti až několika milimetrů. Tyto výrazně větší fragmenty jsou dobře opracované a zaoblené. Oproti tomu se setkáváme s větším množstvím malých fragmentů vulkanitů, které se většinou pohybují ve velikostní frakci hrubozrnného prachu, popřípadě jemnozrnného až střednězrnného písku. Fragmenty těchto velikostí jsou ostrohranné, bez známek většího opracování.

Podružně se setkáváme i s opakními minerály železa (1 %). Železo je v rozptýlené podobě obsaženo v matrix, což způsobuje její žlutohnědé až světle hnědé zbarvení. Současně se v hornině vyskytují tenké laminy železitých fází, které jsou chaoticky uspořádány, stejně jako ostatní struktury. Kromě lamin tvoří oxidy železa také shluky, které se volně vyskytují v sedimentu, popřípadě obrůstají některé klasty.

Celkově je hornina špatně vytríděná a převládající ostrohrannost a špatná zaoblenost klastů indikuje krátký transport materiálu.

Hornina: Hrubozrnně prachovité přelavené tufy s jemnozrnně písčitou příměsí.



Obrázek 21: Vrstva ST 4. Útržky tmavší hmoty uzavřené ve světlejší hmotě. Jílovitá matrix s obsahem tufitického materiálu. Foceno při přiblížení 1x/0,04 v IIN. Vlastní foto.

ST 6

Jemně laminované zjílovatělé tufy. Laminy jsou planárně orientované a střídají se tmavší, mírně nazelenalé, jemnozrnější a světlejší, žlutohnědé, o něco hrubozrnější laminy. Barva je dána obsahem železa, které je rozptýleno v podobě oxidů v základní hmotě.

Většinu horniny tvoří prachovitá matrix, která představuje podpůrnou stavbu horniny. Hojně se vyskytují také klasty, z většiny se jedná o křemen (13 %), dále o bioklasty (cca 2 %) a velmi ojediněle o jiné minerály (méně než 1 %), které byly původně součástí fragmentů vulkanických hornin. Náhodně se setkáváme a úlomky kalcitu (méně než 1 %), které mohou být zbytky fosilních schránek. V základní jílovité hmotě nacházíme také velmi jemnozrný křemen a zbytky vulkanodetritického materiálu, který je ze značné části zjílovatělý. Vulkanodetritický materiál se nachází i v podobě klastů a celkově tvoří většinu objemu horniny (57 %).

Klasty odpovídají velikostní frakci jemnozrného písku, častěji však hrubozrného prachu a v případě křemene a tufitického materiálu mohou přecházet do frakce jemnozrného prachu a tvořit tak částečně základní matrix. Obecně je hornina středně vytríděná a klasty jsou spíše špatně opracované a ostrohranné.

Hornina: Hrubozrně prachovité přeplavené tufy.

ST 7

V hornině sledujeme střídající se světle hnědé a o něco tmavší tenké laminy. Liší se obsahem železa, které je ve formě oxidů rozptýleno v základní hmotě. Většinu horniny tvoří jílovitá matrix, která tvoří současně i podpůrnou stavbu horniny.

Ve stavbě horniny převládá tufitický materiál, který byl přeměněn na jílové minerály a křemen. Je tedy součástí základní hmoty. Jedná se zejména o vulkanické sklo, popřípadě úlomky jiných vulkanických hornin či tmavé minerály a plagioklasy (celkem cca 5 %). Z klastů se setkáváme převážně s vulkanoklasty. Nejčastěji se jedná o vulkanické sklo, buď ve formě jílovité až jemně prachovité, popřípadě je součástí základní hmoty, nebo ve formě klastů hrubozrně prachovité velikosti (cca 25 %). Dále se setkáváme s velmi jemnozrným křemenem, z většiny velikosti jemnozrného až hrubozrného prachu, který je součástí základní hmoty (cca 16 %).

V hornině se nacházejí fragmenty schránek ramenonožců (cca 3 %). Velikostně nalézáme bioklasty v hrubě prachovité frakci. Bioklasty často bývají z jedné strany, někdy i

z obou stran, obrostlé mikrokrystalickým kalcitovým tmelem. Přibližně 1 % objemu horniny tvoří krystaly sideritu. Zrna jsou idiomorfni a velikostně jemně mikrokrystalické.

Ve výbruse sledujeme mírnou změnu v zrnitosti, a sice hrubnutí směrem do nadloží. Spolu s hrubnutím klastů přibývá množství křemene v hornině. U křemene lze výjimečně sledovat undulózni zhášení a setkat se lze i s amorfními hmotami SiO₂. Klasty jsou zpravidla špatně opracované a hornina je složením i z hlediska velikosti klastů středně vytríděná.

Hornina: Jemnozrně prachovitě, tence laminované argilitizované přeplavené tufy.

ST 9

Oproti předchozím vrstvám je hornina o něco jemnozrnější. Makroskopicky lze sledovat náznak laminování. Mikroskopicky jsou laminy výraznější a liší se od sebe zrnitostí. Jemnozrnější laminy obsahují nižší procento klastů a klasty jsou jemně prachovitě, ojediněle (cca 7 %) hrubozrně prachovitě. Hrubozrnější laminy obsahují o poznání více klastů, které jsou ve velikostní frakci hrubozrného prachu až jemnozrného prachu a tvoří podpůrnou stavbu horniny.

Hornina obsahuje jílovitou, popřípadě jemně prachovitou matrix, která tvoří většinu horniny. Jedná se zejména o mírně zjílovatělý tufitický materiál, ve kterém je rozptýleno železo. To je v hornině zastoupeno buď relativně homogenně, nebo tvoří povlaky (shluky) kolem jiných klastů, či tvoří drobné laminy.

Z klastů dominuje křemen, který představuje 25 % v hrubozrnějších laminách a 18 % v jemnozrnějších laminách. Bývá zpravidla ve velikostní frakci jemnozrného prachu, pouze ojediněle dosahují klasty větších rozměrů. Dále nacházíme tufitický materiál, který v hrubozrnějších laminách tvoří 23 % a v jemnozrnějších laminách splývá s matrix. Klasty křemene jsou ostrohranné. Setkáváme se také s amorfními formami SiO₂, kalcitem, v minimálním množství se slídou a zbytky vulkanických hornin. Tyto klasty tvoří dohromady přibližně 3 % horniny.

V malém množství se setkáváme s výrazně většími klasty, které zdeformovaly podložní laminy, které jsou jinak uspořádány planárně. V nadloží klastů došlo také k deformaci lamin během následné sedimentace. Tyto neobvykle velké klasty o velikosti střednězrného a jemnozrného pískovce byly původně úlomky vulkanických hornin. Dnes jsou silně zvětralé a místo nich nacházíme jílovitou hmotu nebo amorfní sklovité hmoty.

Klasy jsou většinou ostrohranné, popřípadě středně opracované, výrazně hrubozrnné úlomky jsou poměrně dobře opracované i zaoblené. Sediment je středně vytríděný. Občas se setkáváme s drobnými čeřinami o velikosti prvních milimetrů.

Hornina: Jemnozrnně prachovitá tufitická břidlice.

ST 12

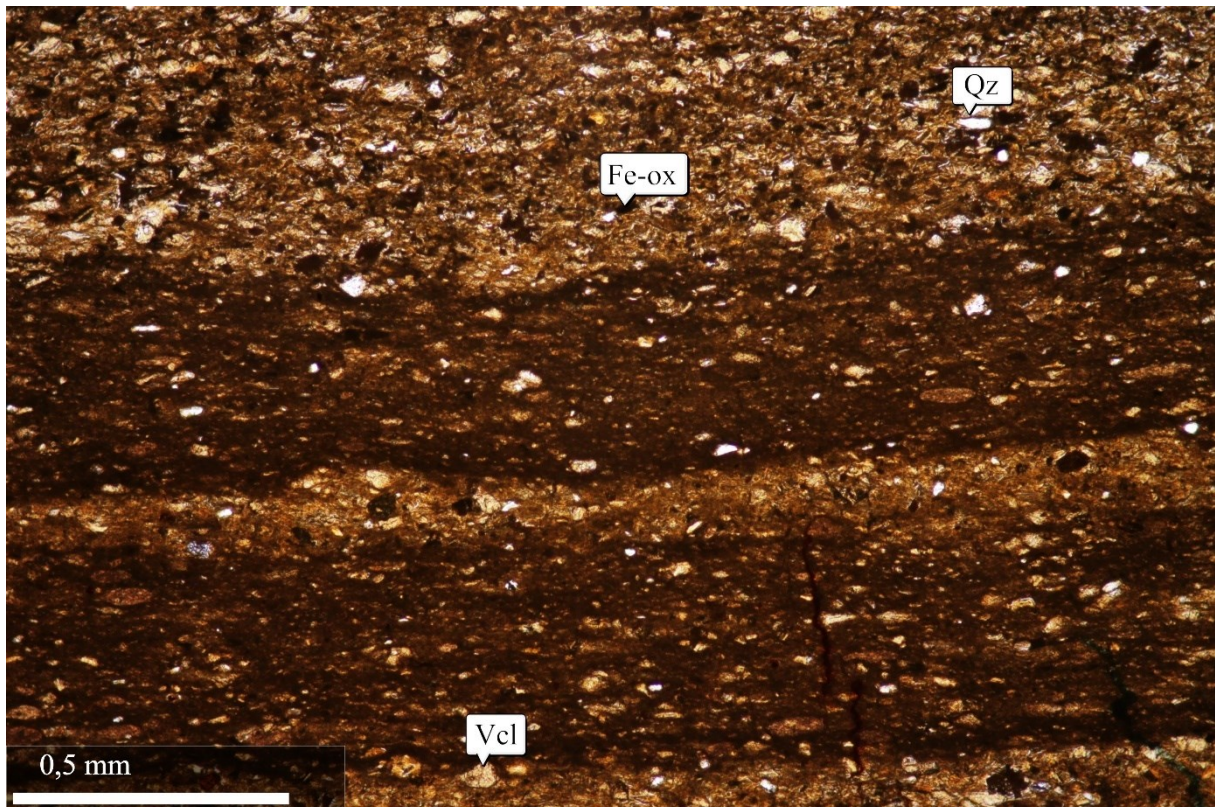
Hornina obsahuje laminy, které se od sebe liší v makroskopickém měřítku barvou, v mikroskopickém měřítku zrnitostí a procentuálním zastoupením klastů. Hrubozrnnější laminy obsahují větší množství hrubozrnnějších klastů ve frakci hrubozrnně prachovité až jemnozrnně písčité (55 %) a menší podíl matrix (cca 45 %), zatímco jemnozrnnější laminy obsahují vyšší procento jílovité až jemně prachovité matrix (70 %) a méně jemně prachovitých až hrubozrnně prachovitých klastů (30 %).

Z většiny je hornina tvořena jílovitou matrix, která v jemnějších laminách tvoří podpůrnou stavbu, zatímco hrubozrnnější laminy mají podpůrnou stavbu klastů. Laminy jsou znázorněny na *Obrázku 22*. V matrix jsou rozptýleny sloučeniny železa, které udávají její žlutohnědou až světle hnědou barvu. Oxidy železa občas tvoří samostatné tenké laminy. Hrubozrnnější a jemnozrnnější polohy jsou v hornině uspořádány víceméně paralelně, zejména v hrubozrnnějších polohách jsou stopy po míšení materiálu, kde jsou patrné čočkovité útržky jemnozrnnějších poloh, které uzavírá hrubozrnnější materiál. Klasy v hornině jsou ostrohranné a špatně opracované. Vytrídění horniny je špatné.

Hornina celkově obsahuje vysoké procento úlomků vulkanického původu, zejména tufy (60 %) a úlomky vulkanických hornin (3 %), dále křemen (15 %) a v malém množství i drobné klasy slídy (méně než 1 %). Úlomky vulkanických hornin jsou z naprosté většiny zjílovatělé. Setkáváme se s poměrně vysokým obsahem vulkanického skla, které bylo z většiny také přeměněno na jílové minerály.

Z klastů často nacházíme křemen, a to v podobě úlomků krystalického křemene, popřípadě velmi jemnozrnného křemene, který je součástí základní hmoty. Dále se setkáváme s amorfními hmotami SiO₂. V malém množství se v hornině vyskytují také bioklasy (cca 1 %). Jedná se zejména o úlomky schránek trilobitů a ramenonožců. Hornina obsahuje také nízké procento (2 %) opakních minerálů, které jsou tvořeny zejména oxidy železa, nejspíše hematitem.

Hornina: Hrubozrnně prachovité, laminované, přeplavené tufy.



Obrázek 22: Střídání světlejších a tmavších lamin v rámci vrstvy ST 12 v důsledku obsahu železa. Železo v podobě oxidu tvoří také drobné shluky (Fe-ox). Z klastů se setkáváme zejména s vulkanoklasty (Vcl) a křemenem (Qz). Foceno při přiblížení 10x/0,25 v IIN. Vlastní foto.

ST 14

Žlutohnědé až naoranžovělé přeplavené tufy. Makroskopicky jsou patrné nepříliš výrazné laminy, ovšem mikroskopicky lze jasně rozlišit laminy dle obsahu železa a zrnitosti. Setkáváme se s tmavšími laminami, které jsou prosycenější oxidy železa a obsahují jemnozrnnější klasty. Světlejší laminy obsahují hrubozrnnější klasty a méně železa, které je rozptýleno v základní hmotě. Popřípadě nacházíme polohy, které jsou výrazně hrubozrnnější a díky přítomnosti železa mírně nazelenalé.

Celkově je hornina hrubozrnnější. Obsahuje vysoké procento klastů hrubozrnně prachovité až jemnozrnně písčité frakce. Jílovitá složka tvoří minoritní část horniny a je součástí jinak jemně prachovité matrix, která tvoří podpůrnou stavbu. Z klastů se setkáváme přibližně v 8 % s křemenem, a to v několika velikostních frakcích. Nejjemnozrnnější splývá se základní hmotou, dále jemnozrnně prachovitá až hrubozrnně prachovitá převládá v jemnozrnnějších laminách a jemnozrnně písčitá dominuje v hrubozrnnějších laminách. Oproti tomu velmi ojedinělé klasty kalcitu, představující méně než 1 % objemu horniny, se všechny nacházejí ve

velikostní frakci hrubozrnného prachu. Vyskytují se také vulkanoklastika, zejména stejných velikostí jako křemen; ojediněle mají úlomky až několik milimetrů. Vulkanoklastika tvoří většinu horniny (cca 50 %).

Oxidy železa tvoří v hornině tenké laminy a náhodně se vyskytující shluky. Pravděpodobně se jedná o hematit. Zejména v jemnozrnnějších laminách se setkáváme také s idiomorfními krystaly sideritu, které mají typicky tmavší jádro a světlejší okraj. Siderit tvoří krystaly o velikostech odpovídající hrubě mikrokrytalickému sedimentu a představuje cca 4 % objemu horniny.

Hornina je středně vytríděná a klasty, které se v ní nacházejí jsou ostrohranné a špatně opracované, s výjimkou výrazně velkých vulkanodetritických fragmentů, které jsou zpravidla dobře opracované až kulovité.

Hornina: Hrubozrnně prachovité přeplavené tufy.

ST 16

Hornina je tence laminovaná, dochází ke střídání světlejších, žlutohnědých a tmavších, světle hnědých lamin. Tmavší laminy jsou obecně o něco jemnozrnnější, obsahují nižší procento klastů velikostně hrubozrnného prachu a mají vyšší podíl základní jílovité až jemně prachovité matrix. Vzhledem k tomu, že je v matrix obsaženo železo ve formě oxidů, zabarvení lamin je tmavší. Světlejší laminy mají vyšší zastoupení klastů, které jsou o něco hrubozrnnější než v předchozím případě a nižší podíl matrix, která obsahuje o něco méně železa. Proto je zabarvení lamin světlejší. V případě obou lamin představuje matrix podpůrnou stavbu horniny.

Z klastů nacházíme křemen (cca 15 %), zejména se jedná o ostrohranné, špatně opracované fragmenty o velikosti hrubozrnného prachu. Ve velmi malém množství se setkáváme s drobnými klasty slídy (méně než 1 %), častěji se jedná o muskovit, ale ojediněle se objevuje i biotit. Významně je zastoupena tufitická složka (zejména vulkanické sklo), která je částečně přeměněna na jílové minerály. Celkově tufitická složka představuje přibližně 55 % objemu horniny. Tufy tvoří klasty nejčastěji o velikosti hrubozrnného prachu, ale vyskytují se také jako jemnozrnný prach a přecházejí do jílovité frakce, čímž tvoří významnou součást matrix. Ojediněle (méně než 1 %) nacházíme úlomky amorfního SiO_2 . Ty zpravidla odpovídají velikosti hrubozrnného prachu až jemnozrnného písku, ale vyskytují se i velmi drobné úlomky. Vzácně se v sedimentu nacházejí i bioklasty, přibližně 2 %. Jedná se o drobné úlomky zejména nepřilíš fragmentovaných ramenonožců.

Kromě střídání lamin světlejších a tmavších můžeme narazit i na tenké laminy tvořené oxidy železa. Tyto laminy sledují stejný trend jako ostatní laminy a jsou planárně uspořádané. Železo se kromě lamin vyskytuje v sedimentu i ve formě shluků oxidů železa (cca 20 %) a ojediněle (necelé 1 %) tvoří vlastní opakní minerály.

Hornina je celkově jemnozrná, až na ojedinělé případy hrubších klastů. Vytřídění sedimentu z hlediska velikosti částic a typů klastů je střední. Celkově sledujeme trend hrubnutí směrem do nadloží.

Hornina: Jemnozrně prachovité přelavené tufy.

ST 17

V hornině se střídají dva typy poloh. První z nich obsahuje více železa, které je ve formě oxidů rozptýleno v základní matrix. Přítomné klasty jsou všeobecně větší, odpovídající jemnozrnému až střednězrnému pískovci, a také zde nacházíme vyšší procento úlomků vulkanických hornin a zejména zjílovatělých zbytků vulkanického skla než v druhém typu polohy. Klasty tvoří podpůrnou stavbu polohy.

Druhá poloha je převážně jemnozrně prachovitá až jílovitá, tvoří ji zejména tufitický materiál a obsahuje hrubozrně prachovité klasty, hlavně křemen a hyaloklasty. V jílovité matrix je obsaženo méně železa. Poloha má podpůrnou stavbu matrix. Obě polohy jsou částečně promíchané. Z části tvoří nelineární a chaoticky uspořádané laminy a částečně tvoří ostrůvky.

Z klastů, které se v hornině nacházejí, tvoří naprostou většinu tufitický materiál, který je částečně zjílovatělý a je součástí základní hmoty (cca 56 %). Oproti tomu ostatní klasty, zejména křemen, tvoří podřízené množství (cca 15 %).

Sediment obsahuje přibližně 2 % bioklastů, které představují úlomky schránek ramenonožců a jiné neurčitelné fragmenty. Celkově je hornina velmi špatně vytříděná a klasty jsou neopracované.

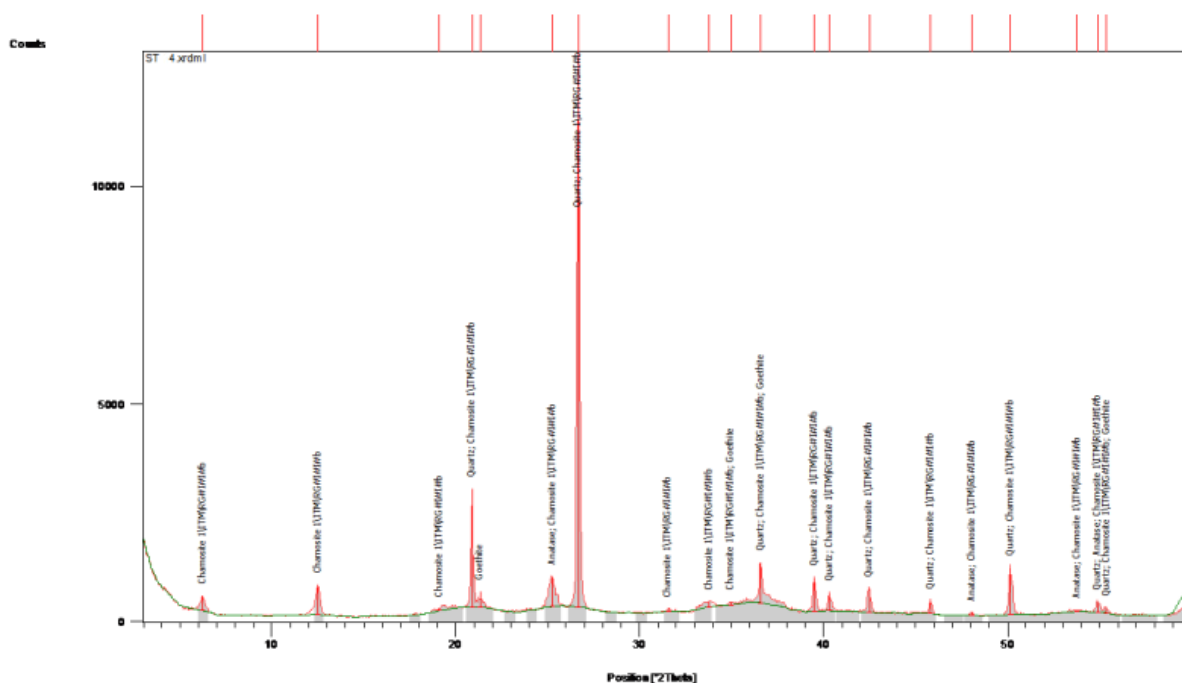
Hornina: Jemnozrně písčité přelavené tufy s hrubozrně prachovitou příměsí.

4.2.3. Rentgenová difrakční analýza

Pro lokalitu Strašice byly vybrány dva vzorky, které byly podrobeny RTG difrakční analýze. Z předchozí kapitoly popisující mikroskopii výbrusů je patrné, že se mineralogie příliš nemění. Z tohoto důvodu byly vybrány právě dva vzorky, které mají dokumentovat základní litotypy, které se na lokalitě opakují. Jedná se o masivní přeplavené tufy (vzorek ST 4) a laminované argilitizované přeplavené tufy (vzorek ST 7).

ST 4

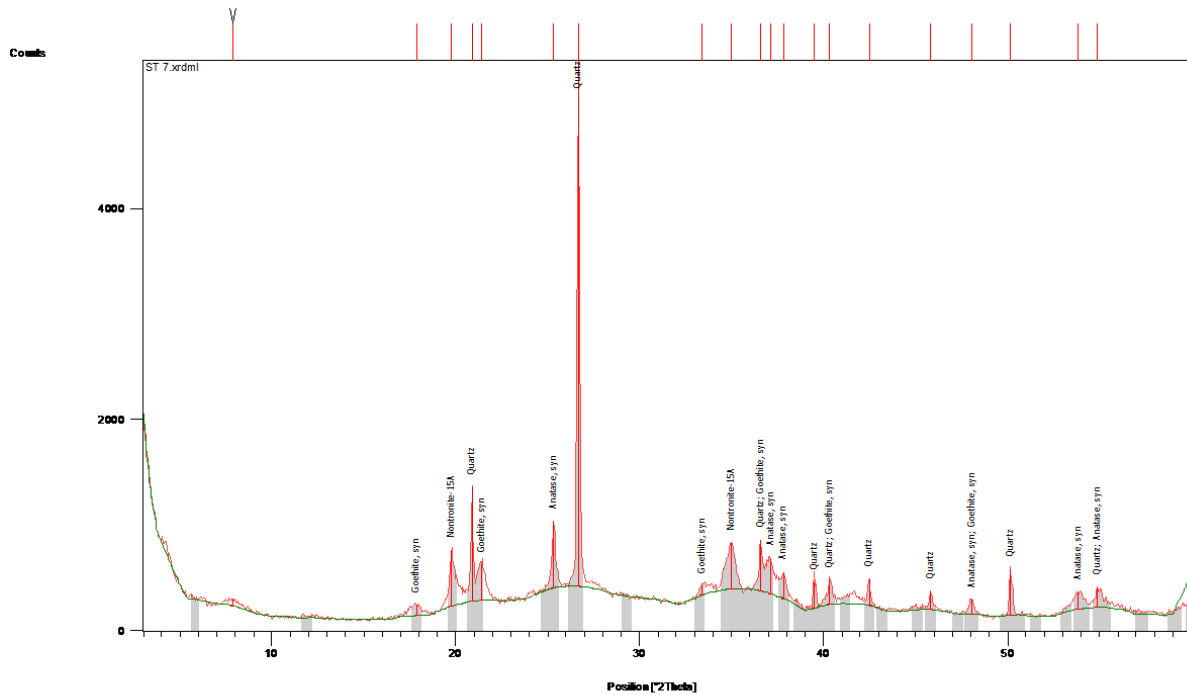
Vzorek masivních přeplavených tufů je tvořen z 80 % křemenem, 9 % tvoří chamozit, 9 % goethit a 2 % anatas. Difraktogram je vyobrazen na *Obrázku 23*.



Obrázek 23: Difraktogram vzorku přeplavených tufů klabavského souvrství, vzorek ST 4. Vypracoval Viktor Goliáš (ÚGMNZ).

ST 7

Vzorek laminovaných přeplavených tufů je z převážné většiny tvořen křemenem, který představuje 78 %. Dalším významným minerálem je nontronit (9 %). Záznam v difrakci vykazuje také smíšené struktury jílových minerálů. Může se jednat o směs illit-chlorit nebo illit-smektit (nelze určit s jistotou). Dále se v hornině nachází goethit (6 %) a anatas (6 %). Difraktogram je vyobrazen na *Obrázku 24*.



Obrázek 24: Difraktogram vzorku laminovaných přelavených tufů klabavského souvrství, vzorek ST 7. Viktor Goliáš (ÚGMNZ).

5. Diskuse

V rámci této studie byly detailně zdokumentovány dvě modelové lokality zachycující hraniční interval klabavského a šareckého souvrství ordoviku pražské pánve spadající do nejvyššího arenigu, tj. na hranici dapingu a darriwilu. Jedná se profily v Ejpovicích a ve Strašicích, které se obě nacházejí v jihozápadní části pražské pánve. Obě lokality reprezentují sled vulkano-sedimentárních hornin, který je tvořen převážně přelaveným tufitickým materiálem a sedimentárními železnými rudami. Vzhledem k rozdílné pozici v rámci pánve a vzdálenosti od vulkanického centra reprezentují lokality dvě odlišné oblasti s odlišným faciálním vývojem.

5.1. Společná charakteristika profilů

Pro oba profily je typické střídání masivních těles přelavených tufů a tufitů s polohami přelavených tufů a tufitických břidlic, mnohdy laminovanými. Masivní lavice bývají zpravidla hrubozrnnější a obsahují struktury po míšení hmot. Pravděpodobně se jednalo o gravitační

proudy, nejspíše bahnotoky. Laminované polohy oproti tomu představují sedimentaci ze suspenze a bývají zřetelně jemnozrnnější.

Tufitický materiál, který tvoří většinu vrstevního sledu na obou lokalitách, je často přeměněn na jílové minerály. V některých případech je však možné rozpoznat devitrifikované hyaloklasty, což dokazuje, že vulkanismus musel mít aspoň z části subaerický charakter.

V sedimentu se nacházejí také klasty detritického křemene, který pochází ze starších hornin. V případě lokality Ejpovice to dokazuje přítomnost buližníkových úlomků, které jsou lokálního původu (Kukal 1963) a pocházejí s největší pravděpodobností z buližníkového útesu, který se vyskytuje v bezprostřední blízkosti lokality Ejpovice. Křemen přítomný v horninách v některých případech vykazuje undulózni zhášení, popřípadě se setkáváme i s polykrystalickým křemenem, což indikuje, že zdrojové horniny prodělaly slabou metamorfózu (Basu et al. 1975).

Obě lokality obsahují především špatně až středně vytríděné horniny, což dokazuje významné množství argilitizovaného tufitického materiálu. Klasty jsou většinou angulární až subangulární. Lze usoudit, že materiál prodělal krátký transport, během kterého nedošlo k přílišnému opracování zrn či vytrídění sedimentu (Kukal 1986). V malé míře se v horninách nacházejí silně fragmentované bioklasty. Identifikováni byli ramenonožci a jehlice hub, ve většině případů se však jedná o neurčitelné fosilní zbytky. Vrstvy bývají z většiny případů sterilní, na obou profilech se vyskytuje pouze několik fosiliferních poloh. Na obou lokalitách se vyskytují v některých polohách hojně ichnofosilie. Zvláště typické jsou mělké kruhové jamky řazené k ichnorodu *Bergaueria*.

Pro obě lokality je charakteristický vysoký obsah železa v tufitických polohách. Zpravidla bývá rozptýleno v matrix v podobě pigmentu, nebo tvoří vlastní minerály, zejména hematit, minerály chloritové skupiny (nejčastěji chamozit), goethit, siderit, limonit a pyrit. Železo se tedy v horninách vyskytuje v oxidovaném i v redukovaném stavu.

5.2. Petrografická charakteristika a interpretace profilu Ejpovice

Na profilu Ejpovice bylo zaznamenáno střídání poloh železných rud s polohami tufů a tufitických břidlic. Tento sedimentární sled reprezentuje nejvyšší polohy klabavského souvrství, konkrétně ejpovického členu. Šárecké souvrství je zastoupeno nadložními lavicemi oolitických železných rud. Železo bývá přítomno i v rámci tufů a tufitických břidlic v podobě

hematitového pigmentu, který je rozptýlen v matrix, nebo v podobě chamozitu. Zejména ve spodních částech profilu se setkáváme s hematitem, oxidickým železem způsobujícím červené zabarvení, přičemž k oxidaci železa došlo krátce po uložení sedimentu (Tucker 2001). Ve vyšších polohách klabavského souvrství a současně i polohách železných rud šareckého souvrství se setkáváme s železem, které je vázáno na chlorit, nejčastěji chamozit. Sloučeniny železa v redukované formě mají zelenou barvu. Díky přítomnosti chamozitu lze vyvodit, že klima v době sedimentace bylo aridní a mírné až chladné (Tucker 2001).

Existuje několik možných hypotéz ohledně vzniku chamozitu: 1) Chamozit představuje primární strukturu (Tucker 2001). 2) Původně se jednalo o hematit, který byl následně redukován v důsledku migrace podzemních vod (Tucker 2001) nebo v důsledku omezené cirkulace vody v lagunárním prostředí (Einsele 1992). Vzhledem k tomu, že se setkáváme s oxidovanou i redukovanou formou železa, zdá se pravděpodobnější druhá varianta, tedy že došlo k redukcí hematitu. Rudy šareckého souvrství mají červený vzhled, ovšem při detailním zkoumání lze rozeznat míšení černých a červených hmot. Černá hmota zpravidla uzavírá enklávy červené hmoty o velikosti několika centimetrů. Mikroskopicky pak lze rozeznat, že červená hmota představuje hematit a černá hmota (ve výbruse zelená) představuje chamozit. Takové struktury popisují již Horný & Chlupáč (1952) a Kukul (1963). Redukční prostředí dokazuje také přítomnost fosfátových nodulí v rudách šareckého souvrství, které podle Kukala (1986) vznikaly v redukčním prostředí.

Tucker (2001) popisuje možnost, že tyto struktury mohou vznikat také redukcí lokálně se vyskytující organické hmoty. Tuto možnost podporuje také fakt, že na chamozitové polohy je často vázán siderit, což je podle Tuckera (2001) také často spjato s přítomností organiky.

Siderit vzniká spíše v nemarinním prostředí (Mozley 1989), avšak studované prostředí vzhledem k faunistickým nálezům bylo prokazatelně marinního charakteru. Podporují to také výsledky RTG difrakce, které určují siderit jako hořečnato-vápenatý. Jak uvádí Mozley (1989), jsou nečistoty hořčíku a vápníku indikátorem marinního prostředí, zatímco čistý siderit krystalizuje ve sladkovodním prostředí. Ve spodních částech profilu železo tvoří framboidy pyritu. Tento sulfid se ve svrchních částech již nevyskytuje. Vyskytuje se naopak zmíněný siderit. Oba minerály, pyrit i siderit, vznikají při diagenézi, jsou vázány na sedimenty bohaté na organickou hmotu (Tucker 2001). Zatímco siderit indikuje oxidické prostředí, pyrit vzniká v prostředí s nedostatkem kyslíku (Einsele 1992).

Dalším přítomným diagenetickým znakem je tmel. Spodní část profilu obsahuje zejména křemitý tmel, který je ve svrchních polohách postupně nahrazován karbonátovým tmelem, nejčastěji dolomitovým a sideritovým. Podle Tuckera (2001) je přítomnost tmelu spjata se zvětráváním tufů. Při argilitizaci dochází k rozpadu nestabilních minerálů, jako jsou slídy, živce a plagioklasy, za vzniku jílových minerálů (Einsle 1992). Uvolňuje se při tom zejména křemík, sodík a vápník a dochází k oxidaci železa. V prvním stádiu diagenese dochází k precipitaci a vzniká křemitý a vápenatý tmel. V pozdním stádiu diagenese bývá ale vápník nahrazován hořčíkem a dochází k dolomitizaci tmelu (Tucker 2001). Děje se tak v důsledku uvolnění hořčíku z jílových minerálů (Einsle 1992).

5.3. Faciální vývoj na lokalitě Ejpovice

Profil představuje prostředí okrajové části pánve nacházející se na strmém svahu přilehlého skalního útesu (Mergl 1983b). V rámci profilu bylo popsáno několik hlavních litotypů, které se v nejvyšších polohách klabavského souvrství rytmicky střídají. Výsledným modelovým produktem rytmické sedimentace je následující faciální sukcese: oolitické železné rudy na bázi, hrubozrnné přeplavené tufy, které obvykle představují nejmocnější část a jemnozrnné tufitické břidlice ve stropě. Popsaný sled se v profilu několikrát opakuje.

Z granulometrického hlediska jsou bazální (většinou oolitické) železné rudy nejhrubozrnnější součástí faciálního sledu každého rytmu. Rudy jsou následované zpravidla hrubozrnnými přeplavenými tufy a postupně dochází k jejich zjemňování směrem do nadloží. Přibývá také jílovitá složka, která postupně dominuje. Masivní tufy jsou střídány laminovanými tufy a sled je zakončen sedimentací tufitických břidlic.

Struktury v některých polohách klabavského souvrství odpovídají bahnotoku. Jednalo se zejména o polohy oolitických železných rud. Ooidy byly zformovány v malých hloubkách a následně byly přemístěny po svahu do větších hloubek. Dokazuje to fakt, že k tvorbě ooidů je potřeba dynamika vlnění (Abia et al. 2020). Současně se v oolitických rudách nadložního šáreckého souvrství setkáváme s fosfátovými nodulemi, které vznikají typicky v mělkém mořském prostředí, zejména v příbřežních zónách (Bromley 1967). Důležitý je obsah organického matu, který představuje zdroj fosforu (Bushinski 1964) a dynamika prostředí, díky které vzniká tvar nodule (Soundry & Lewy 1988).

Lze usoudit, že prostředí, ve kterém byly ooidy uloženy, není prostředí jejich vzniku. V některých polohách jsou také ooidy silně zdeformované. Často mají až sigmoidní tvar a kopírují tvar chaoticky uspořádaných lamin. K deformaci ooidů tedy došlo nejspíš během jejich transportu, nikoliv při diagenezi (Kukal 1986). Na bázi těchto vrstev, tedy na bázi železných rud, nalézáme současně kruhové jamky ichnorodu *Bergaueria*. Pravděpodobně se jedná o stopy po odpočinku nebo obydlí organismů (Uchman 1998), které však byly zasypány a vyplněny ooidy.

Železné rudy klabavského souvrství nejsou v rámci všech rytmů oolitické. V některých polohách jsou železné rudy tvořeny přeplaveným tufitickým materiálem s vysokým obsahem železitých fází v matrix. Z mineralogického hlediska je železo vázáno především na hematit, seladonit a chamozit.

Sedimentace železných rud a masivních tufů ve spodní a střední části rytmů probíhala velmi rychle. Následně však sedimentace zpomalovala. Dokazují to stopy po bioturbaci, které se vyskytují až ve svrchních polohách přeplavených tufů a tufitických břidlic jednotlivých rytmů. Současně tak usuzujeme proto, že bazální tufy bývají zpravidla masivní, což indikuje rychlé uložení husté hmoty (Tucker 2001). V nadloží masivních tufů se nacházejí horniny laminované, což naznačuje, že sedimentace byla výrazně pomalejší. Polohy hrubozrnných tufů mívají zpravidla zvýšený obsah železa v matrix. Obsah železa v rámci jednotlivých rytmů klesá směrem do nadloží, což se odráží na barvě sedimentů.

Na základě popsaného střídání litotypů byl vytvořen následující model faciálního vývoje na zmíněné lokalitě: Iniciací sledu facií tvořící dílčí rytmus byl pravděpodobně otřes, který lze spojit s vulkanickou aktivitou. Ten spustil gravitační proud, při kterém se poměrně velice rychle uložil materiál transportovaný z oblasti nad skalním útesem. Při bázi tak vznikla tenká vrstvička oolitické železné rudy. Organismy žijící na dosud volném substrátu byly zasypány a pohřbeny. Následně byl do místa současné lokality dopraven hrubozrnný tufitický materiál, který se rovněž poměrně rychle uložil. Na něj pak ze suspenze postupně sedimentoval jemnozrnnější materiál. Oblast začala být opět kolonizována organismy, proto jsou svrchní polohy rytmů bioturbované. Následovala další vulkanická exploze spojená s otřesem, což vedlo k opětovnému uložení sedimentů odpovídajících popsanému sledu.

Sled rytmu nemusí být vždy kompletní a v některých případech mohou některé litologické členy téměř nebo úplně chybět. Vrstevní sledy pak mohou mít následující podobu:

1) Chybí člen jemnozrnných, tence laminovaných, tufitických břidlic. Při bázi rytmu se tedy nacházejí železné rudy, ty jsou následovány polohami hrubozrnných přeplavených tufů, na které opět navazují železné rudy nového rytmu. Tuto redukci lze vysvětlit dvěma otřesy krátce po sobě, což vyvolalo rychlé uložení masivních těles, aniž by zůstal dostatečně dlouhý časový interval na pomalou sedimentaci ze suspenze.

2) Není vyvinutý člen hrubozrnných tufů. Nejspíš došlo k otřesu, což vyvolalo sedimentaci železných rud, ale vyvržené množství tufů nebylo dostatečné na to, aby se dostalo až na okraj pánve v dostatečném objemu. Následně tedy došlo k sedimentaci jemnozrnných tufů, které se na lokalitu následně dostaly ze suspenze.

Nejvyšší polohy studovaného profilu jsou tvořeny oolitickými železnými rudami, které představují bázi šáreckého souvrství. Absence většího množství tufů mezi vrstvami rudy indikuje, že přínos tufitického materiálu musel být značně omezen. První dvě lavice rud šáreckého souvrství vykazují struktury po tečení hustého materiálu. Pravděpodobně se tedy jednalo o bahnotoky. Seismická aktivita tedy nejspíš probíhala nadále. Oblast Ejpovic však již nebyla dotována tufitickým materiálem v takových objemech jako v době sedimentace klabavského souvrství. Centrum vulkanismu se tedy mohlo přesunout podél zlomů komárovského pásma na severovýchod, tedy víc do centra pánve, vulkanická aktivita produkovala menší množství vulkanického materiálu anebo se výrazně změnil směr transportu tufitického materiálu.

Předpokládaným zdrojem železa na lokalitě byl vulkanismus. Usuzujeme tak díky následujícím skutečnostem: 1) Polohy železných rud jsou přímo vázány na přítomnost tufitických těles. 2) V případě oolitických železných rud se nacházejí vulkanoklasty v centru některých ooidů. 3) Masivní železné rudy bez ooidů jsou tvořeny původně tufitickým materiálem a minerály železa vznikly až sekundárně.

5.4. Petrografická charakteristika a interpretace profilu Strašice

Profil Strašice je v porovnání s Ejpovicemi litologicky poměrně monotónní. Mezi jednotlivými vrstvami nedochází k velkým změnám v minerálním složení. Celkově se jedná o špatně vytříbený tufitický materiál, který je z významné části argilitizován. Často tak tvoří klasty a současně i základní hmotu. Podstatné procento tvoří křemen a jílové minerály ze skupiny smektitu, konkrétně nontronit, což je klasický produkt zvětrávání hyaloklastů (Einsele 1992).

Výjimečně se v horninách nacházejí ooidy, které jsou tvořeny jílovými minerály a karbonátem (převážně chamozitem a sideritem).

Horniny v profilu neobsahují polohy železných rud, které by prokládaly polohy tufů. Železo je však v přeplavených tufech přítomno ve formě rozptýleného pigmentu a je vázáno především na minerály goethit a chamozit. Způsobuje tak žlutohnědé či zelené až zelenomodré zbarvení sedimentů. Tufy byly tvořeny nestabilními minerály, které podlehly rychlému zvětrávání. Přitom docházelo k uvolňování významného množství železa, které je v současnosti obsaženo v matrix přeplavených tufů. V profilu se ojediněle nacházejí tenké laminy tvořené chamozitovými ooidy. Profil reprezentuje prostředí blíže centru pánve, které je bohatě zásobováno produkty vulkanismu komárovského vulkanického pásma. Přínos terigenního materiálu je velmi omezený a spolu s tím je limitován i přínos ooidů z okrajových částí pánve.

5.5. Faciální vývoj na lokalitě Strašice

Na základě petrologického studia bylo vyzorováno střídání masivních lavic hrubozrnných přeplavených tufů a laminovaných poloh jemnozrnných tufů až tufitických břidlic klabavského souvrství. Vulkanický materiál byl transportován nejprve ve formě bahnotoku, což dokazují tokové struktury vázané na masivní tufitické lavice. Tyto masivní lavice tufů vykazují známky rychlého uložení a krátkého transportu. Jsou totiž hrubozrnné a klasty jsou špatně opracované. Materiál je obecně špatně vytříděný.

Směrem do nadloží pak nacházíme laminované polohy, které bývají o něco lépe vytříděné, jemnozrnnější a postupně přibývá jílovitá složka. RTG difrakce prokázala, že se jedná zejména o jílové minerály ze skupiny smektitu (nontronit a smíšené fáze illit-smektit či illit-chlorit). Přítomnost smíšených struktur jílových minerálů ukazuje na diagenézi smektitu (Tucker 2001). Laminované tufy představují sedimentaci ze suspenze.

Polohy masivních přeplavených tufů bývají často bioturbovány a v malém množství obsahují fosilie. Obsahují zejména ichnofosilie *Chondrites*, *Planolites*, *Tomaculum* a ojediněle kruhové jamky ichnorodu *Bergaueria*. Sediment pravděpodobně obsahoval značné množství organické hmoty, která představovala zdroj potravy pro další organismy. Z fosilií byli identifikováni především ramenonožci. Laminované tufy a tufitické břidlice ovšem zpravidla nebývají fosiliferní ani bioturbované. Ichnofosilie v nich nacházíme ojediněle, a to pouze ichnorod *Bergaueria*.

Stratigrafická pozice zkoumaného profilu zůstává neobjasněna. Šárecké souvrství na profilu není prokazatelně zastoupeno žádnou typickou facií, a proto se nabízejí dva možné modely:

1) Poblíž profilu se v poli nacházejí volné bloky železné rudy, které by vzhledem ke sklonu vrstev měly představovat nadloží profilu. Bazální železné rudy šáreckého souvrství se nacházely v bezprostředním nadloží studovaného intervalu. Bloky železné rudy však kvůli zakrytosti terénu nelze s jistotou korelovat s bazální lavicí železné rudy šáreckého souvrství.

2) Je možné, že železná ruda představuje navážku, nebo byla přemístěna zemědělskou činností a původně se vyskytovala v podloží studovaného úseku. Celý profil by pak představoval sedimenty spodní části šáreckého souvrství. Bazální část šáreckého souvrství by byla zastoupena polohami železných rud, následoval by vývoj v tufitické facií.

5.6. Stratigrafie hraničního intervalu klabavského a šáreckého souvrství

Studium profilů ukázalo několik faktorů, které komplikují stratigrafickou korelaci profilu Ejpvovice s profilem Strašice. 1) Jak již bylo diskutováno v předchozí kapitole, na profilu Strašice není jistá stratigrafická pozice železných rud. 2) Fauna, která je typicky vázána na šárecké souvrství (oretan), se na lokalitě Strašice objevuje ve spodních lavicích tufů, které litostratigraficky náleží klabavskému souvrství (ústní sdělení). 3) Prostředí mělo na konci arenigu a počátku oretanu silně lokální charakter. Na malé ploše mohlo existovat několik rozdílných facií, které jsou charakteristické rozdílným substrátem, což mělo vliv na plošné rozšíření bentické fauny. 4) Sedimentární horniny, které se vykytují na obou profilech, téměř neobsahují vhodné fosilie pro přímé využití biostratigrafie.

Stratigrafickým, či přesněji litostratigrafickým korelačním ukazatelem, který lze použít v případě studovaných profilů, je bazální lavice oolitických železných rud šáreckého souvrství. Vzhledem k charakteru zmíněné litologické jednotky je nutné brát v potaz její heterochronitu. Pokud uvažujeme vyjmenované faktory, je možné stanovit dva základní modely vývoje studovaných lokalit.

- a) Na konci arenigu probíhala na lokalitě Ejpvovice rytmická sedimentace železných rud a přeplavených tufů klabavského souvrství. Na lokalitě Strašice sedimentovaly převážně přeplavené tufy. Následně došlo k omezení přínosu vulkanického materiálu do okrajových částí pánve a hlavním depocentrem tufů a tufitů se stalo centrum pánve. Na

lokalitě Ejpovice od té doby převažovala sedimentace železných rud šáreckého souvrství s velmi nízkým obsahem tufitického materiálu. Sedimentace tohoto charakteru pokračovala i během oretanu. Lokalita Strašice byla oproti tomu zásobována velkými objemy tufů litostratigraficky náležejícími klabavskému souvrství, a to až do počátku oretanu.

Na počátku oretanu v jihozápadní části pražské pánve nejspíš koexistovaly facie železných rud šáreckého souvrství, facie břidlic šáreckého souvrství a tufitická facie klabavského souvrství. Při transportu tufitického materiálu od vulkanického zdroje mohly být některé bentické organismy vlečeny spolu s bahnotokem tufů až na místo depozice. Mohlo by to vysvětlovat přítomnost organismů standardně se vyskytující v břidlicích šáreckého souvrství v polohách tufů klabavského souvrství na lokalitě Strašice. Následně došlo k omezení přísunu vulkanoklastik i na lokalitě Strašice, kde započala sedimentace železných rud šáreckého souvrství.

- b) Druhý model popisuje situaci, kdy se železné rudy šáreckého souvrství na lokalitě Strašice nacházejí stratigraficky pod polohami tufů. Na okraji pánve (Ejpovice) a v jejím centru (Strašice) došlo na konci arenigu k dočasnému omezení přísunu vulkanoklastik a na obou lokalitách začala sedimentace železných rud šáreckého souvrství. Vulkanická aktivita následně opět začala produkovat velké objemy tufů šáreckého souvrství, k jejichž ukládání docházelo pouze blíže centru pánve, tedy na lokalitě Strašice. Okrajová část pánve, tedy Ejpovice, byla zásobována pouze malým množstvím vulkanického materiálu. Vulkanická aktivita pokračovala ještě na počátku oretanu.

Vulkanická aktivita mohla měnit svou intenzitu, což mělo vliv na mocnosti tufů v jednotlivých profilech. V případě omezení vulkanické aktivity by pravděpodobně byl limitován přísun vulkanoklastik nejprve na okraje pánve (Ejpovice) a až později v centrálnějších částech pánve (Strašice). Vulkanická aktivita ovšem nemusela být nutně přerušena nebo omezena. Vulkanické centrum se ovšem mohlo přesunout podél zlomů více na severovýchod, čímž by byl přísun vulkanoklastik na studované oblasti také limitován.

Uvedené výsledky představují základ pro faciální model studovaného prostředí. Pro jeho testování bude nutno během následného výzkumu zahrnout i další lokality.

6. Závěr

Diplomová práce detailně zdokumentovala profily na lokalitách Ejpovice (u vtoku Klabavy do Ejpovického jezera) a Strašice (příkop podél polní cesty do Tění) nacházející se v jihozápadní části pražské pánve. Lokality zachycují hraniční interval klabavského a šareckého souvrství stáří středního ordoviku. Cílem této studie byl příspěvek k objasnění stratigrafické situace studovaného intervalu, v němž se nachází důležitá stratigrafická hranice, a vytvořit model faciálního vývoje pro vybrané lokality. Na základě terénního výzkumu obou lokalit byla sestavena stratigrafická schémata profilů, byly vytvořeny petrografické popisy hornin a odebrány vzorky. Ty byly analyzovány pomocí optické mikroskopie a RTG difrakce. Celkem bylo popsáno 35 výbrusů a provedeno 8 difrakčních analýz.

Nejdůležitější poznatky této studie ukazují významné rozdíly ve vývoji obou profilů silně ovlivněných vulkanismem v závislosti na pozici v pánvi. Profil Ejpovice ukazuje rytmické střídání několika základních litotypů, což odráží různé etapy přínosu vulkanoklastického materiálu, materiálu z příbřežní zóny a současně terigenního materiálu. Vrstevní sled studovaného rytmu byl určován epizodickou vulkanickou aktivitou spojenou se seismickými událostmi. Profil Strašice indikuje prostředí mělkého moře s dominující vulkanoklastickou sedimentací. Přínos materiálu z příbřeží či pevniny zde byl značně limitován.

Stratigrafická korelace profilů Strašice a Ejpovice je velmi obtížná. Horizont bazálních rud šareckého souvrství nebyl na lokalitě Strašice zachycen přímo v profilu. Za předpokladu, že se horizont nachází v nadloží studovaného profilu vulkanoklastik, lze uvažovat, že přínos vulkanického materiálu ve významných objemech přetrvával až do oretanu. Přínos vulkanického materiálu byl však omezen na oblasti v blízkosti vulkanického centra. Oproti tomu v okrajové části pánve byl přínos vulkanoklastik značně limitován již na konci arenigu. Pokud se zmíněný rudní horizont naopak nachází v podloží profilu Strašice, vulkanická aktivita byla na konci arenigu pravděpodobně výrazně utlumena, což umožnilo sedimentaci železných rud. Následně byla vulkanickým materiálem zásobována zejména centrální část pánve.

Pro testování stanovených hypotéz bude zapotřebí dalšího výzkumu, který musí nutně zahrnovat i další lokality daného stratigrafického intervalu. Lokality Ejpovice a Strašice však představují modelové a zatím nejlépe prozkoumané profily hranice klabavského a šareckého souvrství. Detailní znalost faciálního vývoje hraničního intervalu je také základem pro paleontologické a paleoekologické studie. Zároveň je klíčová pro pochopení stratigrafických poměrů ve faciích s chybějící biostratigrafickou zónací.

7. Použitá literatura

- Abia, E. H., Benssaou, M., Abioui, M., Ettayfi, N., Lhamyani, B., Boutaleb, S. & Maynard, J. B. (2020). The Ordovician iron ore of the Anti-Atlas, Morocco: Environment and dynamics of depositional process. *Ore Geology Reviews*, 120, 1–13.
- Basu, A., Young, S. W., Suttner, L. J., James, W. C., & Mack, G. H. (1975). Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Research*, 45, 873–882.
- Bouček, B. (1973). Lower Ordovician Graptolites of Bohemia. *Academia*, Praha, 185.
- Bromley, R. G. (1967). Marine phosphorites as depth indicators. *Marine Geology*, 5, 503–509.
- Buriánek, D., Bubík, M. & Všianský, D. (2019). Nový pohled na genezi ordovické oolitické rudy z ložiska Skalka u Mníšku pod Brdy (pražská pánev, Barrandien). *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 26, 80–89.
- Bushinski, G. I. (1964). On Shallow Water Origine of Phosphorite Sediments. *Developments in Sedimentology*, 1, 62–70.
- Dabard, M. P. & Loi, A. (2012). Environmental control on concretion-forming processes: Examples from Paleozoic terrigenous sediments of the North Gondwana margin, Armorican Massif (Middle Ordovician and Middle Devonian) and SW Sardinia (Late Ordovician). *Sedimentary Geology*, 267–268, 93–103.
- Dahanayake, K. & Krumbein, W. E. (1985). Ultrastructure of a microbial mat-generated phosphorite. *Mineralium Deposita*, 20, 260–265.
- Einsele, G. (1992). Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget. *Springer-Verlag*, Berlin, 628. ISBN 3-540-54449-6
- Fiala, F. (1971). Ordovický diabasový vulkanismus a biotické lamprofyry Barrandienu. *Sborník geologických věd, Geologie*, 19, 7–97.
- Fryda, J. (1988). A new species of *Modestospira* (Gastropoda) from the Ordovician of Bohemia. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 63, 227–232.
- Goldman, D., Sadler, P. & Leslie, S. A. (2020). The Ordovician period. In *Geologic Time Scale 2020*, edited by Grandstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., Ogg, G. M., 631–694.

- Gutiérrez-Marco, J. C., Rabáno, I., San José, M. A., Herranz, P. & Sarmiento, G. N. (1995). Oretanian and Dobrotivian stages vs. 'Llanvirn-Llandeilo' Series in the Ordovician of the Iberia Peninsula. In *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*, edited by J. D. Cooper, M. L. Droser, S. F. Finney, The Pacific Section for the Society for Sedimentary Geology (SEPM), Fullerton, 55–59.
- Gutiérrez-Marco, J. C., Sá, A. A., García-Bellindo, D. C. & Rábano, I. (2017). Reprint of: The Bohemo-Iberian regional chronostratigraphical scale for the Ordovician System and palaeontological correlations within South Gondwana. *Lethaia*, 50, 258–295.
- Hajná, J., Žák, J. & Kachlík, V. (2011). Structure and stratigraphy of the Teplá–Barrandian Neoproterozoic, Bohemian Massif: A new plate-tectonic reinterpretation. *Gondwana Research*, 19, 495–508.
- Hajná, J., Žák, J. & Dörr, W. (2017). Time scales and mechanisms of growth of active margins of Gondwana: A model based on detrital zircon ages from the Neoproterozoic to Cambrian Blovice accretionary complex, Bohemian Massif. *Gondwana Research*, 42, 63–83.
- Harper, D. A. T., Hammarlund, E. U. & Rasmussen, C. M. Ø. (2014). End Ordovician extinctions: A coincidence of causes. *Gondwana Research*, 25, 1294–1307.
- Havlíček, V. & Šnajdr, M. (1957). Stratigrafický a tektonický výzkum středočeského ordoviku. *Výroční zpráva za rok 1956. MS Geofond*.
- Havlíček, V. & Vaněk, J. (1966). The Biostratigraphy of the Ordovician of Bohemia. *Sborník geologických věd, Paleontologie*, 8, 7–69.
- Havlíček, V. & Marek, L. (1973). Bohemian Ordovician and its international correlation. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 18, 225–232.
- Havlíček, V. (1980). Development of Palaeozoic basins in the Bohemian Massif (Cambrian–Lower Carboniferous). *Sborník geologických věd, Geologie*, 34, 31–65.
- Havlíček, V. (1981). Development of a linear sedimentary depression exemplified by the Prague Basin (Ordovician–Middle Devonian; Barrandian area – Central Bohemia). *Sborník geologických věd, Geologie*, 35, 7–48.
- Havlíček, V. (1982). Ordovician in Bohemia: Development of the Prague Basin and its benthic communities. *Sborník geologických věd, Geologie*, 37, 103–136.

- Horný, R. & Chlupáč, I. (1952). Biostratigrafický průzkum klabavských břidlic u Rokycan. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 27, 141–144.
- Hroch, T., Rajchl, M., Kraft, P. & Rapprich, V. (2012). Sedimentary record of subaerial volcanic activity in the basal Ordovician shoal-marine deposits: the Trenice Formation of the Prague Basin, Bohemian Massif, Czech Republic. *Bulletin of Geosciences*, 87, 359–372.
- Chlupáč, I., Havlíček, V., Kříž, J., Kukul, Z. & Štorch, P. (1998). Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian to Devonian). *Czech Geological Survey*, Prague, 183.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, & J. Stráník, Z. (2002). Geologická minulost České republiky. *Academia*, Praha, 436. ISBN 80-200-0914-0
- Kalvoda, J. (1995). Devonské pánve při okraji východní Avalonie na Moravě. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994*, 48–50.
- Kettner, R. (1918). Příspěvek ke stratigrafii vrstev komárovských (Dd₁β) a vrstev osecko-kváňských (Dd₁γ). *Rozpravy československé akademie věd, II. třída*, 26, 1–17.
- Klouček, C. (1924). Nové zprávy z vrstev komárovských dβ (Dd₁β). *Sborník Státního geologického ústavu*, 4, 199–204.
- Konta, J. (1973). Kvantitativní systém reziduálních hornin, sedimentů a vulkanoklastických usazenin. *Universita Karlova*, Praha, 375. ISBN 60-015-72
- Kraft, J. (1974). Příspěvek k poznání graptolitové fauny klabavských vrstev (arenig) barrandienského ordoviku (I.–lokality Mýto a Volduchy) [On the graptolite fauna from the Klabava Formation (Arenig) of the Ordovician of the Barrandian (Part I–Mýto and Volduchy localities)]. *Zprávy muzeí Západočeského kraje, Příroda*, 16, 53–59.
- Kraft, J. & Kraft, P. (1992). The *Corymbograptus v-similis* Biozone (Klabava Formation, Ordovician of Prague Basin). *Folia Musei rerum naturalium Bohemiae occidentalis, Geologica*, 35, 1–26.
- Kraft, J. & Kraft, P. (1993). The Arenig/Llanvirn boundary (Ordovician) in the Prague Basin (Bohemia). *Journal of the Czech Geological Society*, 38, 189–192.
- Kraft, J. & Kraft, P. (1999). Graptolite biozones of Bohemian Lower and Middle Ordovician and their historical development. *Journal of the Czech Geological Society*, 44, 53–62.

- Kraft, P. & Kraft, J. (2003a). Facies of the Klabava Formation (?Tremadoc – Arenig) and their fossil content (Barrandian area, Czech Republic). In *Ordovician from the Andes, Serie Correlación*, edited by G. L. Albanesi, M. S. Beresi, S. H. Peralta, *Geológica*, 17, 309–314.
- Kraft, P. & Kraft, J. (2003b). Middle Ordovician graptolite fauna from Praha – Červený vrch (Prague Basin, Czech Republic). *Bulletin of Geosciences*, 78, 129–139.
- Kraft, P., Linnemann, U., Mergl, M., Bruthansová, J., Laibl, L. & Geyer, G. (2023a). Ordovician of the Bohemian Massif. *Geological Society, London, Special Publications*, 532, 1–32.
- Kraft, P., Bruthansová, J., Strossová, Z., Luptáková, M. & Kraft, J. (2023b). Regional overprint of the GOBE: Dendroid graptolites reveal palaeoecological bias. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 627, 1–10.
- Kukal, Z. (1963). Výsledky sedimentologického výzkumu barrandienského ordoviku. *Sborník geologických věd, Geologie*, 1, 103–138.
- Kukal, Z. (1986). *Základy sedimentologie*. Academia, Praha, 466. ISBN 21-101-86
- Lipold, M. V. (1863). Die Eisensteinlager der silurischen Grauwackenformation in Böhmen. *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt*, 13, 339–448.
- Loi, A. & Dabard, M.P. (2002). Controls of sea level fluctuations on the formation of Ordovician siliceous nodules in terrigenous offshore environments. *Sedimentary Geology*, 153, 65–84.
- Melichar, R. (2004). Tectonics of the Prague Synform: a hundred years of scientific discussion. *Krystalinikum*, 30, 167–187.
- Mergl, M. (1983a). Faciální vývoj a faunistická společenstva klabavského souvrství (ordovik) v západní části pražské pánve (barrandienská oblast) [Diplomová práce]. *Geologická knihovna Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy, Praha*.
- Mergl, M. (1983b). Rocky-bottom fauna of Ordovician age in Bohemia (Arenigian; Prague Basin, Barrandian area). *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 58, 333–338.
- Mergl, M. (1996). Lower Ordovician in temporary outcrops along highway D5 near Mýto and Ejpvovice (West Bohemia). *Erica*, 5, 21–26.
- Mikuláš, R. (1993). New information on trace fossils of the Early Ordovician of Prague Basin (Barrandian area, Czech Republic). *Journal of the Czech Geological Society*, 38, 171–182.

- Mikuláš, R. (1994). Trace fossils at the Arenig – Llanvirn boundary (Ordovician, Czech Republic). *Journal of the Czech Geological Society*, 39, 205–212.
- Mozley, P. S. (1989). Relation between depositional environment and the elemental composition of early diagenetic siderite. *Geology*, 17, 704–706.
- Nance, R. D., Murphy, J. B., Strachan, R. A., D’Lemos, R. S. & Taylor, G.K. (1991). Late Proterozoic tectonostratigraphic evolution of the Avalonian and Cadomian terranes. *Precambrian Research*, 53, 41–78.
- Nance, R. D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., Strachan, R. A. & Woodcock, N. H. (2010). Evolution of the Rheic ocean. *Gondwana Research*, 17, 194–222.
- Patočka, F., Vlašimský, P. & Blechová, K. (1993). Geochemistry of early Palaeozoic volcanics of the Barrandian basin (Bohemian Massif, Czech Republic): Implications for palaeotectonic reconstructions. *Jahrbuch der Geologische Bundesanstalt*, 136, 873–896.
- Petránek, J. (1965). Železné rudy českého ordoviku a tzv. rudní obzory. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 10, 4.
- Petránek, J. (1975). Ložiska sedimentárních železných rud v Mníšku a Komárově. *Academia*, Praha, 6, 7–99.
- Polechová, M. (2013). Bivalves from the Middle Ordovician Šárka Formation (Prague Basin, Czech Republic). *Bulletin of Geosciences*, 88, 427–461.
- Quast, K. (2018). A review on the characterisation and processing of oolitic iron ores. *Minerals Engineering*, 126, 89–100.
- Rushton, A. W. A. & Molyneux, S. G. (1989). The biostratigraphic age of the Ordovician Skiddaw Group in the Black Combe Inlier, English Lake District. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 47, 267–276.
- Scotese, C. R. & McKerrow, W. S. (1991). Ordovician plate tectonic reconstructions. In *Advances in Ordovician Geology*, edited by C. R. Barnes, S. H. Williams, *Geological Survey of Canada*, 271–282.
- Scotese, C. R. (2001). Atlas of Earth History. University of Texas at Arlington. Department of Geology. *PALEOMAP Project*.

- Sepkoski, J. J. (1995). The Ordovician radiations: diversification and extinction shown by global genus-level taxonomic data. In *Ordovician Odyssey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*, edited by J. D. Cooper, M. L. Droser, S. F. Finney, The Pacific Section for the Society for Sedimentary Geology (SEPM), Fullerton, 393–396.
- Servais, T., Owen, A. W., Harper, D. A. T., Kröger, B. & Munnecke, A. (2010). The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): The palaeoecological dimension. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 294, 99–119.
- Soundry, D. & Lewy, Z. (1988). Microbially influenced formation of phosphate nodules and megafossil moulds (Negev, Southern Israel). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 64, 15–34.
- Stigall, A. L. (2018). How is biodiversity produced? Examining speciation processes during the GOBE. *Lethaia*, 165–172.
- Štorch P. (1998). Volcanism. In *Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian to Devonian)*, edited by I. Chlupáč, V. Havlíček, J. Kříž, Z. Kukul, P. Štorch, Praha, 149–164.
- Štorch, P., Fatka, O. & Kraft, P. (2006). Lower Palaeozoic of the Barrandian area. In *Excursions Guide Book. 7th European Palaeobotany-Palynology Conference 2006*, edited by O. Fatka, Z. Kvaček, Praha, 7–8.
- Tasáryová, Z., Hroch, T. & Manda, Š. (2012). Spodnoordovický vulkanismus strašického/komárovského komplexu a silurský vulkanismus svatojánského vulkanického centra, Barrandien. *Sborník Západočeského muzea v Plzni, Příroda*, 116, 41–52.
- Torsvik, T. H., Smethurst, M. A., Briden, J. C. & Sturt, B. A. (1990). A review of Palaeozoic palaeomagnetic data from Europe and their palaeogeographical implications. In *Palaeozoic Biogeography and Palaeogeography*, edited by W. S. McKerrow, C. R. Scotese, *Geological Society, London, Memoirs*, 12, 25–41.
- Torsvik, T. H. & Cocks, L. R. M. (2013). New global palaeogeographical reconstructions for the Early Palaeozoic and their generation. *Geological Society, London, Memoirs*, 38, 5–24.
- Tucker, M. E. (2001). Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. *Blackwell Publishing*, 602. ISBN 978-0-632-05735-1

Twenhofel, W. H. (1939). Principles of Sedimentation. *McGraw-Hill Book Company*, New York, 610.

Uchman, A. (1998). Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: revision of the Marian Książkiewicz collection and studies of complimentary material. *Annales Societatis Geol. Poloniae*, 68, 105–218.

Vtělenský, J. (1959). Mineralogie oolitických železných rud z některých ložisek Barrandienu. *Geotechnika*, 26, Praha, 71.

Waldhausrová J. (1968). Kambrické vulkanity. *MS Geofond*.

Waldhausrová J. (1971). The chemistry of the Cambrian volcanites in the Barrandian area. *Krystalinikum*, 8, 45–75.

Webby, B. D. (1995). Towards an Ordovician time scale. In *Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*, edited by J. D. Cooper, M. L. Droser, S. F. Finney, The Pacific Section for the Society for Sedimentary Geology (SEPM), Fullerton, 6–9.

Webby, B. D. (1998). Steps towards a global standard for Ordovician Stratigraphy. *Newsletters in Stratigraphy*, 36, 1–33.

Webby, B. D., Paris, F., Droser, M. L. & Percival, I. G. (2004). The Great Ordovician Biodiversification Event. *Columbia University Press*, New York, 496.

Žák, J., Kraft, P. & Hajná, J. (2013). Timing, styles, and kinematics of Cambro–Ordovician extension in the Teplá–Barrandian Unit, Bohemian Massif, and its bearing on the opening of the Rheic Ocean. *International Journal of Earth Sciences*, 102, 415–433.

Žák, J. & Sláma, J. (2018): How far did the Cadomian ‘terrane’ travel from Gondwana during early Palaeozoic? A critical reappraisal based on detrital zircon geochronology. *International Geology Review*, 60, 319–338.

Žák, J., Sláma, J., Syahputra, R., & Nance, R. D. (2023). Dynamics of Cambro–Ordovician rifting of the northern margin of Gondwana as revealed by the timing of subsidence and magmatism in rift-related basins. *International Geology Review*, 65, 3004–3027.

8. Internetové zdroje

BioLib Biological Library. Online. Dostupné z: <https://www.biolib.cz/> [citováno 12.6.2024]

International Commission on Stratigraphy. International Chronostratigraphic Chart. Online. Dostupné z: <https://stratigraphy.org/chart#latest-version> [citováno 21.2.2024]