ISSN 1211-8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
LXXXXIII (2008): 185–217, 2008

PŘÍSPĚVEK K LITOLOGII KŘÍDOVÝCH SOUVRSTVÍ NA PROFILU BYSTRÝ POTOK U TROJANOVIC (SLEZSKÁ JEDNOTKA, VNĚJŠÍ ZÁPADNÍ KARPATY, ČESKÁ REPUBLIKA)

CONTRIBUTION TO LITHOLOGY OF THE CRETACEOUS FORMATIONS AT THE BYSTRÝ POTOK SECTION NEAR TROJANOVICE (SILESIAN UNIT, OUTER WESTERN CARPATHIANS, CZECH REPUBLIC)

DANIELA BOOROVÁ, LUBOMÍR JANSA, DALIBOR MATÝSEK, PETR SKUPIEN, ZDENĚK VAŠÍČEK

Abstract

Boorová, D., Jansa, L., Matýsek, D., Skupien, P., Vašíček, Z., 2008: Příspěvek k litologii křídových souvrství na profilu Bystrý potok u Trojanovic (slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty, Česká republika). *Acta Musei Moraviae, Sci. geol.,* 93, 185–217.

Contribution to lithology of the Cretaceous formations at the Bystrý potok section near Trojanovice (Silesian Unit, Outer Western Carpathians, Czech Republic)

Zone of natural outcrops of Cretaceous sediments of the Silesian Unit on the Czech territory (Outer Western Carpathians) was studied in the Bystrý potok stream by Trojanovice, between Velká Stolová near Frýdlant n. O. and Noříčí Hora near Frenštát p. R. The section consist of pelitic deposits of the Lhoty Formation, the Mazák Formation and the lower part of the Godula Formation. The thickness of the section is 323 m.

The upper part of the Lhoty Formation represents the facies of grey clayey limestones and spotted claystones. According to planktonic foraminifera and noncalcareous dinocysts it can be assigned to the Late Albian. Uppermost part of the Lhoty Formation (an 11 m thick) consist of light grey, noncalcareous claystones with several thin horizons of dark grey claystones. Based on dinocysts they are Early to Middle Cenomanian in age.

In the overlying beds variegated deposits of the Mazák Formation follows. Red claystones are dominant. They are intercalated with greenish-light grey claystones. The red and light colours of the claystones indicate the definitive creation of oxic conditions in the Silesian Basin. The variegated pelitic deposits are there approximately in the central part of their extent divided by a set of deposits of sandy flysch. In the sandy flysch, both greenish-grey sandstones and grey white siliceous sandstones occur. The latter sandstones correspond to the Ostravice Sandstone. According to only sporadically occurring dinocysts, the Mazák Formation in the studied section belongs from Late Cenomanian to Coniacian age.

Grey claystones prevail in the overlying strata. Those are usually intercalated with thinner or thicker layers of at first red grey, then upwards of brown grey to reddish-brown grey claystones. In the set of the mentioned pelitic deposits, two more conspicuous layers of a sandy flysch appear (the lower one of the thickness of 38 m, the upper of the thickness of 13 m). This part is correlated with the lower part of the Godula Formation. Based on palynomorphs, these deposits belong to the Coniacian to Early Campanian. Layers of variegated claystones disappear at the top of the pelitic sequence. The grey claystones are replaced by green grey one and the number of sandy layers increases. Higher, a sandy flysch of the middle part of Godula Formation sets on.

Key words: Silesian Unit, Cretaceous, lithology, foraminifera, red beds, Lhoty Formation, Mazák Formation, Godula Formation

Daniela Boorová, Geological Survey, Mlynská dolina 1, SK-817 04 Bratislava, Slovak Republic, e-mail: daniela.boorova@geology.sk

Lubomír Jansa, Department of Earth Sciences, Dalhousie University, Halifax B3H 3J5, Canada. E-mail: jansa@agc.bio.ns.ca

Dalibor Matýsek, Petr Skupien, Institute of Geological Engineering, VSB-Technical University Ostrava, 17. listopadu 15, 708 33 Ostrava, Czech Republic, e-mail: petr.skupien@vsb.cz

Zdeněk Vašíček, Institute of Geonics AS CR, Studentská 1768, 708 00 Ostrava – Poruba, Czech Republic, e-mail: zdenek.vasicek@vsb.cz

1. Úvod

V letech 2005–07 jsme se zabývali řešením grantového úkolu GAČR č. 205/05/0917 „Svrchnokřídové oceánské pestré vrstvy v české části Vnějších Západních Karpat“, zaměřeného na stejnou problematiku jako právě ukončený mezinárodní projekt IGCP č. 463 „Křídové oceánské pestré vrstvy – CORB“. V rámci výše uvedeného českého grantu jsme zčásti navázali na výsledky našeho dřívějšího grantu GAČR č. 205/00/0985, ve kterém jsme mimo jiné popsali příznivě odkrytý profil na Bystrém potoce (Skupien a Vašíček 2003), na kterém jsou pestré vrstvy pozoruhodným způsobem zachovány a odkryty.

V průběhu nových prací byla detailně zdokumentována spodní část mazáckého souvrství s typickým vývojem pestrých vrstev. Nová dokumentace byla zaměřena na sekvence tence vrstevnatých jílovcových poloh, ve kterých se mnohonásobně střídají páry šedozelených a červených jílovců. Z vybraných párů byly odebírány vzorky na geochemii, které byly prostřednictvím L. Jansy zpracovány a vyhodnoceny v Číně (Jiang *et al.* v tisku).

Stratigrafie vrstevního sledu byla v souvislosti s naším starším grantem řešená pomocí nevápnitých dinoflagelát. Do řešení stratigrafie se v rámci nového grantového projektu zapojil mikropaleontolog M. Bubík z ČGS Brno. Záhy se však ukázalo, že na profilu se vyskytují pouze místy stratigraficky málo průkazné aglutinované foraminifery. D. Boorová z ŠGÚDŠ v Bratislavě zaznamenala v některých výbrusech ze svrchní části lhoteckého souvrství planktonické foraminifery. Z předběžných výsledků jejího vyhodnocení vyplývá, že svrchní část lhoteckého souvrství patří svrchní části středního až střední části svrchního albu (Boorová *et al.* 2006).

Celý profil byl rovněž podrobně sledován z hlediska výskytu ichnofosilií R. Mikulášem z Geologického ústavu AV ČR v Praze (Mikuláš *et al.* v tisku). Mineralogické analýzy provedl D. Matýsek.

V rámci detailní litologické dokumentace profilu na Bystrém potoce, jehož dnešní zdokumentovaná mocnost obnáší 331,5 m, bylo odebráno velké množství vzorků k získání mikrofosilií a především horninových vzorků na laboratorní výzkum, tj. na geochemii a mineralogii. Dále bylo zhotoveno 40 výbrusů pro petrografické studium a dalších 36 výbrusů vápenců pro biostratigrafii z hlediska možného výskytu stratigraficky významných planktonických foraminifer.

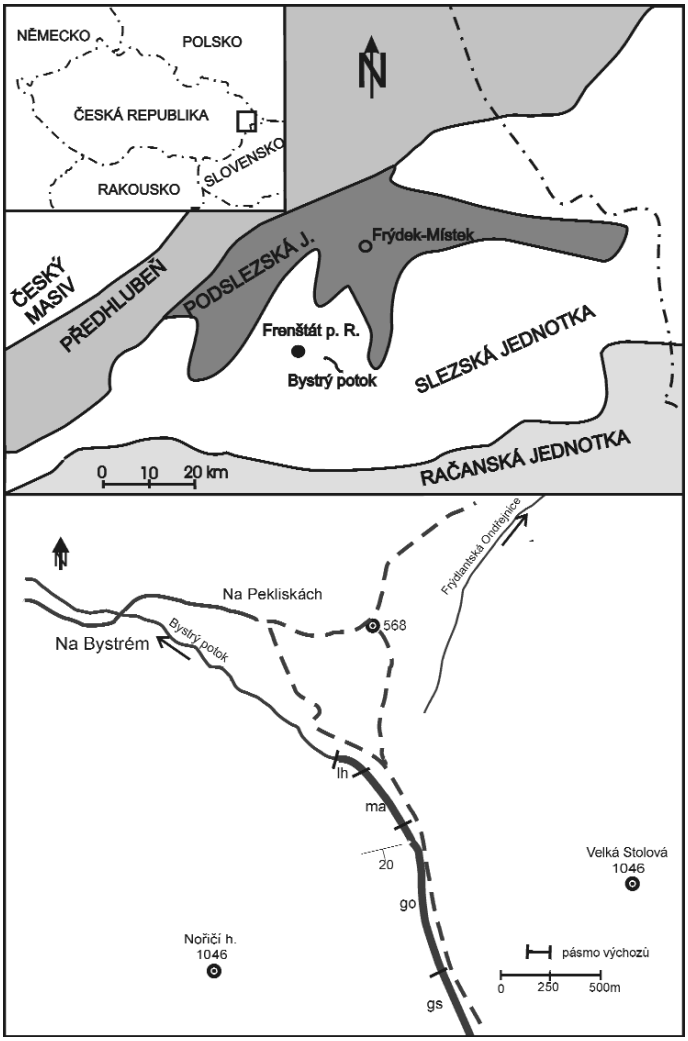
Na základě petrografických výbrusů a terénních poznatků se v předloženém příspěvku pokoušíme shrnout litologické údaje, rozčlenit vrstevní sled na jednotlivé úseky, popsat jejich charakteristické znaky a začlenit je do litostratigrafických jednotek. Zpracované vzorky jsou vyneseny do nově koncipovaného profilu v měřítku 1:100 doplněného o detailní dokumentaci spodní části mazáckého souvrství v měřítku 1:50.

V závěrečné části uvádíme některé naše nové představy o vývoji vrstevního sledu části křídových uloženin v godulském vývoji slezské jednotky, které se odlišují od dosavadních trendů.

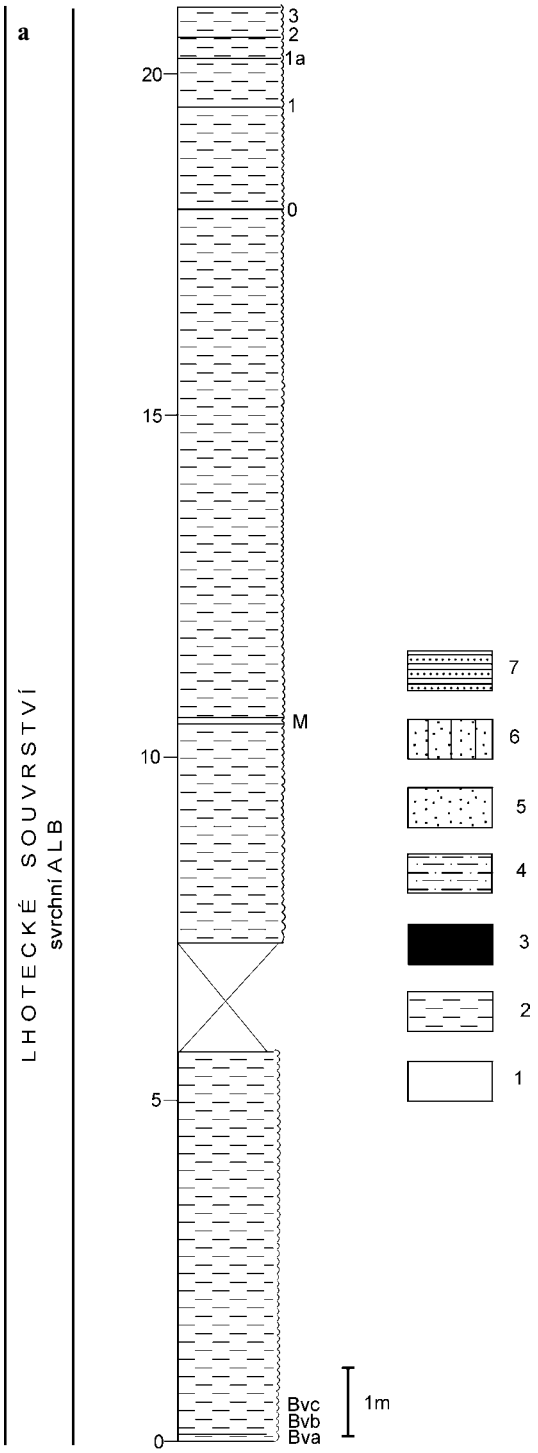
2. Geologická situace

Studovaný profil představuje skalní defilé vycházející ve dně a v bocích Bystrého potoka v délce kolem 3450 metrů. Zvláště podrobně byla studována spodní část profilu o pravé mocnosti vrstevního sledu 323 m. Studovaná část začíná na úrovni výtoku z malé lokální vodní elektrárny na pravém břehu potoka a končí ve vysokém lese nástupem souvislé sekvence jílovcovo-pískovcového flyše, poblíže sz. okraje rozsáhlého lesního pásma Nořičí hory. Potok protéká údolím mezi Nořičí horou a Velkou Stolovou, přibližně 10 km jv. od Frenštátu p. R. (obr. 1).

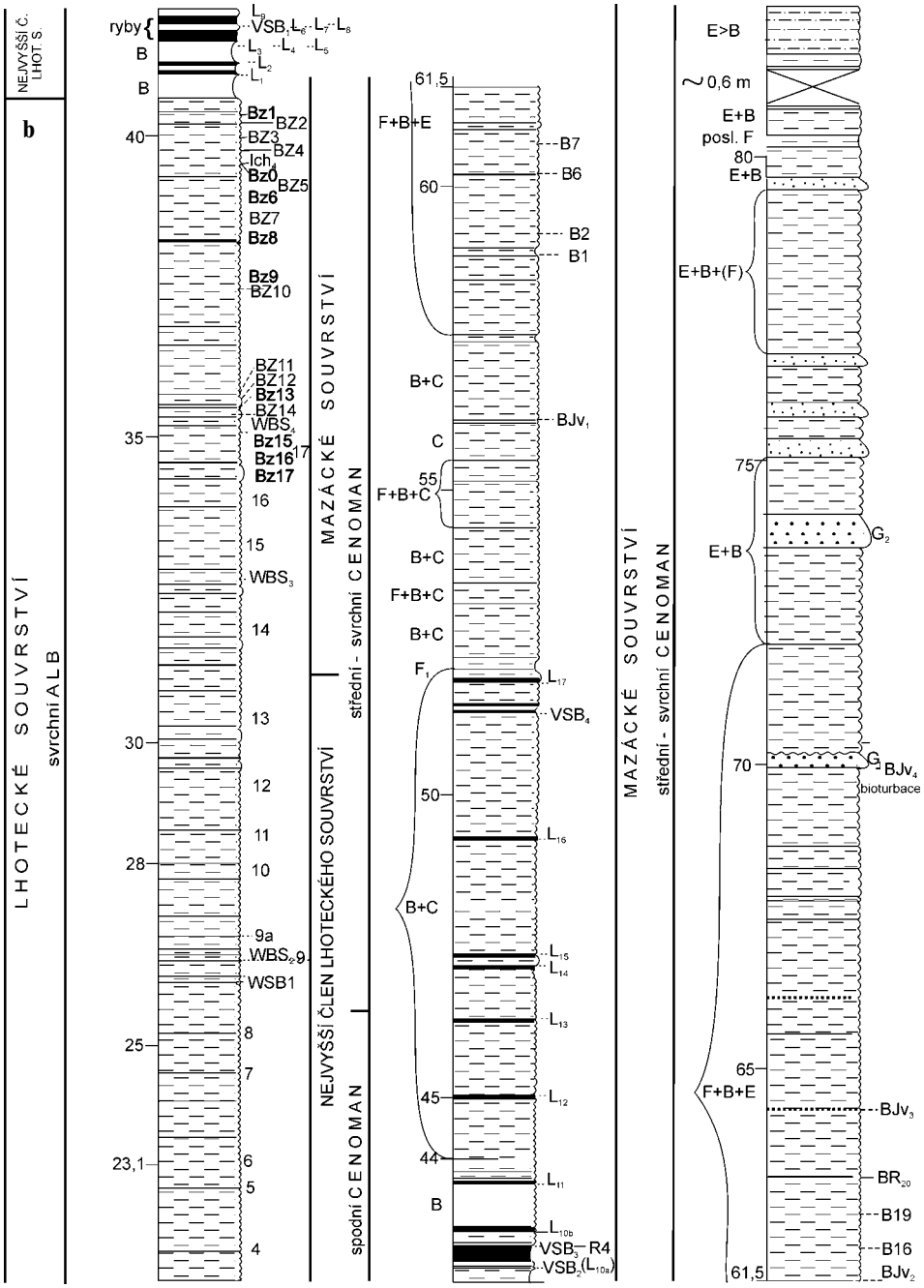
Po stránce geologické profil na Bystrém potoce náleží ke křídovým uloženinám godulského vývoje (facie) slezské jednotky ve Vnějších (flyšových) Západních Karpatech. Dokumentovaná část zahrnuje nejvyšší část lhoteckého souvrství, mazácké souvrství (dříve pestré vrstvy godulské) s ostravickým pískovcem a spodní oddíl godulského souvrství (viz obr. 2). Lhotecké a mazácké souvrství bylo především z biostratigrafického hle-



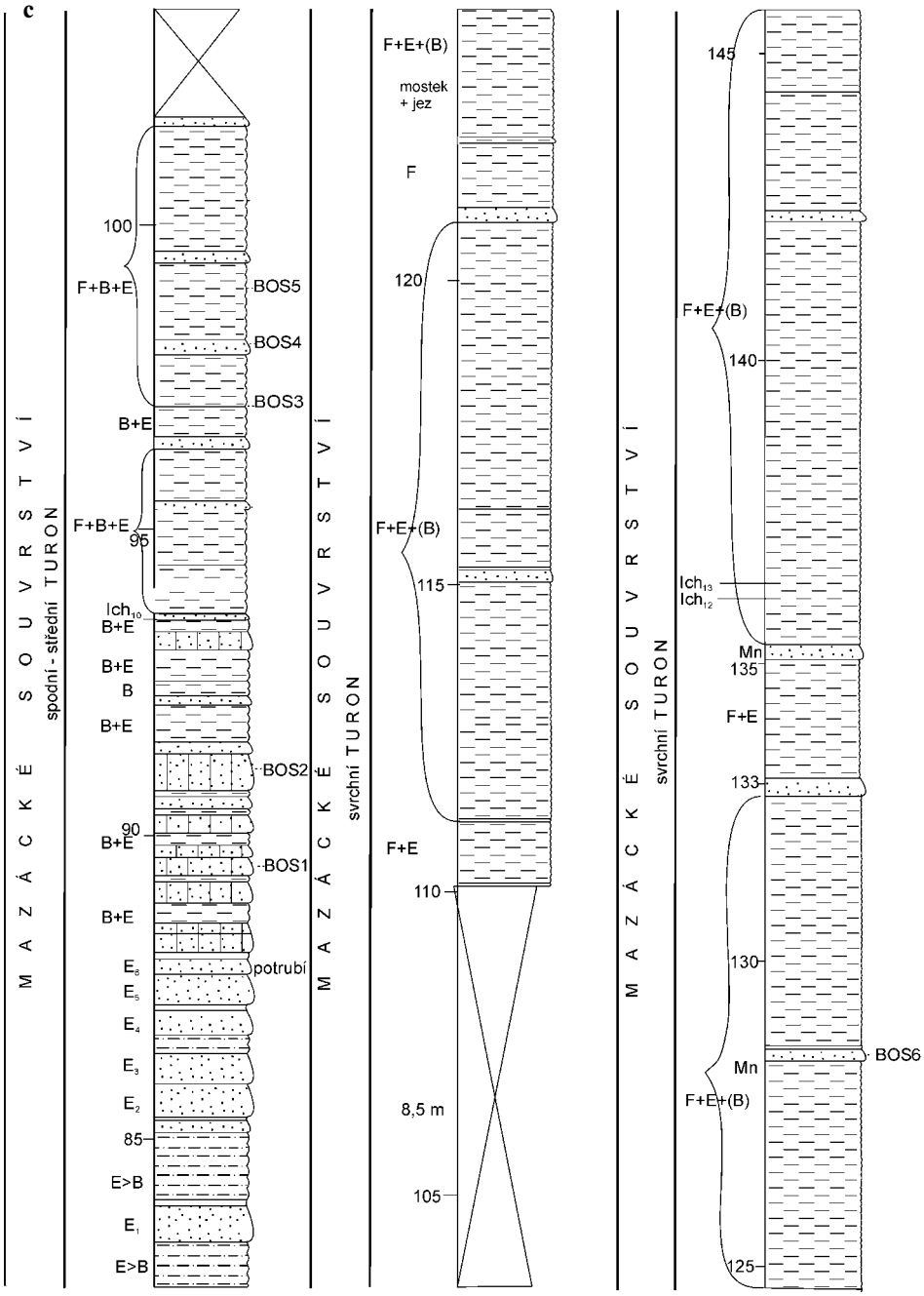
Obr. 1. Regionálně geologická situace a podrobná lokalizace studovaného profilu.
lh – lhotecké souvrství,
ma – mazácké souvrství,
go – spodní část godulského souvrství,
gs – střední část godulského souvrství.
Fig. 1. Regional geological sketch and detailed location of the studied section.
lh – Lhoty Formation,
ma – Mazák Formation,
go – lower part of the Godula Formation,
gs – middle part of the Godula Formation.



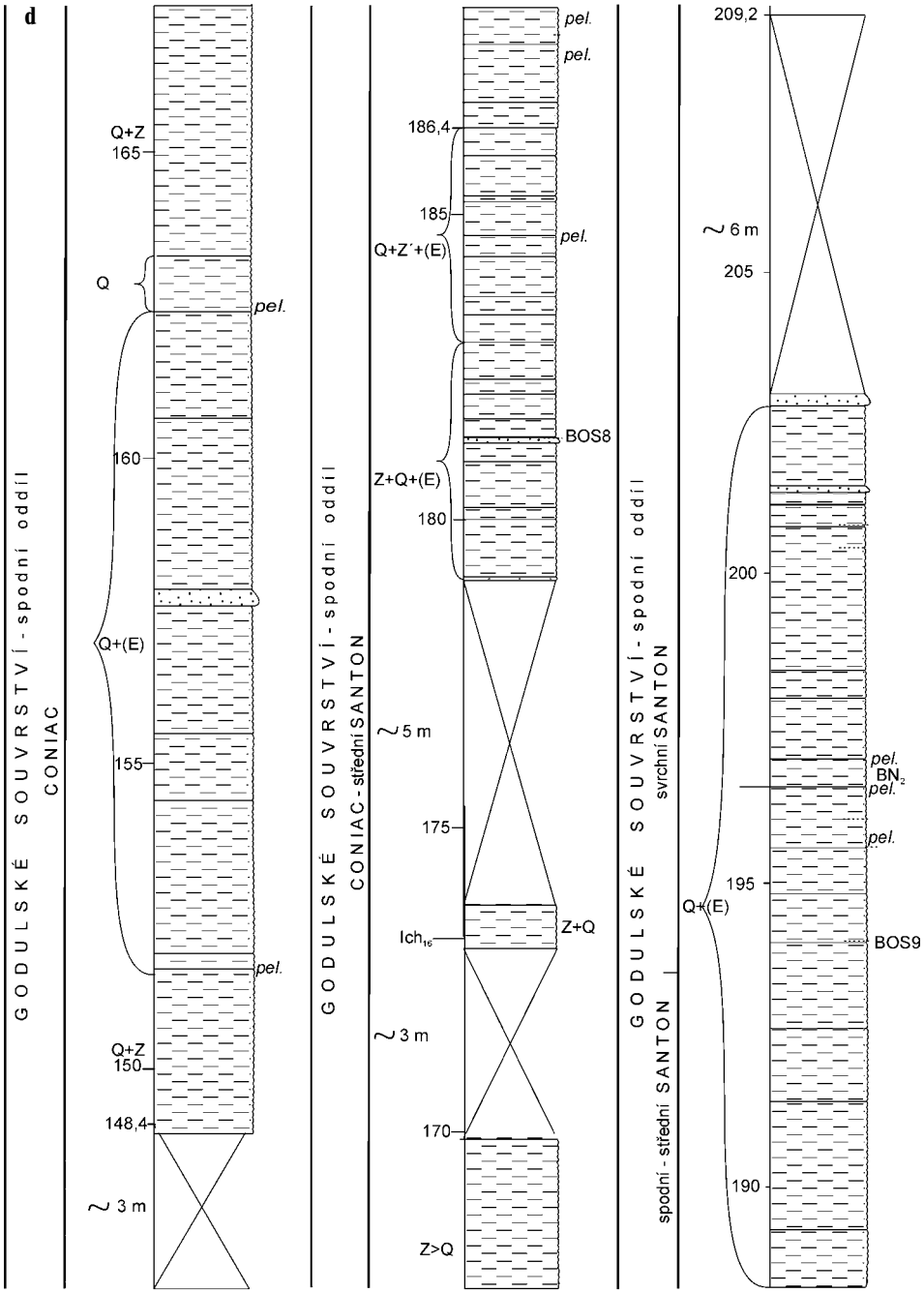
Obr. 2. Profil Bystrý potok. 1 – světlešedé jílovce, 2 – jílovce, 3 – tmavošedé jílovce, 4 – prachovce, 5 – zelenošedé pískovce, 6 – šedobílé pískovce, 7 – drobně rytmický flyš. Symboly na levé straně profilu A – šedé jemnozrnné křemité pískovce, B – světlešedé jílovce, C – šedé jílovce, E – jemnozrnné glaukonitické pískovce, F – červené jílovce, G – šedé střednězrnité pískovce, L – tmavošedé prachovce, P – první poloha zelenošedého jílovce, Q – šedé skvrnité jílovce, Z – červenošedé jílovce, Z´ – hnědošedé jílovce,
Fig. 2. Bystrý potok section.
1 – white-gray claystones, 2 – claystones, 3 – darkgrey claystones, 4 – siltstones, 5 – green gray sandstones, 6 – white-grey sandstones, 7 – thin-bedded flysch. Symbols A – fine-grained grey siliceous sandstones, B – white-grey claystones, C – grey claystones, E – fine-grained glauconitic sandstones, F – red claystones, G – grey medium-grained sandstones, L – dark-grey siltstones, P – first layer of green-grey claystones, Q – grey spotted claystones, Z – red-grey claystones, Z´ – brown-grey claystones.



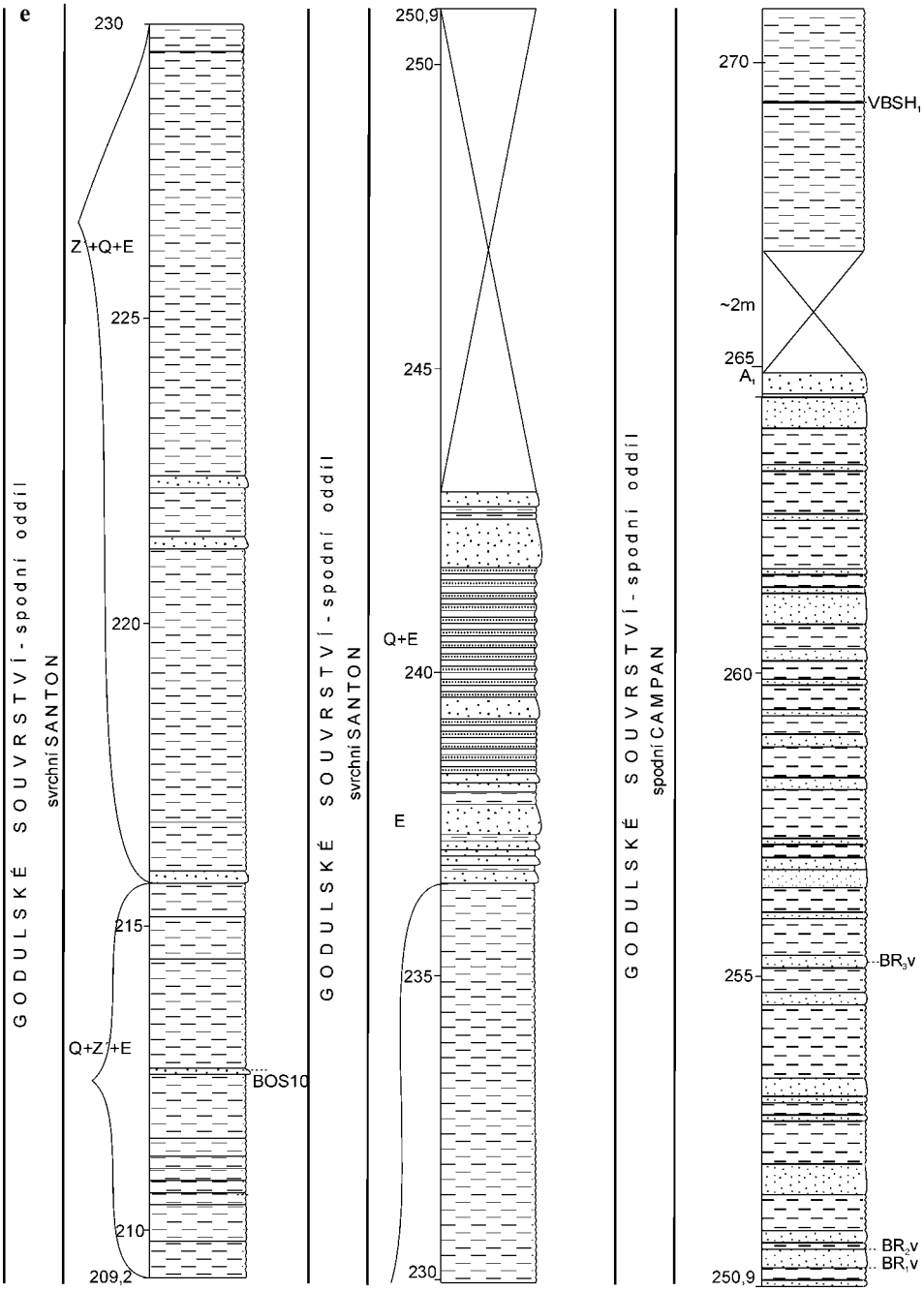
Obr. 2. Pokračování.
Fig. 2. Continued.



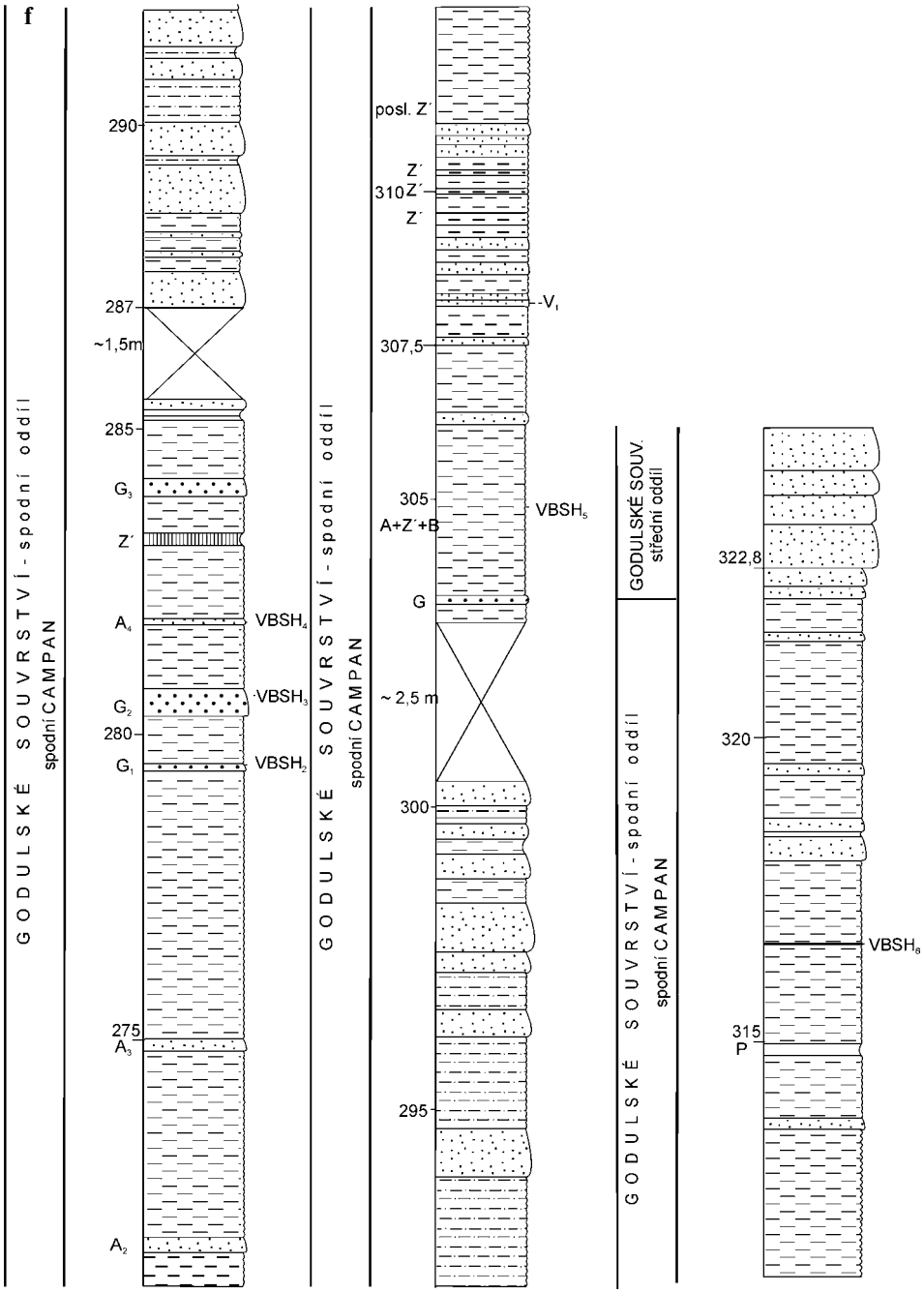
Obr. 2. Pokračování.
Fig. 2. Continued.



Obr. 2. Pokračování.
Fig. 2. Continued.



Obr. 2. Pokračování.
Fig. 2. Continued.



Obr. 2. Pokračování.
Fig. 2. Continued.

diska dříve souborně studováno HANZLÍKOVOU (1963, 1966, 1973), která měla k dispozici i vzorky z Bystrého potoka. V poslední době se profilem zabývali SKUPIEN a VAŠÍČEK (2001, 2003); dílčími úlohami, jak už bylo zmíněno v úvodu, též BUBÍK *et al.* (2004), BOOROVÁ *et al.* (2006), JIANG *et al.* (v tisku) a MIKULÁŠ *et al.* (v tisku). Nové biostratigrafické poznatky shrnuje práce SKUPIEN *et al.* (v tisku). Mineralogické zhodnocení sedimentů na profilu přináší příspěvek MATÝSKA a SKUPIENA (2005).

3. Litologie profilu

Nejstarší část studovaného profilu náleží ke lhoteckému souvrství, které završuje mocný vrstvení sled dlouhodobé spodnokřídové dysoxické sedimentace. Po ní nastupuje odlišná svrchnokřídová sedimentace oxických, pestře zbarvených nevápnitých pelitických uloženin mazáckého souvrství, ve kterém dominují cihlově červené jílovce. Pelitický sled mazáckého souvrství je na Bystrém potoce rozdělen do dvou částí polohou písčitého flyše, který náleží ostravickému pískovci.

V nadloží mazáckého souvrství pokračuje pelitický vrstevní sled, ve kterém dochází k postupnému zatlačování pestrých vrstev progradující turbiditní sedimentací. V tomto sledu převažují šedě zbarvené nevápnité jílovce. Jsou však periodicky prokládané pelity, které lze označovat jako pestré. Intenzita jejich barevnosti je však oproti jílovcům mazáckého souvrství potlačená. Pestré polohy reprezentují zpočátku fialově šedočervené, posléze hnědočervené až šedohnědé jílovce. Celý mocný soubor pelitických uloženin v nadloží mazáckého souvrství je proložen dvěma polohami písčitého flyše (viz obr. 2). Popsaný soubor patří ke spodnímu oddílu (vrstevnímu členu) godulského souvrství. Tento sled je ukončen nástupem mocného souboru písčitého flyše, který představuje střední oddíl (člen) godulského souvrství.

3.1. Lhotecké souvrství

Uvedené souvrství, jehož pojmenování zavedli PAUL a TIETZE (1877), původně zahrnovalo i mazácké souvrství. V současnosti se lhotecké souvrství pojímá v užším vymezení UHLIGA (1902), resp. ROTHA a MATĚJKY (1953). Lhotecké souvrství je albského stáří (např. HANZLÍKOVÁ 1966), v nejvyšší části se jedná o spodní a pravděpodobně až střední cenoman (SKUPIEN *et al.* v tisku). Souvrství je charakteristické pelitickým vývojem, ve kterém se obvykle střídají šedé, zelenavě šedé a šedé skvrnité jílovce. Svrchní část lhoteckého souvrství může být též vyvinutá v podobě turbiditních pískovců s rohovci (Mikuszowice Cherts sensu SZAJNOCHA 1884). Mocnost pelitického lhoteckého souvrství v oblasti Stolové a Nořičí hory podle MENČÍKA *et al.* (1983) nepřekračuje 220–250 m.

Na Bystrém potoce jsme dokumentovali jen nejvyšší část lhoteckého souvrství o mocnosti 52,3 m. Báze studovaného profilu je omezená tektonicky. Uvedenou část lhoteckého souvrství tam lze zřetelně rozčlenit na dva členy:

1) drobně rytmický flyš se skvrnitými jílovci a jílovitými vápenci (spodní část defilé)
2) člen se světle šedými jílovci a černošedými horizonty (nejvyšší člen souvrství).

Drobně rytmický flyš se skvrnitými jílovci a jílovitými vápenci o mocnosti 41 m je vápnitý (obr. 2). Uloženiny mají povahu distálních turbiditů. Mocnost rytmů kolísá mezi prvními centimetry až výjimečně asi do 20 cm. Rytmy obvykle dosahují mocnosti kolem 5–10 cm. V rytmech se střídají dvě základní složky: šedé, jílovité vápence až vápnité jílovce a nevápnité, šedé, často skvrnité jílovce. Na bázi některých rytmů se ještě může vyskytovat jemnozrnný drobový pískovec. Bývá několik mm až několik centimetrů mocný. V jediném případě byla zjištěna poloha 6,5 cm mocná. Někdy se projevuje pyritizace. Na spodní vrstevní ploše bývají vyvinuté drobné nerovnosti.

Vápencová složka často nese náznaky gradačního zvrstvení. Vápence jsou obvykle několik málo centimetrů mocné, jen občas se vyskytují polohy 7 až 9 cm mocné. Horninu podle výbrusů tvoří velmi jemnozrnný až jemnozrnný mikritový až mikrosparitový kalcit

s příměsí jílovité substance. Báze, ale i vyšší partie vápenců bývají laminované. Laminaci podmiňují kolísavé obsahy jílové substance a jemnozrnného křemene. Laminy až mikrolaminy jemně až velmi jemně zrnitého vápence s jílovou nebo písčitou příměsí od báze přecházejí do jílového mikritového nebo mikrosparitového vápence nebo do jílovitého vápence. V základní hmotě je rozptýlený bioklastický podíl (asi 5 až 10 %), především úlomky a schránky drobných foraminifer. Z akcesorií se nejčastěji vyskytují zrnka křemene, pelitizované živce, glaukonit a pyrit.

Nevápnité jílovce bývají šedé až tmavošedé, často jsou zastoupeny i jílovce skvrnité. Mocnost jílovců je kolísavá, obvykle do 5–6 cm. Výjimečně se vyskytují polohy přes 10 cm mocné, v jednom případě 31 cm. Ve výbrusech se hornina jeví jako velmi jemnozrnná s naprostou převahou jílové substance, s příměsí jemnozrnného sericitu a chloritu. Skvrnité jílovce naznačují hemipelagické sedimentační prostředí.

Popis výbrusů označených WBS 1 až WBS 4 uvádějí Skupien a Vašíček (2003). Další vzorek Ich4 (odebraný z rytmu necelých 10 cm mocného, 130 cm v podloží rozhraní mezi nejvyšším úsekem lhoteckého souvrství a spodním úsekem s charakterem typického lhoteckého souvrství), je poněkud anomální tím, že se v hnědošedém deskovitém vápnitém horizontu objevuje nahnědle šedobílá průběžná poloha dosti proměnlivé mocnosti od 1 až do14 mm. Z bělavé polohy a jeho kontaktu s hnědošedým jemně zrnitým vápencem byl zhotoven výbrus. V nadloží bělavé polohy byl ještě odebrán další vzorek na výbrus, a to BT1. Oba výbrusy vyhodnotil L. Jansa.

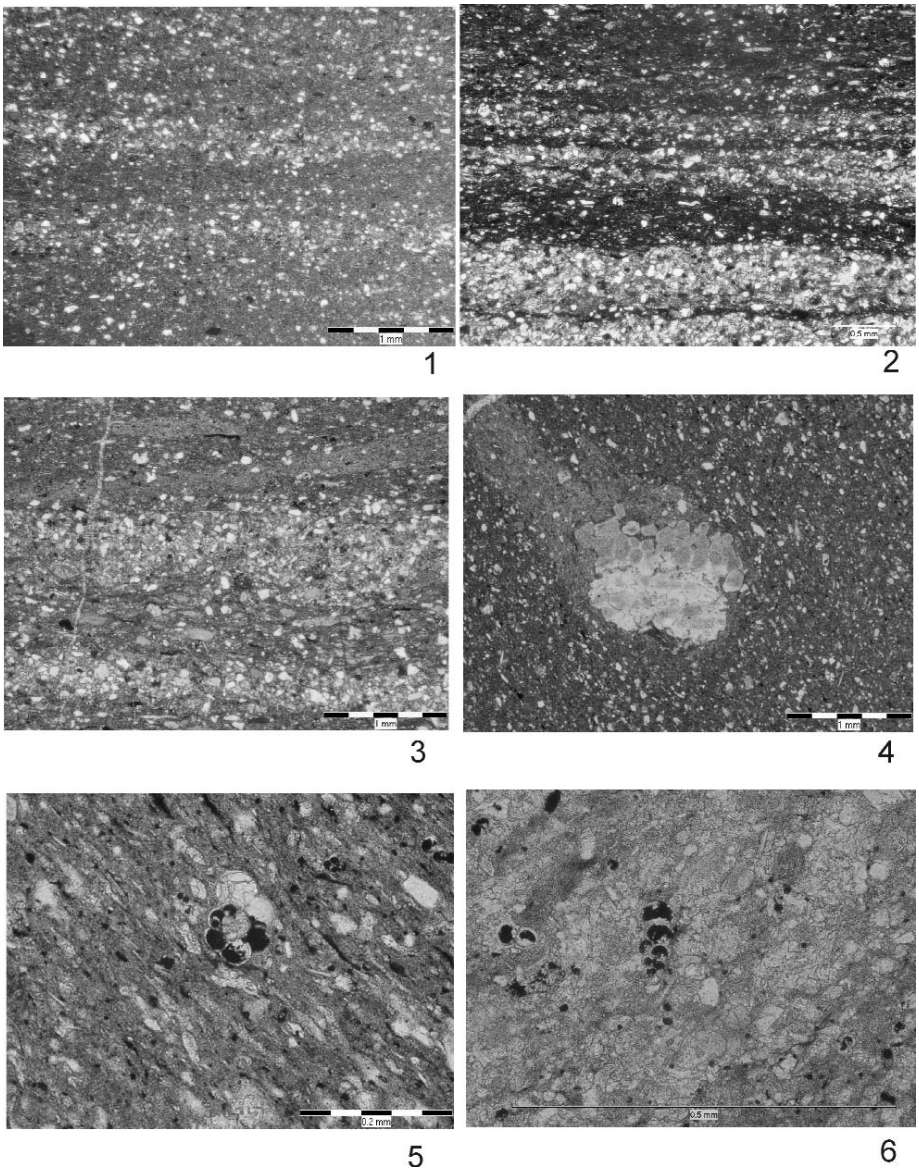
Bělavou polohu (Ich4) tvoří prachovitý peloidní packstone s rozptýlenými křemennými zrny prachové velikosti. Křemen je angulární, kolem 5 %. Zčásti je křemen koncentrován do velmi tenkých, krátkých lamin, které indikují jeho přepracování pohybem vln, patrně během bouří. Biota je nedokonale zachovaná, rekrystalovaná: ?calcisféry (1–5 %). Jejich jádra o průměru 57–86 mikronů jsou vyplněná chalcedonem. Dále se vyskytují větvené tubulární útvary orientované paralelně s vrstevnatostí – pravděpodobně řasy. Řídce byly sledovány foraminifery. Tmelem je granulární mikrosparit. Rozhraní s tmavšími laminami jsou ostrá. Tmavé laminy tvoří argilitický biomikrit s rozptýleným křemenným prachem (5 %). Glaukonit, plagioklas, pyrit a muskovit se vyskytují ve stopovém množství. Biota je tvořena fragmenty foraminifer, pravděpodobně benthických (1–2 %). Ojediněle se objevují relativně velké nanofosilie.

Výbrus ze šedého vápnitého jílovce (BT1) patří vápenitému, bioturbovanému, břidličnatému prachovci. Patrné jsou stopy po hrabání bentosu (burrows), které jsou zploštělé v důsledku kompakce. Křemen (5–7 %) o střední zrnitosti 0,03 mm je subagulární až angulární, středně vytříděný. Ortoklas, muskovit a glaukonit je ve stopovém množství. Přítomen je pyrit (3 %) a pyritizovaná rostlinná drť. Ojediněle se objevují pyritizované radiolarie a bentické foraminifery. Přítomny jsou rovněž nanofosilie (?1 %): větší jsou zachované, menší jsou přeměněny na mikrit. V chodbičkách je koncentrována organická hmota. Ojediněle se objevují karbonátové klence – dolosparit?. Mikrit tvoří 35 % a jílové minerály 35–40 % stavby vzorku.

Složení hornin studovaných ve výbrusech ukazuje na depozici materiálu na šelfu, který byl občas rozrušován bouřemi. Šelf indikuje přítomnost glaukonitu. Prachový křemen naznačuje blízkost kontinentu. Litologické složení indikuje sedimentaci z turbiditích proudů i z vodního sloupce (hemipelagity).

Vápnité sedimenty ze svrchní části lhoteckého souvrství byly podrobně studovány metodou výbrusové analýzy. Celkem bylo zhotoveno a vyhodnoceno 36 výbrusů (obr. 2).

Z mikrostrukturního hlediska patří zkoumané sedimenty k foraminiferovým biomikritům (foraminiferové wackestone, vzácně packestone – např. vzorek BZ15). Základní hmota je u většiny vzorků více-méně silicifikovaná, u některých částečně rekrystalizovaná (obr. 3.6). Typická je jílovitá příměs. Mikrofacii lze až na vzácné výjimky (např. vzorky BZ1, BZ8) označit jako foraminiferovou.



Obr. 3. 1 – Mikrolaminace. Neostré ohraničení mikrolamin. Vzorek BVb. 2 – Laminace. Různá mocnost lamin. Vzorek 4b. 3 – Laminace. Uprostřed zvlněný kontakt lamin. V horní části obrázku mají skvrny více-méně rovnoběžný průběh s laminami. Usměrnění. Vzorek 9. 4 – Prismy inoceramů. Vzorek BVc. 5 – Usměrnění jednotlivých složek sedimentu. Uprostřed *Ticinella roberti* (Gandolfi). Některé komůrky jsou téměř celé vyplněné pyritem. Vzorek 8. 6 – Částečná rekrystalizace základní hmoty. Uprostřed heterohelicidní planktonická foraminifera s pyritovou výplní komůrek. Vzorek 3a.

Fig. 3. 1 – Microlamination. Demarcation of the laminae is not sharp. Sample BVb. 2 – Lamination with different thickness. Sample 4b. 3 – Lamination. Undulating boundary between laminae. Sample 9. 4 – Inoceramid prisms. Sample BVc. 5 – Parallel-directed arrangement of the sedimentary components. *Ticinella roberti* (Gandolfi) in the middle part. Chambers are filled with pyrite. Sample 8. 6 – Partial recrystalization of matrix. Heterohelicid foraminifer with pyrite fill. Sample 3a.

Jedním z typických znaků většiny analyzovaných vzorků je skvrnitost. Skvrny mají nepravidelný průběh, někdy jsou více-méně rovnoběžné s laminací (obr. 3.3) a často mají „čočkovitý“ tvar. Způsob jejich vzniku není jasný. Jednou z možných alternativ je bioturbace. Ve vzorcích BZ16, BZ17 a 17 se v nich nacházejí četné klence karbonátu. Ty se v mnohem menší míře vyskytují též v základní hmotě ve všech zkoumaných vzorcích.

Poměrně zřídka byla v některých vzorcích zjištěna přítomnost mikritových (mudstone) klastů a peloidů.

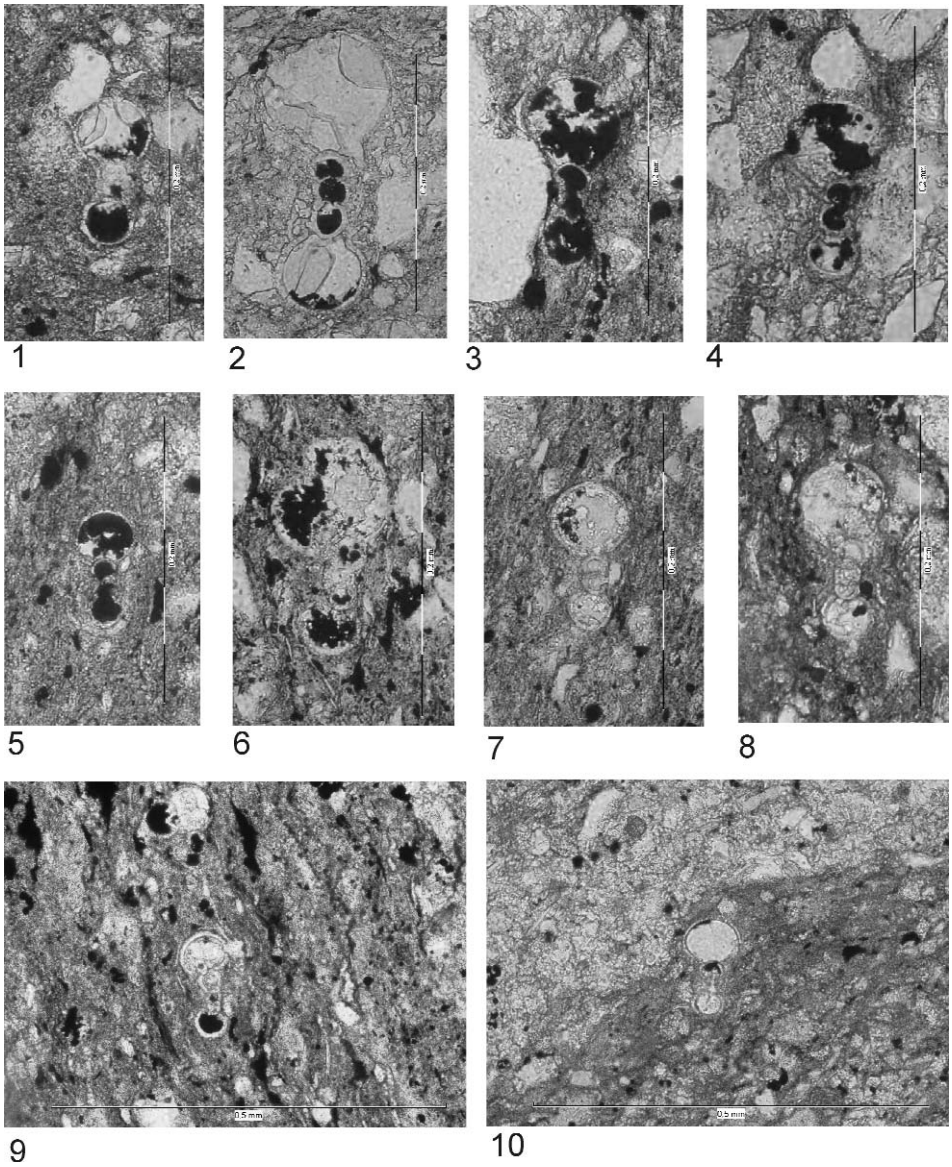
Zastoupení jednotlivých komponent, jejichž průběžný výskyt ve vrstevním sledu byl zjištěn pomocí výbrusové analýzy, je variabilní. Vykazují více-méně výrazné usměrnění (obr. 3.5) a s jistou tolerancí (až na sporadické výchylky) jsou relativně vytříděné. Ve svrchních horizontech někdy dochází k poklesu jejich výskytu (např. vzorky BZ9, BZ6, BZ0).

Z nejnižšího vápnitého horizontu ve studované části lhoteckého souvrství byl odebraný vzorek BVa. Ten v podstatě reprezentuje „základní“ typ sedimentu, jehož charakteristické znaky byly popsány výše. Jednotlivé alochemy se nacházejí ve více-méně silicifikované a částečně rekrystalizované základní hmotě. Jsou poměrně vytříděné, rovnoměrně rozmístěné a místy je patrné jejich usměrnění. Skvrny jsou řídké a objevují se pouze slabé, téměř zanedbatelné náznaky laminace, která se stává ve větší nebo v menší míře charakteristickým znakem většiny studovaných vzorků. Laminace ve formě mikrolamin se objevuje již v následném nadložním vzorku BVb (obr. 3.1) a byla pozorována rovněž u dalších vzorků, buď ve formě mikrolamin (vzorky 3b, 5, 7, 10, 12, 13, 16, BZ9, BZ0) a nebo výraznějších lamin proměnlivé tloušťky (obr. 3.2 – vzorky 1a, 2, 3a, 4a, 4b, 9, 9a, 11, BZ8, BZ1).

Výrazně laminovaný sediment byl poprvé zaznamenán ve výbrusu vzorku 1a. Laminy mají nepravidelný průběh, jsou různé tloušťky, obvykle jsou, hlavně z jedné strany, neostře ohraničené, takže přecházejí plynule do sebe. Není to však pravidlem a někdy jsou laminy jasně vyčleněné. Sporadicky byl pozorován též zvlněný kontakt lamin (obr. 3.3). V rámci mocnějších lamin se někdy vyskytují mikrolaminy. Střídají se dva typy lamin. První typ má charakter popsaný výše jako „základní“ typ sedimentu s foraminiferovou mikrofacií. Druhý typ představují laminy, které vznikly v důsledku zvýšeného přínosu a akumulace jednotlivých složek sedimentu, hlavně klastického undulozně zhášejícího, poměrně ostrohranného, resp. poloostrohranného více-méně vytříděného křemene. V některých vzorcích dosahuje obsah křemene více jak 50 % (např. vzorek 11 a BZ1). Vyznačují se rekrystalizovanou základní hmotou (druhotný sparit), přičemž u tenkých lamin je rekrystalizace zpravidla výraznější, lokálně se zbytky původní, nejspíše mikritové (mudstone) základní hmoty. V některých laminách se sporadicky vyskytují klasty mikritové (mudstone) struktury a peloidy. Foraminifery jsou v nich poměrně nepříznivě zachované jako v případě prvého typu lamin. Přítomné jsou i další biogeny, resp. alochemy, popsané níže. V rámci lamin se též uplatňuje již zmíněné usměrnění.

V případě mikrolaminace mají některé tenké laminy charakter popsaný jako druhý typ. Ve vzorcích BVa a BZ0 se velmi vzácně vyskytují tenké neúplné přerušované laminy tvořené pyritem. Popsaná laminace, resp. mikrolaminace je v podstatě charakteristická pro sedimenty v celém studovaném profilu lhoteckým souvrstvím.

Organické zbytky reprezentují dominantní planktonické foraminifery. Ty mají rozhodující význam z hlediska věkového zařazení studovaných uloženin. Jejich identifikaci někdy ztěžuje nepříznivé zachování, resp. nevhodně orientované řezy. Zpravidla bývají silně rekrystalizované (obr. 4, 5) nebo části jejich schránek, resp. jednotlivých komůrek jsou vyplněné pyritem (obr. 3.5, 3.6, obr. 4). Někdy bývají částečně pohlcené v základní hmotě (obr. 4.2, obr. 5.3) nebo část schránky je amputovaná, resp. deformovaná jinou alochemou (obr. 4.3, 4.4, 4.6, 4.8, 4.9). V průběhu celého profilu byla ve všech studovaných vzorcích (s výjimkou vzorku BZ1, kde se foraminifery vyskytují jen jako fantomy, resp. fragmen-



Obr. 4. 1 – 10 *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI). Schránky jsou rekrystalizované a více-méně vyplněné pyritem. 1 – Vzorek BVa. 2 – Částečné ponoření schránky v základní hmotě. Vzorek 2. 3, 4, 6, 8, 9 – Částečná deformace schránky. 3 - Vzorek 2. 4 – Vzorek 9. 5 – Vzorek 5. 6 – Vzorek 14. 7 – Vzorek BZ17. 8 – Vzorek BZ13. 9 – Vzorek 4b. 10 – Vzorek 3a.

Fig. 4. 1 – 10 *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI). Recrystalized chamber and filled with pyrite. 1 – Sample BVa. 2 – Sample 2. 3, 4, 6, 8, 9 – Deformed chambers. 3 – Sample 2. 4 – Sample 9. 5 – Sample 5. 6 – Sample 14. 7 – Sample BZ17. 8 – Sample BZ13. 9 – Sample 4b. 10 – Sample 3a.

tárně) diagnostikována zónová planktonická foraminifera *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI) – viz obr. 5.1–10), která indikuje albské stáří studovaných sedimentů. Stejnojmenná foraminiferová biozóna odpovídá svrchní části středního až střední části svrchního albu

(MAAMOURI, SALAJ *et al.* 1994), resp. bázi svrchního albu až po bázi svrchní části svrchního albu (ROBASZYNSKI a CARON 1995). Ve výbrusu vzorku 0 byla prvně zjištěná *Rotalipora subticinensis* GANDOLFI, která je vůdčí fosilií stejnojmenné subzóny v rámci zóny Biticinella breggiensis a indikuje nejvyšší část středního až spodní (v případě dělení na tři části – střední) část svrchního albu (MAAMOURI, SALAJ *et al.*, l. c.), resp. střední část svrchního albu (ROBASZYNSKI a CARON, l. c.). *Rotalipora subticinensis* se vyskytuje vzácně a její přítomnost, resp. přítomnost *Rotalipora* sp. byla zjištěná rovněž ve vzorcích 7 (obr. 5.4), 8, 9, 9a, 12, BZ17, BZ13, BZ9 (obr. 5.3). Není vyloučeno, že se nachází též v dalších vzorcích (rovněž v podloží vzorku 0), ve kterých byly pozorovány problematické průřezy, které by mohly patřit této formě. V asociaci s biticinelami a thalmaninelami se vyskytují zástupci ticinel : *Ticinella roberti* (GANDOLFI) – obr. 3.5, 5.1, 5.9, 5.10), *T. primula* LUTERBACHER (obr. 5.2, 5.5), resp. *Ticinella* sp. Běžné jsou formy s globulárním tvarem komůrek, které patří k zástupcům blefuscuian – *Blefuscuiana albiana* BOUDAGHER-FADEL *et al.*, *Blefuscuiana* sp. a hedbergel – *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *H. delrioensis* (CARSEY), *Hedbergella* sp. Další typické foraminifery na Bystrém potoce patří heterohelicidním formám (obr. 3.6). Tyto se někdy vyskytují poměrně běžně. Reprezentuje je *Heterohelix* cf. *globulosa* (EHRENBERG) a *Heterohelix* sp. (obr. 5.6).

Bentozní foraminifery se vyskytují v podřadném množství; v některých vzorcích nebyly vůbec zaznamenány. Mimo jiné je zastupují *Planularia crepidularis* (ROEMER), *Lenticulina* sp., *Gyroidina* sp. (obr. 5.8) a *Anomalina* sp. Asociaci foraminifer kompletizuje *Gubkinella graysonensis* (TAPPAN) – obr. 5.7, která byla identifikovaná ve více vzorcích.

Způsob zachování foraminifer nasvědčuje transportu z mělkovodnějšího prostředí do hlubšího, mírně redukčního prostředí, ale v rámci identifikované biozóny.

Ve všech analyzovaných vzorcích horninového sledu na profilu Bystrý potok se až na výjimky průběžně vyskytují další biogeny, avšak poměrně řídce až vzácně. Reprezentují je prismy inoceramů, které jsou vzácně roztroušené v základní hmotě. Výjimku tvoří vzorek BVc, kde je jejich zastoupení výraznější (tvoří shluk) – obr. 3.4. Sporadicky se objevují vápenitá dinoflagelláta (vzorky BVa, BVc, 0, 1, 3a, 4a, 8, 10, 11, 13, 14), jehlice spongií více morfotypů s původní křemitou nebo druhotnou kalcitovou výplní, velmi vzácně radiolarie se stejnou výplní jako jehlice spongií. Ve vzorku BVc byl pozorován osten ježovky. Vzácně se vyskytují misky *Ostracoda* div. sp. (např. ve vzorku 1a), fragmenty ?silnostěnných mlžů se stopami vrtavých organismů (vzorek 2), resp. se stopami koroze (vzorek 10) a filamenty (např. vzorek 2).

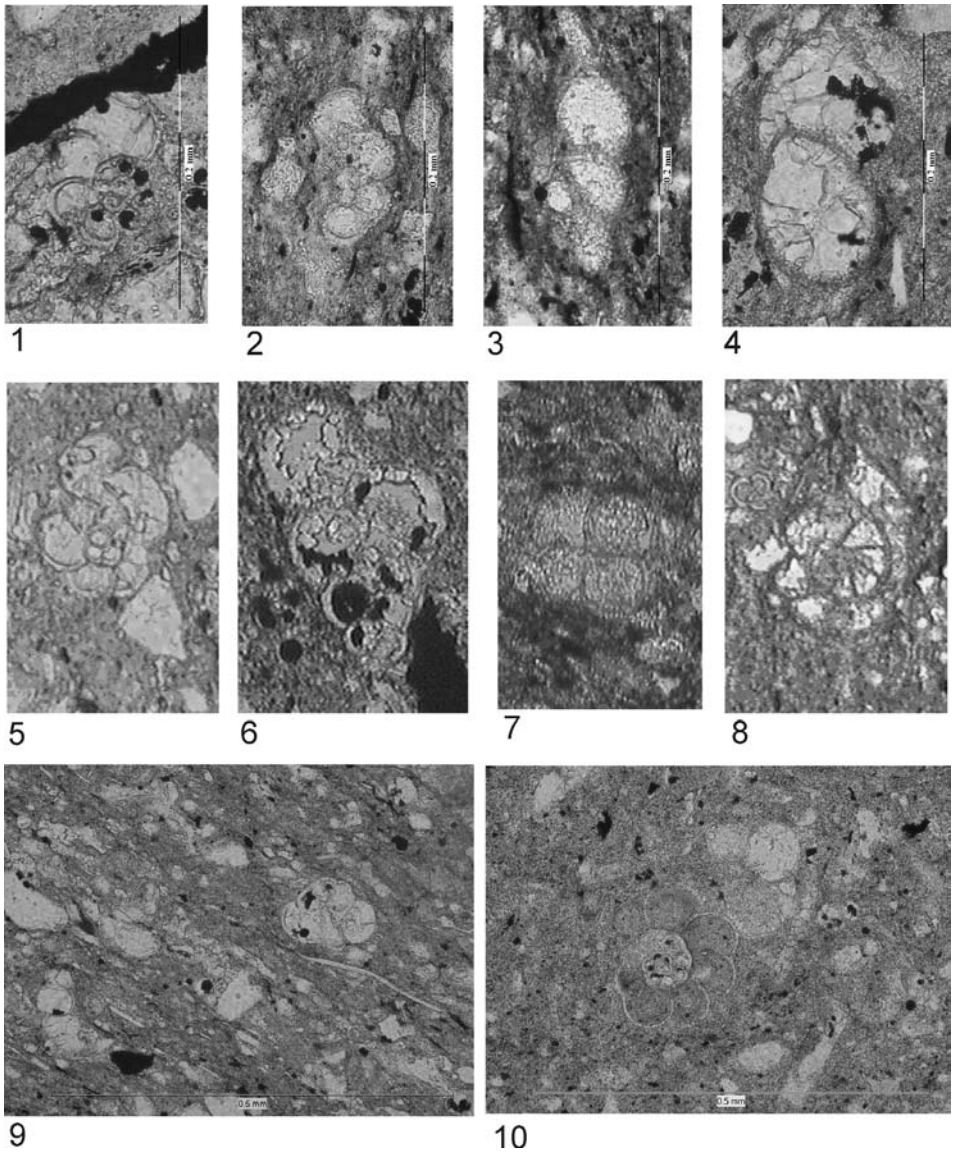
Běžně se vyskytuje rekrystalizovaný detrit, ze kterého část nejpravděpodobněji patří blíže neidentifikovaným úlomkům organického původu.

Charakteristickým prvkem všech analyzovaných sedimentů je kromě pyritu a slídy hlavně klastická příměs běžného, někdy až hojného (naakumulovaného hlavně v laminách), obvykle undulozně zhášejícího křemene písčité a prachovité frakce různého stupně opracování (ostrohranná zrna jsou poměrně častá). Přítomnost glaukonitu (s výjimkou vzorku BZ1, kde je v některých laminách jeho zvýšený obsah) je ve většině vzorků řídká. Průběžně, ale vzácně, se ve vzorcích vyskytují těžké minerály (?zirkon). V základní hmotě byl též pozorován vzácný výskyt malých úlomků/enkláv? rohovce (vzorky 0, 1, 2, 4a, 9a, 13) a živců.

Zaznamenán byl rovněž výskyt autigenního křemene.

Na základě RTG analýz lze usuzovat na proměnlivé složení karbonátů ve vzorcích. Zatím co kalcit se objevuje v tence lavicovitých polohách, ve světle šedých jílovcích je to ankerit (až 5 %). Dále v jílovcích je zastoupen spíše kaolinit než chlorit a rovněž bývá podstatnější podíl pyritu (MATÝSEK a SKUPIEN 2005).

Nejvyšší člen lhoteckého souvrství dosahuje mocnosti 11,3 m. Převažují nevápnité jílovce. Oproti podloží novou odlišnou složkou jsou polohy světle šedých, v čerstvém stavu nazelenalých jílovců. První, asi 30 cm mocnou polohu těchto jílovců tvoří bázi svrch-



Obr. 5. 1, 9, 10 – *Ticinella roberti* (GANDOLFI). 1 – Vzorek 2. 9 – Usměrnění komponent v hornině. Vzorek 6. 10 – Vzorek 2. 2, 5 – *Ticinella primula* LUTERBACHER. 2 - Vzorek BZ9. 5 – Vzorek BZ16. 3, 4 – *Rotalipora subticinensis* GANDOLFI. 3 - Schránka je částečně pohlcena v základní hmotě. Vzorek BZ 9. 4 – Vzorek 7. 6 – *Heterohelix* sp. Vzorek BZ17. 7 – *Gubkinella graysonensis* (TAPPAN). Vzorek BZ6. 8 – Bentozní forma *Gyroidina* sp. Vzorek BZ16.

Fig. 5. 1, 9, 10 – *Ticinella roberti* (GANDOLFI). 1 – Sample 2. 9 – Parallel-directed arrangement of sedimentary components. Sample 6. 10 – Sample 2. 2, 5 – *Ticinella primula* LUTERBACHER. 2 – Sample BZ9. 5 – Sample BZ16. 3, 4 – *Rotalipora subticinensis* GANDOLFI. 3 – Sample BZ 9. 4 – Sample 7. 6 – *Heterohelix* sp. Sample BZ17. 7 – *Gubkinella graysonensis* (TAPPAN). Sample BZ6. 8 – Benthic form of *Gyroidina* sp. Sample BZ16.

ního členu. Horní hranici indikuje prvý výskyt červeně zbarvených jílovců, kterými začíná nadložní mazácké souvrství.

Nejvyšší člen lhoteckého souvrství charakterizuje převaha světle šedých jílovců. Ve spodní části uvedené jílovce vytvářejí mocnější polohy. Jsou prokládány šedými jílovci. V celé vyšší části vrstevního sledu se oba typy jílovců mnohonásobně střídají; obvykle jen v centimetrových mocnostech. Od báze uvedeného sledu jsou šedé jílovce prokládány nápadnými horizonty (obvykle kolem 4–6 cm mocnými) tmavošedých jílovců až prachovců, někdy silicifikovaných. Místy se v nich vyskytují proužky makroskopicky patrného pyritu. Celkem bylo zaznamenáno 17 takových tmavošedých horizontů (L1–L17). V nejvyšší části sledu k uvedeným složkám nově přistupují 0,5 až 4 cm mocné polohy šedozelených jemnozrnných pískovců.

Z vyhodnocení 3 výbrusů (VSB1-3) z tmavošedých horizontů (SKUPIEN a VAŠÍČEK 2003) vyplývá, že uvedené horizonty náležejí jemně až velmi jemně zrnitým silicifikovaným jílovcům až rohovcům. Jeden z horizontů (L10a) je zajímavý tím, že na jeho nejvyšší vrstevní ploše se vyskytují nerovnosti problematického původu. Velikostí a tvarem nerovnosti zdánlivě připomínají kořenové části plavuňovitých rostlin označovaných jako stigmarie. Bubík (in BUBÍK *et al.* 2004, fig. 32) a MIKULÁŠ *et al.* (v tisku) je považují za otisky bazálních terčů mořských sasanek.

Z horizontu 10 byl odebrán další vzorek na výbrus R4. Základní složku výbrusu tvoří jílové minerály, pravděpodobně illit. Křemenný prach o velikosti 1 až 50 mikronů je angulární nebo subangulární. Vyskytuje se roztroušeně nebo ojediněle v laminách jednotné zrnitosti. Stopy glaukonitu, slíd (muskovit a sericit, výjimečně biotit). Slída je rovnoběžně orientovaná. Radiolarie, nedokonale zachované, jsou nahrazené silicitem. Přítomnost opakovaných lamin obohacených zrny křemene stejného charakteru indikuje proudově ovlivněnou sedimentaci (distální turbidit) nebo uloženiny tzv. „plume“ turbiditu. Nelze vyloučit ani konturit. Nepřítomnost karbonátů nasvědčuje depozici pod CCD.

Také RTG analýza potvrzuje vysoký podíl křemene (50–60%) a illitu (až 37%).

Výbrus VSB4 reprezentuje středně zrnitý vápnitý drobový pískovec. Vedle 40–50 % převážně sférických zrn křemene nestejné velikosti jsou v množství 5–10 % zastoupeny litoklasty (jemnozrnné mikrosparitové vápence, drobnozrnné sparitové vápence, útržky jílovců, z nichž část je silicifikovaná). Z akcesorií se vyskytují zrnka ortoklasu, rudních minerálů, pyrit a silicifikované jehlice hub. Mezerní hmotu (35–45 %) tvoří drobnozrnný sparitový kalcit.

V tmavošedých jílovcích v nižším úseku kolem tmavošedých horizontů L5 až L7 se P. Skupienovi podařilo nalézt části skeletů a izolované zbytky ryb. Asociace nevápnitých dinoflagelát odpovídají spodnímu až střednímu cenomanu (SKUPIEN *et al.,* v tisku).

3.2. Mazácké souvrství

Mazácké souvrství definované ROTHEM (1980) je charakteristické převahou pestrých, tj. cihlově červených a zelenavě šedých jílovců břidličnaté povahy. ZAHÁLKA a KOUTEK (1927), resp. MATĚJKA a ROTH (1949) tento vrstevní sled, stejně jako MENČÍK *et al.* (1983), označovali jako pestré vrstvy godulské. MENČÍK *et al.* (1983) uvádějí, že v tektonické šupině Javorníku a Ondřejníku dosahuje mazácké souvrství mocnosti 200–350 m. Údaj o značné mocnosti souvrství je zřejmě zkreslený tím, že MENČÍK *et al.* (tamtéž) konstatují, že souvrství v těchto zónách faciálně zastupuje flyšový vývoj spodního oddílu godulského souvrství.

HANZLÍKOVÁ (1973) popisuje aglutinované foraminifery cenomanu až spodního turonu. Podle nových poznatků o distribuci nevápnitých dinoflagelát a aglutinovaných foraminifer studované souvrství reprezentuje svrchní cenoman až coniac. (SKUPIEN *et al.*, v tisku).

Na profilu Bystrý potok je mazácké souvrství zřetelně rozdělené na tři části. Spodní úsek reprezentují typické pestře zbarvené nevápnité jílovce. Střední část je pískovcová

a odpovídá vrstevní jednotce označované jako ostravický pískovec (ANDRUSOV 1933). V nadloží písčitého flyše pokračuje mazácké souvrství v dosti obdobném pestrém vývoji jako ve spodní části. Všechny 3 části dosahují celkové mocnosti kolem 102 m. Ve svrchní části souvrství jsou dva zakryté intervaly bez výchozů.

Spodní část mazáckého souvrství začíná na Bystrém potoce nevýraznými polohami pestře zbarvených nevápnitých jílovců (obr. 2, obr. 6). Bázi souvrství klademe na první polohu nevýrazně červeně zbarvených jílovců. Horní hranici spodní části mazáckého souvrství tvoří báze výrazné lavice středně zrnitého pískovce s proměnlivou mocností, která dosahuje mocnosti až 50 cm (G2). Spodní část mazáckého souvrství dosahuje mocnosti 27 m.

V prvých 6 metrech mazáckého souvrství dominují nad červeně zbarvenými jílovci šedě zbarvené nevápnité jílovce. Pak následuje pásmo cihlově červených jílovců, které se obvykle v párech střídají se zelenavě šedými jílovci (JIANG *et al.* v tisku). V některých vyšších úsecích je párovité uspořádání jílovců potlačeno tím, že se obojí jílovce se mnohonásobně v tenkých vrstvičkách střídají, resp. navzájem prolínají. Bývají též vzájemně skvrnité. Jílovce jsou prokládány tenkými, zprvu destičkovitými polohami (2–4 cm mocnými) zelenavě šedých jemnozrnných pískovců. Směrem do nadloží pískovcové polohy nabývají na síle a postupně ubývá poloh s červenými jílovci. Poslední zřetelná červená poloha se vyskytuje na bázi výše zmíněné hraniční pískovcové lavice o mocnosti kolem 50 cm.

Z červených jílovců popisovaného sledu byly zhotoveny výbrusy B1, B7, B19, ze zelenavých jílovců výbrusy B2, B6, B16 a z pískovců výbrusy BJv1, BJv2, BR20, BJv3, BJv4. Červené jílovce jsou tvořené jílovými minerály. Obsahují 1–5 % rozptýleného angulárního křemenného prachu (siltu) a dispergované oxidy železa jako prachové částice. Někdy je též přítomen sericit (1 %), stopy glaukonitu a K – živce. Vzácně se objevují bentické foraminifery (nahrazené chloritem). V jednom případě jílové minerály nebo zeolity nahrazují kulatá tělíska o průměru 60 mikronů. Pravděpodobně se jedná o přeměněné radiolarie (2–3 %).

Zelenavé jílovce tvoří rovněž reorientované jílové minerály. Křemenný silt se vyskytuje v nepatrném množství (max. 2–3 %). Řídce je zastoupen glaukonit (až prachové velikosti), zcela nepatrně se objevuje muskovit a biotit. Ojediněle lze nalézt nedokonale zachované radiolarie, které jsou nahrazeny glaukonitem nebo chloritem. Ve vzorku B16 byl zastižen kontakt s laminou jemnozrnného pískovce. Zrna v lamině jsou gradačně vytříděná, zjemňují do nadloží.

RTG difrakce ukázala, že složení jílovců je stejné jako v nejvyšším členu lhoteckého souvrství, tj. illit (50–60 %), křemen (až 48 %), chlorit a plagioklas. Pouze u červených jílovců je zaznamenán výskyt hematitu (pod cca. 1,5 %).

Složení obou jílovců si je velmi podobné. Jsou bez karbonátů, takže patrně sedimentovaly pod CCD. Blízkost kontinentálního okraje indikují ojedinělé laminy křemitého siltu a glaukonit. Některé polohy jsou bioturbované. Vzácně obsahují špatně zachované radiolarie a bentické foraminifery.

Výbrusy BJv2, BR20, resp. BJv3 patří jemnozrnným, obvykle laminovaným glaukonitickým pískovcům. Křemenná zrna o velikosti 0,1–0,18 mm jsou špatně vytříděná. Obsah glaukonitu je až 7–10 %, slídy tvoří 0,5–1 % horniny. Někdy je přítomno až 1 % kaolinizovaného orthoklasu. Zajímavá je přítomnost mikrokrystalických rohovců peloidního tvaru. Ve výbrusu BJv3 jsou křemité jehlice hub koncentrované v jediné lamině. Základní hmota je křemitá (až 20 %). Ve výbrusech se objevují mikrostylolity s povlaky organického materiálu (doklad migrace předchůdců uhlovodíků podél stylolitů z období před tektonickou deformací). Zrna mohou být přednostně orientovaná – doklad proudových uloženin.

Výbrus BJv1 je rohovcovým pískovcem. Křemen je převážně plutonického původu (60 %) s průměrem zrn 0,21 mm, má středně zakulacená až polozakulacená zrna, středně vytříděná. Opět jsou přítomny mikrokrystalické rohovce zakulaceného tvaru (téměř 25 %). Živce a glaukonit jsou ve stopovém množství (0,5 %). Cement vyplňující mezery je chalcedonový (téměř 20 %).

Výbrus BJv4 byl zhotoven z křemence (G1) z polohy o mocnosti 26 cm. Gradačně zvrstvená poloha začíná střední zrnitostí. Vzorek odebraný zhruba kolem středu mocnosti charakterizuje křemen s mediánem zrn 0,18 mm. Je středně dokonale vytříděný. Přítomny jsou kvarcitová zrna (1 %), živce (1 %) a břidličnaté intraklasty (1 %). Akcesorie tvoří glaukonit, zirkon, turmalín. Cement je křemitý. Je možno sledovat výrazné křemité nárůsty na křemenných zrnech. Zrna jsou převážně protažená a přednostně orientovaná – proudové uloženiny.

Vedle detailního studia geochemie (JIANG *et al.* v tisku) byla spodní část mazáckého souvrství též studována D. Matýskem z hlediska fázového složení pestrých jílovců. Jeho poznatky jsou uvedeny v kapitole 4.

Střední část souvrství o mocnosti 20,2 m je pískovcová. Odpovídá **ostravickému pískovci**. Uvedená část začíná výraznou lavicí šedého, gradačně zvrstveného, středně zrnitého pískovce. V prvých 11 m mocnosti se jedná o drobně rytmický flyš, ve kterém šedé jílovce a prachovce dominují nebo jsou v rovnováze se šedými jemnozrnnými pískovci. Ve spodních 6 m (z 11 m mocnosti) dosahují rytmy obvykle mocnosti do 10 cm. Občas se v nich vyskytují též tenké, méně výrazně červeně zbarvené polohy. Nadložní úsek dále obsahuje 4 mocnější rytmy s jemnozrnnými až středně zrnitými gradačně zvrstvenými pískovci, kde pískovcová komponenta dosahuje mocnosti 20–30 cm. Po krátkém přerušení vrstevního sledu zbylá část je charakteristická rytmy o mocnostech 10–15 cm, ve kterých převažují pískovce. V jílovcích bývá někdy patrná bioturbace. V této vyšší části je nápadná 50 cm mocná lavice šedého, gradačně zvrstveného pískovce.

V nadloží popsaných uloženin následuje úsek asi 6,5 m mocný, budovaný výrazně písčitým flyšem s hrubými rytmy (hrubý flyš s. str.). V nich převažují pískovce od 20 do 60 cm, často o nestálé mocnosti. Rytmy končívají světlešedými jílovci maximálně několik cm mocnými. Výjimečně se v jílovcích může místy objevit tenká neprůběžná poloha červeného jílovce.

Ve spodní části pískovcového flyše s. str. (asi 3 m mocnosti, až na úroveň potrubí překračujícího potok) jsou pískovce obdobně šedě zbarvené jako v podloží. Pak následuje úsek šedobílých křemitých pískovců až křemenců (typický ostravický pískovec).

V hrubém flyši byly odebrány dva vzorky z šedobílých pískovců na výbrusy (BOS 1 a 2). Jejich podrobný popis uvádějí SKUPIEN a VAŠÍČEK (2003). Ve výbrusech převažuje křemen se zrny 180 (BOS1) nebo 140 μ (BOS2). Tmel je křemitý, ve druhém výbrusu křemitý s asi 15 % karbonátu. Přítomny jsou živce (1–2 %), zrna rohovců, ve vzorku BOS2 se též objevuje glaukonit (0,5 %). Dominuje křemen plutonického původu a kolem 5 % metamorfního křemene.

Svrchní část mazáckého souvrství je opět pelitická, poměrně monotónní, s rytmicky zvrstvenými uloženinami. Rytmy začínají pískovci na bázi tence deskovými; bývají mocné 10 až 20 cm. Nejvýrazněji se zde uplatňují červené jílovce, které mohou vytvářet i mocnější samostatné polohy. Zelenošedé jílovce se nevyskytují, takže chybí párovité uspořádání pestrých jílovců, charakteristické pro spodní část souvrství. Sled prokládají občasné, několik prvých desítek centimetrů mocné (v průměru 20 cm) polohy deskovitých pískovců. Ve svrchní části sekvence bývají ojediněle vrstevní plochy a pukliny navětralých pískovců potaženy nápadnými sazovitě černými manganovými krustami.

Vrstevní sled svrchní části mazáckého souvrství dosahuje mocnosti 54,5 m. Je přerušený v úseku odpovídající asi 8 m mocnosti v dolní čtvrtině profilu a rovněž je krátce přerušený v nejvyšší části. Z uloženin této části byly zhotoveny 4 výbrusy (BOS3 – 6), které jsou popsány in SKUPIEN a VAŠÍČEK (2003). Tři patří pískovcům, jeden (BOS5) reprezentuje karbonátovou konkreci (idiomorfní dolomit).

Pískovce jsou velmi jemnozrnné až jemnozrnné. Jeden z nich (BOS3) je bioturbovaný, s karbonátovým tmelem (?dolomit), druhý (BOS4) glaukonitický křemitý pískovec s náznaky šikmého zvrstvení, třetí glaukonitický pískovec s prachovcovými laminami. Křemen je převážně plutonického původu.

3.3. Spodní oddíl godulského souvrství

Po krátkém přerušení vrstevního sledu pokračuje profil nadále převážně pelitickými uloženinami. Převažují šedé nevápnité jílovce, které v několika úsecích mohou být prokládány jílovci, které lze označit jako pestré. Pestré jílovce jsou zpočátku šedočervené, resp. fialově šedočervené, výše pak načervenale hnědošedé až hnědošedé. V žádném případě zde nejsou zastoupeny výrazně cihlově červené jílovce.

Godulské flyšové souvrství (podle ROTHA, 1980 též godulská skupina) je souvrstvím dosahujícím značné mocnosti (až 3150 m). Jeho bližším litostratigrafickým členěním se zabývali např. MENČÍK a PESL (1955), ELIÁŠ (1970), MENČÍK *et al.* (1983), ELIÁŠ (1999) aj. ŚLĄCZKA a KAMINSKI (1998, fig. 7) pro godulské souvrství na polském území uvádějí facii pestrých břidlic a slínovců (která může pokračovat nepřetržitě až do paleogénu).

Přítomná nepočetná společenstva foraminifer celého godulského souvrství svědčí podle HANZLÍKOVÉ (1969) pro stáří od vyššího turonu po santon. Z hlediska palynologického jsou ovšem jílovce tohoto souvrství bohaté na nevápnitá dinoflageláta, která reprezentují stáří od santonu po svrchní campan (SKUPIEN *et al.* v tisku).

Souvrství se na českém území dělí na tři oddíly, resp. na spodní, střední a svrchní vrstvy godulské. Jak dokládá ELIÁŠ (1999), jejich vymezování je obtížné a nejednoznačné. Uvádí se, že spodní oddíl je vyvinut v podobě drobně až středně rytmického flyše (MENČÍK *et al.* 1983). Střední oddíl je ve vývoji hrubého pískovcového flyše. ELIÁŠ (1999) upozorňuje na možný asynchronní průběh báze godulského souvrství a také na to, že litostratigrafické členění souvrství je spojováno s mylnými představami o laterální stálosti vrstev.

Vrstevní sled, který považujeme za spodní oddíl godulského souvrství, odkrytý v Bystrém potoce o celkové mocnosti 177,5 m, je rozdělen dvěmi pásmy písčitého flyše do pěti částí: na spodní pelitickou část, spodní písčitý flyš, střední pelitickou část, svrchní písčitý flyš a svrchní pelitickou část.

Spodní pelitická část, která dosahuje mocnosti 87,7 m, je typická tím, že v ní převažují nevápnité, šedé, občas tmavěji šedé, skvrnité jílovce. Zejména ve vyšší a nejvyšší části vrstevního sledu je místy prokládají nevápnité červenavě šedé jílovce. Ty lze považovat za pestré jílovce, ale od jílovců mazáckého souvrství se odlišují značně potlačeným zbarvením. Profil je ve dvou místech zakrytý kvartérními sedimenty. Spodní pelitická část je ukončená ostrým nástupem písčitého flyše.

Nejnižší úsek spodní pelitické části jen blízko báze obsahuje několik tenkých poloh šedočervených jílovců. Dalších 12 m v nadloží postrádá pestré polohy jílovců. Je v nich jediná tenká lavice pískovců. Šedé jílovce občas obsahují čočkovité pelosiderity (pel.).

Ve vyšší části se střídají úseky s četnějším zastoupením červenavých jílovců a úseky bez pestrých jílovců. V závěrečném úseku s pestrými jílovci nabývají jílovce hnědého odstínu, takže je lze označit za červenavě hnědošedé. V jílovcích bez pestrých poloh se opět vyskytují pelosiderity. Jen ojediněle se ve vrstevním sledu objevují deskovité pískovce.

V uvedené části vrstevního sledu byly odebrány 4 vzorky na výbrusy. Výbrusy BOS8–BOS10 (makroskopicky zelenošedě zbarvené horniny s manganovými povlaky) jsou popsány in SKUPIEN a VAŠÍČEK (2003). Prvý z nich (BOS 8) patří jemnozrnnému pískovci s karbonátovýn tmelem, se slabě šikmou laminací. Zbylé dva patří prachovcům. Ve výbrusu BOS9 je zachycen stylolitický šev, který je zbarvený organickým materiálem (migrujícím uhlovodíkem). Čtvrtý vzorek (BN2), odebraný necelé 3 m v nadloží výbrusu BOS9 (v úseku bohatém na pelosiderity), reprezentuje jílovitou břidlici se siltovou laminací. Jílové minerály ve výbrusu jsou v důsledku raných metamorfních projevů odkloněny o 45–50 stupňů oproti původní orientaci při sedimentaci.

V nadloží mocné spodní pelitické části ostře nasedá **těleso písčitého flyše**. Dosahuje mocnosti téměř 31 m. Po úvodních pískovcových deskách a pískovcové lavici na bázi flyšové části následují přes 3 m drobně rytmického flyše ukončené další výraznou pískovcovou lavicí. Po několikametrovém přerušení profilu, následuje souvislé pásmo výchozů

písčitého flyše v levém břehu potoka. Toto pásmo bylo nově podrobně zdokumentováno (obr. 2e). Střídají se zde rytmy značně odlišných mocností, jejichž báze vždy začíná pískovcem, který gradačně přes prachovce přechází do šedých jílovců. Pískovce v tenkých rytmech bývají jen několik cm mocné a jsou sdruženy do poloh drobně rytmického flyše. Drobně rytmický flyš nepravidelně občas prokládají rytmy 50–60 cm mocné. V těchto rytmech dosahují pískovce mocnosti až do 50 cm.

V pískovcových polohách byly odebrány 3 vzorky na výbrusy BR1–BR3. Prvé dva výbrusy patří pískovcům s mediánní velikostí křemenných zrn 0,14 mm; maximální zrna dosahují až 0,36 mm. Zrna jsou převážně angulární, středně dobře vytříděná. Převažuje křemen plutonický, přítomny jsou živce 4 % (ortoklas zčásti kaolinizovaný a plagioklasy), slída méně než 1 % (muskovit, biotit > chlorit), glaukonit 0,5 %. Dále se vyskytují úlomky hornin, které jsou stejně velké jako křemenná zrna: kvarcit, sericitický kvarcit, ?rohovec. Zrna jsou orientovaně uspořádaná, turbiditního původu. Cement je kalcitový (1 %). Výbrus BR3 z vyšší části vrstevního sledu je obdobný; křemená zrna s mediánem 0,1 mm. Ve výbrusu je nepatrně vyšší obsah glaukonitu a kalcitový cement dosahuje kolem 7 %.

Střední pelitická část dosahuje mocnosti 22 m. Pelitické uloženiny vystupují ve výchozech po krátkém přerušení profilu v přímém nadloží písčitého flyše. Pelitický soubor je rytmicky vrstevnatý. Rytmy s převahou jílovité složky bývají mocné kolem 10 cm, občas je prokládají rytmy až kolem 20 cm. Báze rytmů začínají tenkou polohou šedého jemnozrnného pískovce (1–4 cm). Přecházejí do šedých prachovitých jílovců nebo do světle šedých jílovců. V horní polovině profilu se začínají vyskytovat hnědavě šedé, posléze až hnědočerveně šedé jílovce. Ve vyšší části úseku se též vyskytují desky pískovců nestálé mocnosti, ve svrchní třetině též mocnější polohy méně zpevněných až drobivých hrubozrnných pískovců až jemnozrnných slepenců. Na jejich bázi se mohou vyskytovat závalky jílovců.

V uvedené části byly z písčitých poloh odebrány 4 vzorky na výbrusy (VSBH1–VSBH4). Jejich popis uvádějí Skupien a Vašíček (2003). V jednom případě se jedná o sideritový valoun ve slepenci, další reprezentují jemnozrnný, středně zrnitý a hrubozrnný pískovec. Malé množství litoklastů skládají především chloriticko-sericitické břidlice, chloritické břidlice, sericitické kvarcity apod. Mezerní hmotu tvoří sericit a chlorit s jílovitou substancí (15–30 %).

Jílovce střední části jsou dle RTG analýzy tvořeny illitem (až 65 %), křemenem (až 35 %), chloritem a plagioklasem.

Po krátkém přerušení profilu vystupuje v březích a ve dně potoka **svrchní úsek písčitého flyše**. Je mocný asi 14 m. V tomto písčitém flyši jsou oproti spodnímu nápadné pískovcové lavice o mocnosti 50–87 cm. Mezi nimi se nacházejí rytmy tvořené šedými pískovci, prachovci a jílovci o mocnostech deset i více desítek centimetrů.

Po dalším přerušení profilu následuje **svrchní pelitická část**. Úplný profil uvedené části je znázorněn na obr. 2f. Svrchní pelitická část dosahuje mocnosti 23 m.

Báze svrchní pelitické části není odkrytá. Vrstevní sled je charakteristický decimetrovými rytmy, na jejichž skladbě se podílejí šedé křemité destičkovité pískovce, červenohnědé až červenošedé jílovce a světlešedé jílovce. Zhruba po 10 m mocnosti pestře zbarvené jílovce v rytmech mizí. V nadložním sledu pokračuje sedimentace ve stejně mocných, někdy i mocnějších rytmech s převahou jílovců. Zprvu ještě šedé jílovce zakrátko nabývají zelenavých odstínů. Počátek souvislého nástupu zelenošedých jílovců je v kresleném profilu vyznačen písmenem P. V posledních 4 m se vyskytují výraznější pískovcové polohy. Nejvyšší část popisovaného sledu končí 36 cm mocnou polohou pískovce. Nad ním následuje mocný písčitý vrstevní sled, který považujeme za střední oddíl godulského souvrství.

Ve svrchní pelitické části byly odebrány 3 vzorky tence deskovitých pískovců na výbrusy. Výbrusy VSBH5 a 6 jsou popsány in Skupien a Vašíček (2003). Patří drobovým

pískovcům. Ve třetím výbrusu (V1) lze horninu klasifikovat jako jemnozrnný drobový pískovec. Jako ve zbylých výbrusech se vedle subangulárního křemene vyskytuje kolem 5 % živců, hojné (kolem 20 %) jsou horninové úlomky, dále též slída (biotit > muskovit), chlorit (2 %) a těžké minerály. Matrix (10 %) tvoří jíly a jemný krystalický křemen. Křemen je první generace (patrně přinesený říčními toky). Turbiditní pískovce pocházejí z vyvřelých hornin, zčásti z metamorfik.

4. Studium fázového složení jílovců mazáckého souvrství

Cílem uvedeného studia jílovců ze spodní části mazáckého souvrství bylo především stanovit mineralogický charakter červeného pigmentu pestrých vrstev. Stanovení charakteru a vlastností červeného pigmentu by totiž mohlo přinést další poznatky o podmínkách, za kterých pestře zbarvené sedimenty vznikaly. Výzkum byl zaměřen na celkové složení typických aleuropelitů a jejich změny ve studované vrstevní sekvenci.

4.1. Metody studia

Fázové složení sedimentů a mineralogický charakter pigmentu byl sledován pomocí práškové RTG difrakční analýzy a pomocí elektronové mikroanalýzy. Měření probíhalo na modernizovaném, plně automatizovaném difraktometru URD-6 (Rich. Seifert-FPM, SRN) za podmínek: záření CoKα/Ni filtr, napětí 40kV, proud 35 mA, krokový režim s krokem 0.05° 2'' s časem na kroku 3s a s digitálním zpracováním výsledných dat. Jak pro měření, tak pro vyhodnocovaní byl použit firemní program RayfleX (RayfleX ScanX a RayfleX Analyze, verze 2.289).

Pro kvalitativní vyhodnocení byla dále použita databáze difrakčních dat PDF-2, verze 2001 (International Centre for Diffraction Data, Pennsylvania, USA). Pro semikvantitativní analýzu byl použit program RayfleX Autoquan verze 2.6. Jedná se v podstatě o komerční, upravenou verzi programu BGMN. Označení Autoquan se vztahuje k programovému interface BGMN pro práci v prostředí Windows NT 4.

Kvantifikace pomocí tohoto programu je založena na modelování difrakčních spekter s použitím známých strukturních dat (mřížkové parametry, pozice atomů ve struktuře, prostorová grupa, obsazovací faktory atd.) pro jednotlivé minerály a s následným porovnáním s naměřeným difrakčním záznamem pomocí vícerozměrné regrese. Jedná se tedy o mírně upravenou Rietveldovu metodu strukturní analýzy z práškové difrakce. Ze strukturních dat vypočtený difrakční záznam se při analýze upravuje pomocí různých algoritmů (sférická harmonická analýza) za účelem odstranění vlivů texturace vzorků, anizotropie velikosti částic, částečná dezorientace ve struktuře, mikroabsorbce atd., s cílem dosáhnutí co největší shody mezi naměřenými daty a vypočteným průběhem difrakčního záznamu. Výsledkem výpočtu jsou jak tzv. škálovací faktory (odpovídající podílům jednotlivých fází ve vzorku), tak i zpřesněná strukturní data pro jednotlivé fáze a také velikosti jejich krystalitů (krystalových domén), případně mikronapětí v nich. Podmínkou pro správnost výsledků je znalost nebo odhad správných vstupních modelů struktur jednotlivých fází, což může být v některých případech problém. Tyto problémy mohou vzniknout u minerálů vykazujících polytypii (např. chlority, slídy) a také u jílových minerálů s vysokým stupněm strukturního chaosu (structural disordering) (např. smektity a smíšené struktury – např. illit-smektit).

Elektronové mikroanalýzy byly prováděny na leštěných nábrusech na přístroji: Rastrovací elektronový mikroskop TESCAN VEGA TS 5130 LM s energiově-disperzním spektrometrem OXFORD INCA Energy 350 a vlnově disperzním analyzátorem MICROSPEC. Tyto analýzy byly prováděny v Hutní a chemické laboratoři firmy ArcelorMittal Ostrava a.s.

4.2. Výsledky studia

Výsledky semikvantitativních analýz fázového složení sedimentů ze studované lokality jsou uvedeny v práci MATÝSEK a SKUPIEN (2005). Z výsledků vyplývá, že rozdíly ve složení jílovců jednotlivých vrstevních jednotek jsou velmi malé. Určité rozdíly způsobuje především lokální silicifikace. U vzorků převažuje obvykle křemen, ve vysokých podílech je obvykle přítomen jílový minerál ze skupiny illitu (illit–muskovit), ve stabilních obsazích do 10 % bývá přítomen chlorit. V akcesorických množstvích bývá přítomen plagioklas. Přítomnost dalších fází: kaolinit, karbonáty, pyrit je omezen pouze na některé vzorky. V červeně zbarvených jílovcích byly zjištěny stopy hematitu. Obsahy hematitu jsou ale velmi nízké (max. 1.24 ±0.57% hm.).

Je ovšem potřeba uvést, že kvantifikace komplexních směsí jílových minerálů, jaké reprezentují jílové frakce vzorků, je značně problematická a je zatížená značnou chybou. Určité rozdíly ve složení vzorků jednotlivých vrstevních jednotek se projevují také u karbonátů. V jílovcích podložních jednotek (hradišťské souvrství, lhotecké souvrství) bývá přítomen karbonát ze skupiny dolomitu–ankeritu a vzácněji i kalcit. V mazáckém souvrství karbonáty většinou chybějí, resp. kalcit bývá přítomen ve stopovém množství, v podobě drobných mázdřitých útvarů na vrstevních plochách. Ve lhoteckém souvrství byly zjištěny vzorky, ve kterých byl zjištěn spíše kaolinit než chlorit a také vzorky s vyšším množstvím pyritu. Obsahy plagioklasu v mazáckém souvrství se jeví poněkud vyšší než v podložních jednotkách.

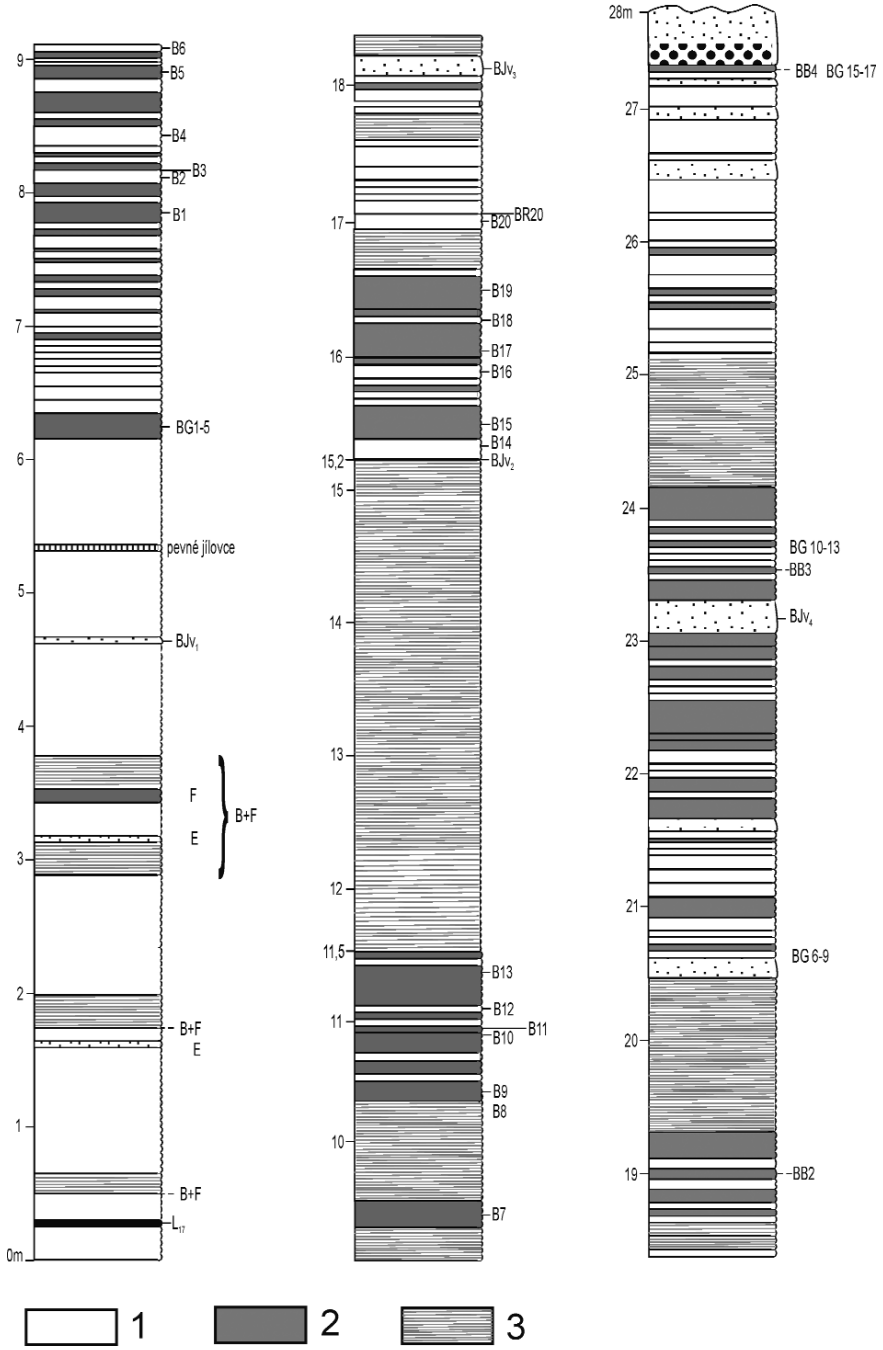
4.3. Elektronová mikroskopie a mikroanalýza

U pěti nábrusů (tří červeně zbarvených aleuropelitů – vzorky B10, B13, B17; dvou zelenošedých aleuropelitů – vzorky B2, B18, obr. 6) bylo provedeno orientační studium, zaměřené na sledování složení mikročástic, akumulujících vyšší podíl těžkých kovů (včetně Fe a Mn). Při tomto studiu při pozorování na elektronovém mikroskopu, v obraze, který poskytují zpětně odražené elektrony (BEI), byly vyhledávány částice s vyšší průměrnou atomovou hmotností. S rostoucí průměrnou atomovou hmotností částic totiž roste energie zpětně odražených elektronů a tím roste i jas částic v obraze.

Současně s tímto studiem byly provedeny také orientační analýzy průměrného složení vzorků na plochách přibližně 0.35×0.35 mm. Složení vzorků je uvedeno v tabulce č. 1. Z tabulky je evidentní, že průměrné složení vzorků je prakticky neměnné. Jedinou výjimkou je přítomnost stop Cu u vzorku B10 a Mn u vzorku B17. Mírně zvýšené obsahy Cu a Mn jsou zřejmě vyvolány přítomností chalkopyritu, resp. oxidů Mn v těchto vzorcích a budou komentovány dále.

Při pozorování ve zpětně odražených elektronech byla zjištěna celá řada částic, které obsahovaly zvýšená množství těžkých kovů. Relativně často byly zaznamenávány částice chloritu, ilmenit, oxidy Fe a Mn, minerál ze skupiny TiO_2, zirkon a různé fosfáty (fluorapatit i fosfáty vzácných zemin). U vzorku B10 a B18 byly běžně zjištěny částice pyritu, ve vzorku B13 byly poměrně hojné částice chalkopyritu. Ve vzorku B17 byly hojné částice oxidů Mn a u vzorku B2 pak oxidů Fe. Přítomnost stop sulfidů v červeně zbarvených aleuropelitech je minimálně pozoruhodná. Ve všech případech se jedná o klastické nebo autigenní částice, neboť velikost těchto částic se pohybovala v jednotkách, desítkách, někdy i stovkách mikrometru. V přiložených obrázcích (obr. 7–12) jsou dokumentovány některé zajímavé částice.

Na mapách plošné distribuce bylo dále zjištěno, že distribuce Fe v plochách pod 100×100 μm je s výjimkou zjištěných klastů Fe oxidů zcela homogenní. Nebyly pozorovány žádné dostatečně drobné a homogenně dispergované mikročástice, které by mohly vysvětlovat červené zbarvení aleuropelitů. Pravděpodobným důvodem bude skutečnost, že barevný pigment bude daleko jemnozrnnější než je rozlišovací schopnost skenovací elektronové mikroskopie a současně bude intimně asociovan s jílovou složkou vzorků.



Obr. 6. Detailní dokumentace spodní části mazáckého souvrství v úseku 52–80 m. 1 – světlešedé jílovce, 2 – červené jílovce, 3 – střídání červených a zelenošedých jílovců, E – pískovce.

Fig. 6. Detailed documentation of the lower part of the Mazák Formation in the 52–80 m of section.1 – white grey claystones, 2 – red claystones, 3 – alternation of red and green grey claystones, E – sandstones.

Tabulka 1. Průměrné složení studovaných vzorků.
Table 1. Average composition of samples studied.

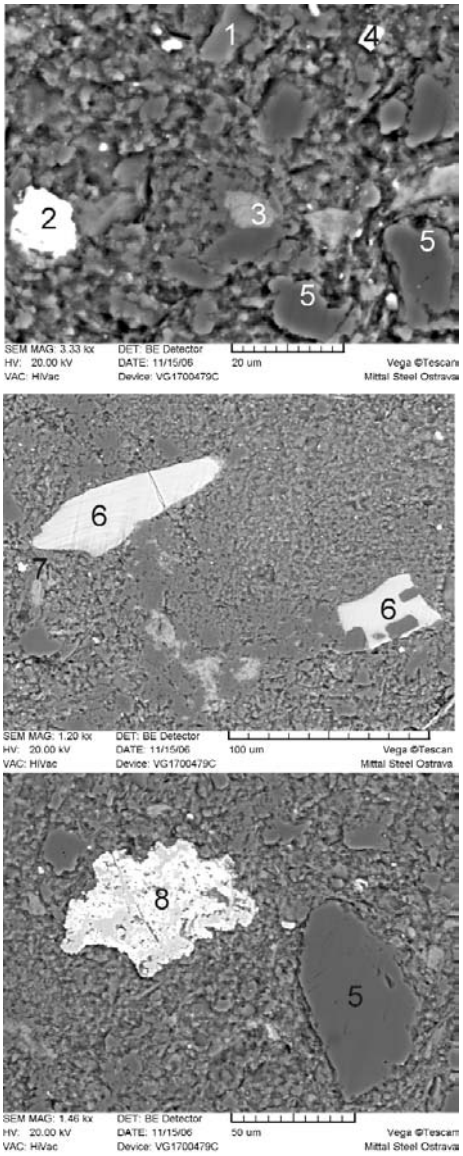
Vzorek	Barva horniny	Spektrum	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Mn	Cu
			[% hm.]										
B2	zelenošedá	Plocha 1	50.87	0.46	0.94	7.03	33.87	2.21	0.23	0.36	4.02		
B2	zelenošedá	Plocha 2	50.76	0.42	0.87	7.15	33.67	2.52	0.28	0.35	3.98		
B2	zelenošedá	Plocha 3	50.8	0.36	1.03	7.29	33.08	2.56	0.39	0.32	4.16		
B10	červená	Plocha 1	46.29	0.71	1.08	9.8	34.25	3.3	0.4	0.77	3.14		0.25
B10	červená	Plocha 2	45.05	0.48	0.99	9.12	37.08	3.02	0.42	0.46	3.26		0.13
B10	červená	Plocha 3	44.35	0.78	1.26	9.61	36.2	3.55	0.35	0.59	3.2		0.1
B13	červená	Plocha 1	48.79	0.33	1.23	7.49	34.11	2.55	0.27	0.37	4.86		
B13	červená	Plocha 2	49.15	0.25	0.96	7.25	34.42	2.55	0.17	0.4	4.84		
B13	červená	Plocha 3	49.61	0.48	1.07	7.23	33.75	2.71	0.28	0.35	4.53		
B17	červená	Plocha 1	47.26	0.36	0.98	6.12	37.09	2.48	0.88	0.4	3.96	0.46	
B17	červená	Plocha 2	47.29	0.35	1.11	6.48	36.53	2.36	0.8	0.43	4.36	0.3	
B17	červená	Plocha 3	47.62	0.38	1.2	6.53	35.61	2.56	0.79	0.42	4.35	0.53	
B18	zelenošedá	Plocha 1	50.47	0.28	1.05	8.13	33.35	2.88	0.32	0.45	3.07		
B18	zelenošedá	Plocha 2	49.96	0.45	0.9	8.18	33.79	2.94	0.29	0.39	3.09		
B18	zelenošedá	Plocha 3	49.93	0.61	0.93	7.8	34.06	2.78	0.41	0.38	3.1		

4.4. Mineralogický charakter barevného pigmentu v pestrých vrstvách

Pomocí práškové RTG difrakční analýzy byly v pestře zbarvených jílovcích zjištěny nízké obsahy hematitu: max. 1,24 ±0,57 % hm. Interpretace přítomnosti a kvantifikace obsahů hematitu je možná pouze použitím Rietveldovy analýzy difrakčních dat. Intenzita zjištěných difrakčních linií hematitu mírně stoupá v difrakčních záznamech jílového podílu vzorků. V zrnitostní frakci pod 0,1 μm je možné odhadnout obsah hematitu na 3–5 % hm. Pomocí mikroanalýzy na elektronovém mikroskopu bylo zjištěno, že barevný pigment je ve vzorcích extrémně jemně disperzní a je svázán s jílovou komponentou vzorků. Je možné předpokládat, že částice barvící složky bude mít rozměry v desítkách až stovkách nm. Kromě nerozlišitelné barvící komponenty byly ve vzorcích zjištěny hojné částice klastických oxidů Fe a Mn. Tyto klastické částice nevykazovaly složení hematitu a byly jako barvící komponenta příliš hrubozrnné.

Vizuální identifikace obsahů hematitu v difrakčních záznamech je založena pouze na přítomnosti dvou velmi slabých difrakčních linií této fáze, které se navíc z části překrývají s nebazálními liniemi illitu. Charakter difrakčních záznamů (široký difrakční pás u nízkých úhlů) proto umožňuje spíše hypoteticky uvažovat také o přítomnosti dalších červeně barvících fází. V úvahu by snad mohl připadat macaulayit nebo fáze mu blízká. Macaulayit $(Fe^{+++}, Al)_{24}Si_4O_{43}(OH)_2$ je krvavě červeně zbarvený jílový minerál, který byl popsán z hluboce alterovaného granitoidu na lokalitě Inverurie, Aberdeenshire, Skotsko (Wilson *et al.*, 1984) a který vykazuje neobyčejně zajímavou strukturu. Ve struktuře tohoto minerálu je vrstva složená ze dvou základních buněk hematitu na jedné straně lemovaná vrstvou křemíkových tetraedrů, obdobných jako ve struktuře kaolinitu. Na druhé straně pak přiléhá mezivrstevní prostor. Difrakční záznam macaulayitu obsahuje všechny difrakční linie hematitu a navíc bazální linie jako u jílového minerálu. V případě studovaných vzorků je bohužel oblast s bazálními liniemi macaulayitu obsazena velmi silnými bazálními liniemi illitu.

Strukturní vlastnosti jílových minerálů, s ohledem na existenci minerálu macaulayitu, s velkou pravděpodobností umožňují vznik neuspořádaných minerálních fází s obsahem hematitového segmentu (i variabilní tloušťky) v poloze oktaedrické vrstvy.



Obr. 7. Tři zorná pole vzorku B2 s vyznačením zajímavých a analyzovaných zrn. 1 a 3 – chlorit, 2 – oxid Fe s mírně zvýšeným obsahem Ti, 4 – zirkon, 5 – křemen, 6 – fluorapatit, 7 – oxid železa s mírně zvýšeným podílem Cu (1.6 % Cu), 8 – odpovídá svým složením ilmenitu a jeho produktům přeměny.

Fig. 7. Three microscopic fields of sample B2 with delimitation of interesting and analyzed grains. 1, 3 – grains corresponding in composition to chlorite, 2 – grain of Fe oxide with a slightly increased content of Ti, 4 – zircon grain, 5 – quartz grains. In Fig. 1b, 6 – grains corresponding to fluorapatite, 7 – grain corresponding to iron oxide with a slightly increased proportion of Cu (1.6 % of Cu). In Fig. 1c, 8 – grain corresponding in composition to ilmenite and products of its alteration.

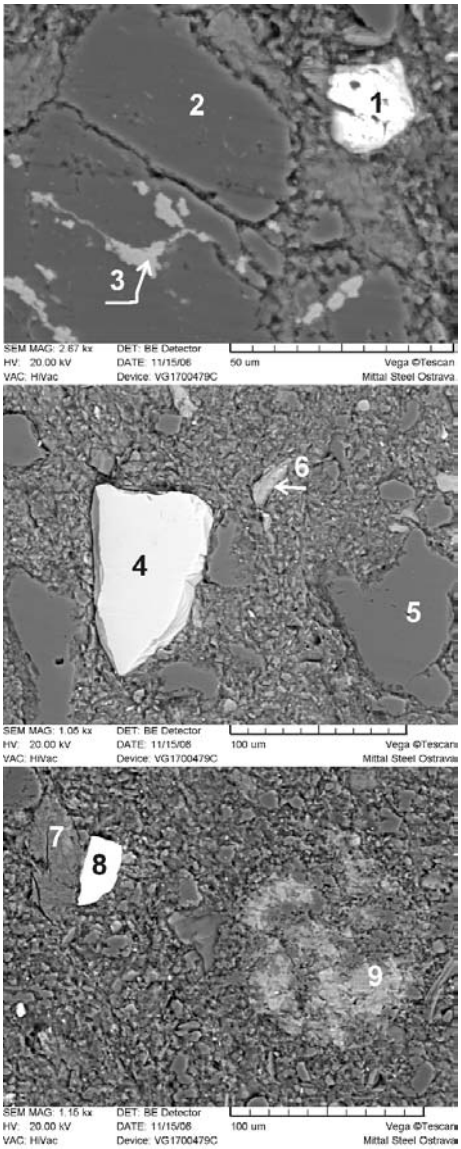
Asociace disperzní barvící komponenty (patrně hematitu) na jílové minerály je velmi pravděpodobná, ale zda pigment ve vzorcích vytváří izolované částice nebo definované hematito–jílové komplexy typu macaulayitu, to jasné není. Je zcela evidentní, že běžně používané analytické postupy, používané v mineralogii nepovedou k zpřesnění identifikace barvící komponenty v pestrých vrstvách. V dalším studiu by bylo vhodné ověřit, zda tento problém bude řešitelný pomocí transmisní elektronové mikroskopie s vysokým rozlišením (HRTEM).

5. Charakteristika studovaných vrstevních členů

Níže uvedené litologické charakteristiky vrstevních jednotek obnažených na Bystrém potoce se opírají o výsledky studia jediného, podrobně studovaného profilu. V následujícím textu jsou uvedeny především nové údaje, které se více nebo méně odlišují od dosavadních názorů na rozdělení křídového vrstevního sledu slezské jednotky.

Svrchní část lhoteckého souvrství na Bystrém potoce se oproti obvyklému vývoji odlišuje tím, že zde chybí písčitý flyšový vývoj s rohovci, v literatuře popisovaný jako mikuszowické vrstvy či rohovce. Vrstevní sled však není čistě pelitický v návaznosti na skvrnitý pelitický vývoj, který by mohl do nadloží pokračovat v charakteristickém vývoji spodní části lhoteckého souvrství. Uloženiny neodpovídají ani vývoji vápnitých břidlic, jak by bylo možno odvozovat z fig. 17 B in Picha *et al.* (2006).

Podstatná část vrstevního sledu na počátku námi studovaného profilu na Bystrém potoce patří ke **svrchní části lhoteckého souvrství**. Spodní část defilé tvoří šedě zbarvené váp-



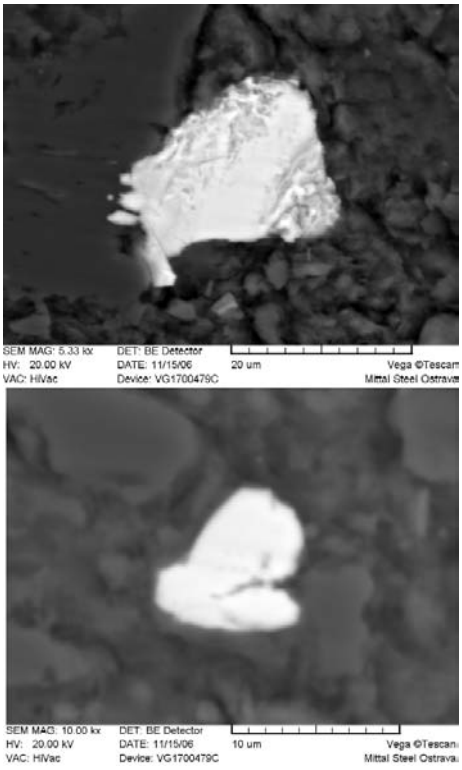
Obr. 8. Tři zorná pole vzorku B2 s vyznačením zajímavých a analyzovaných zrn. 1 - sulfid Fe (pyrit?) s mírně zvýšeným obsahem Cu (1.1 % Cu), 2 – plagioklas – albit, 3 – svým složením odpovídá fosfátu blízkému fluorapatitu, obsahuje také 1.5 % Nd, 4 – oxid Ti, 5 – křemen, 6 – chlorit, 7 – Fe bohatý alumosilikát (glaukonit?, obsahuje totiž 1.6 % K_2O), 8 – zirkon a 9 – chlorit.

Fig. 8. Three microscopic fields of sample B2 with delimitation of interesting and analyzed grains. 1 – grain of Fe sulphide (pyrite?) with a slightly increased content of Cu (1.1 % of Cu), 2 – plagioclase – albite grain, 3 – grain corresponding in composition to fluorapatite close to phosphate. It also contains 1.5 % of Nd. In Fig. 2b, 4 – grain of Ti oxide, 5 – quartz grain, 6 – chlorite grain. In Fig. 2c, 7 – Fe-rich alumosilicate (glauconite?, contains 1.6 % of K_2O) grain, 8 – zircon grain, 9 – chlorite grain.

nité turbiditní uloženiny. Málo mocné distální turbidity často začínají tenkou polohou pískovce (na bázi obvykle s nerovnostmi), který přechází do jemnozrnného, obvykle laminovaného vápence. Vápenec gradačně přechází do vápnitého jílovce. Jílovce jsou v nejvyšší části šedé a nevápnité. Některé jílovce jsou skvrnité. Nelze bezpečně rozeznat, zda všechny jílovce v nadloží vápnitých uloženin jsou hemipelagické (což je méně pravděpodobné) nebo jsou jimi pouze skvrnité jílovce, či dokonce je jimi jen nejvyšší část jílovců v rytmech, což se zdá nejpravděpodobnější. Jílovce považované za hemipelagické se vzhledem k jejich nevápnitosti ukládaly v hlubokovodním hypoxickém prostředí pod CCD. Zdrojem vápnité komponenty v rytmech bylo asi prostředí pelagické vápencové platformy v dosahu šelfu bašského hřbetu. Turbiditní sedimentaci též potvrzují výbrusy.

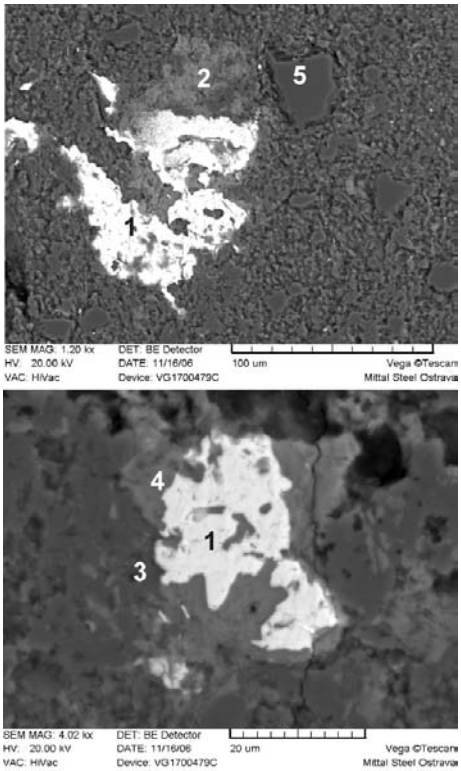
Mikritické vápence v rytmech obsahují redeponované pelagické foraminifery. Ty umožňují poměrně přesně určit stáří svrchní části lhoteckého souvrství na nižší část svrchního albu. Asociace planktonických foraminifer se při studované mocnosti kolem 40 m téměř nemění. Vzhledem k několika dislokacím zaznamenaných v profilu nelze též vyloučit, že vrstevní sled se zde šupinovitě opakuje. Nevápnitá dinoflageláta dokládají svrchní alb.

Nejvyšší člen lhoteckého souvrství je nevápnitý, oproti podloží i nadloží odlišně zbarvený. Hlavními odlišnými složkami jsou zelenavě světlešedé jílovce a tenké polohy nápadných tmavošedých, často prokřemenělých prachovitých jílovců až rohovců. Pouze v nejsvrchnější části se periodicky vyskytují deskovité jemnozrnné drobové pískovce turbiditního



Obr. 9. Mikrofotografie dvou zajímavých zrn ve vzorku B10. Na horním obrázku je zrno fosfátu s vysokým obsahem yttria. Dále obsahuje Dy a Gd. Jedná se pravděpodobně o xenotim – (Y). Na spodním obrázku je uvedeno zrno fosfátu s dominancí Ce. Dále byl zjištěn obsah La, Nd, Th a Pr. Toto zrno odpovídá monazitu – (Ce).

Fig. 9. Microphotograph of two interesting grains in sample B10. In the upper figure there is a grain of phosphate with a high content of yttrium. In addition, it contains Dy and Gd. It is probably xenotime – (Y). In the lower figure a grain of phosphate with the dominance of Ce is there. In addition, a content of La, Nd, Th and Pr was found. This grain corresponds to monazite – (Ce).

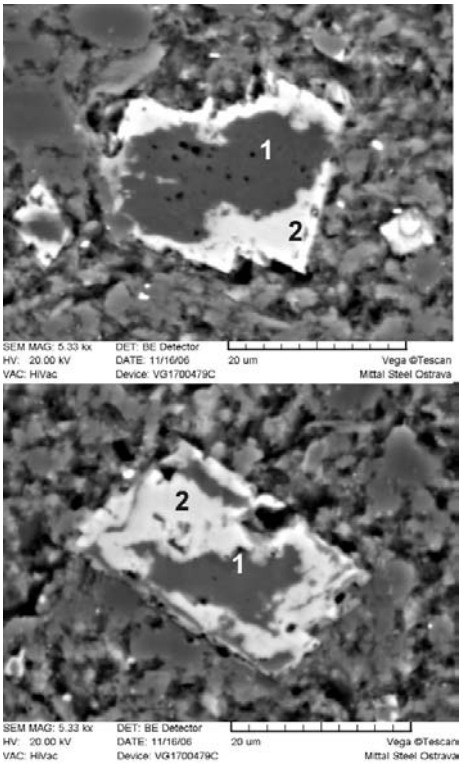


Obr. 10. Mikrofotografie dvou zrn ve vzorku B13. 1 – na obou obrázcích chalkopyrit, 2 a 4 patří pravděpodobně glaukonitickému minerálu a obsahují vysoký podíl Fe, 3 – chlorit a 5 – křemen.

Fig. 10. Microphotograph of two grains in sample B13. In both figures, 1 – grain corresponding to chalcopyrite, 2, 4 – probably grains of glauconitic mineral with a high Fe proportion, 3 – chlorite grain, 5 – quartz grain.

charakteru s vápnitou základní hmotou. Uvedené hlubokovodní pelitické sedimenty uložené pod hladinou CCD místy obsahují jádra radiolarií. Stratigraficky se jedná o spodní a pravděpodobně až střední cenoman.

Další výrazná změna sedimentace je spojená s nadložním **mazáckým souvrstvím.** Uvedené souvrství je typické cihlově červeně zbarvenými jílovci, které se ve spodní části často párovitě střídají se zelenošedými jílovci. Spodní části souvrství byla v rámci projektu CORB věnována zvýšená pozornost z geochemického i mineralogického hlediska.



Obr. 11. Mikrofotografie dvou zajímavých zrn ve vzorku B17. Na obou obrázcích je vidět krystaly Mn-dolomitu, postižené oxidační přeměnou. Analýzy v místech 1 ukazují průměrně 15.4 % Mg, 28 % Ca a 2 % Mn. Světlé plochy při okrajích krystalů vykazují 2.35 Mg, 7.9 % Ca a 45.3 % Mn.

Fig. 11. Microphotograph of two interesting grains in sample B17. In both figures, crystals of Mn-dolomite affected by oxidative alteration can be seen. Analyses in points 1 show 15.4 % of Mg, 28 % of Ca and 2 % of Mn on an average. Light areas at crystal rims are characterized by 2.35 % of Mg, 7.9 % of Ca and 45.3 % of Mn.

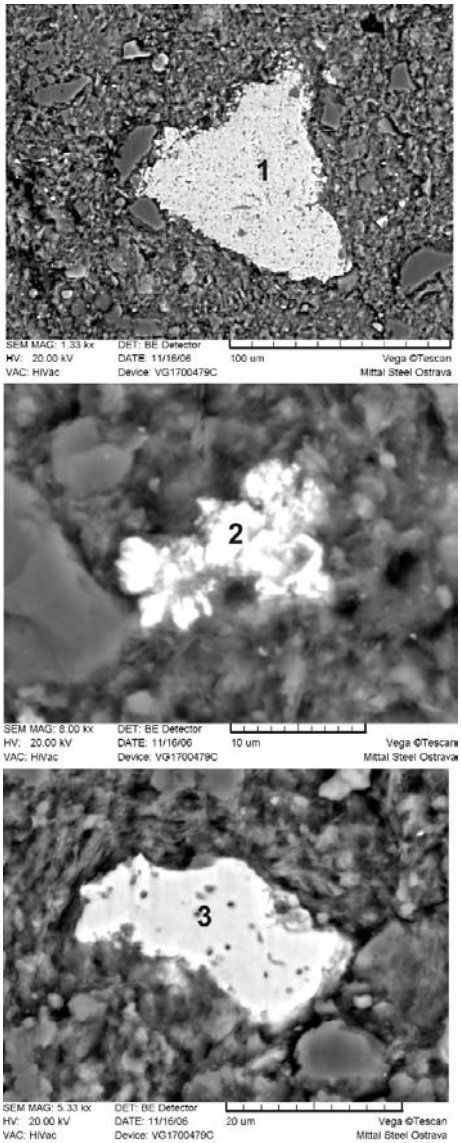
Mazácké souvrství je charakteristické tím, že dřívější hypoxické podmínky byly vystřídány oxickým prostředím. Hlubokovodní podmínky se odrážejí v nevápnitosti jílovců, absenci vápnitých planktonických mikrofosilií a bentosních makrofosilií a v přítomnosti specifických minerálů. Souvrství se ukládalo pod hladinou CCD na oceánském dně v dobře okysličené vodě u dna. Periodicky se do něho vkládají deskovité turbiditní polohy glaukonitických pískovců.

Přibližně uprostřed mazáckého souvrství se na Bystrém potoce vyskytuje asi 20 m mocná poloha písčitého flyše. Pískovce lze zařadit k litostratigrafické jednotce označované jako **ostravický pískovec**. Část pískovců, které bývají jemně až středně zrnité, je šedě zbarvená, ve vyšší části sledu jsou též pískovce šedobílé. Prvý typ pískovců obsahuje jako příměs malé procento intraklastů, druhý typ jsou křemité pískovce s malým množstvím akcesorií. Ve složení všech pískovců dominují zrna křemene plutonického původu. Nadále obdobné hlubokovodní podmínky indikují nečetné, tenké vrstvičky načervenalých jílovců. Ojedinělé nálezy dinoflagelát patří turonu.

Podle ELIÁŠE (1995) ostravický pískovec tvoří v mazáckém souvrství lokálně vyvinuté progradující podmořské vějíře několikakilometrových rozměrů. Podle PICHY *et al.* (2006) ostravický pískovec reprezentuje nejstarší synorogenetický sled v moravských Vnějších Karpatech. Jeho sedimentace oproti mazáckému souvrství probíhala velmi rychle. Svědčí o tom amalgamace některých pískovcových poloh a časté výskyty proximálních turbiditů a fluxoturbiditů (ELIÁŠ 1970). Polymiktní materiál, včetně klastů vápenců, známý z typové lokality ostravického pískovce na Mazáku se však na Bystrém potoce nevyskytuje.

Ve svrchní části mazáckého souvrství pokračuje jílovcová sedimentace prokládaná občas deskovitými turbiditními pískovci. Dominují zde červeně zbarvené jílovce. Zelenošedé jílovce a jejich párovité střídání s červenými jako ve spodní části souvrství není vyvinuto.

Pelitická sedimentace poněkud odlišného typu ve značné mocnosti pokračuje i v nadloží. Základním znakem je převaha šedých nevápnitých jílovců, občas s pelosiderity. Na několika místech se v jílovcích objevují pestré jílovce, které poněkud připomínají červené jílovce mazáckého souvrství. Jejich zbarvení ale není cihlově červené. Je potlačeno zprvu



Obr. 12. Mikrofotografie tří zrn ve vzorku B18. Složení zrna 1 ukazuje, že se jedná o fluorapatit, který je velmi jemně prorostlý klastickými součástkami sedimentu. Zrno 2 patří Fe sulfidu, zřejmě pyritu a obsahuje také 2.9 % Ni. Zrno 3 patří minerálu ze skupiny TiO_2.

Fig. 12. Microphotograph of three grains in sample B18. Composition of grain 1 shows that it is a fluorapatite grain intergrown very finely with clastic components of sediment. 2 – Fe sulphide, probably pyrite grain containing also 2.9 % of Ni. 3 – grain of mineral of TiO_2 group.

do červenošedého méně výrazného zabarvení, ve vyšší části sledu nabývají červeně hnědošedé barvy. Převážně jílovcová sedimentace je proložena dvěma polohami písčitého flyše.

Na polském území KSIAZKIEWICZ (1938) v ekvivalentních uloženinách slezské jednotky vyčleňuje tři vývoje (facie), časově odpovídající našemu mazáckému souvrství a nižší části, resp. celému godulskému souvrství: facie slezská, která postrádá pestré jílovce; facie lanckoronská, charakteristická silným zastoupením mikuszowických rohovců a facie wieliczská, ve které ve vyšší části chybějí godulské pískovce a celý vývoj je ve facii pestrých jílovců. Uvedenému členění na Bystrém potoce nejlépe odpovídá charakteristikou uloženin facie wieliczská.

Celková mocnost popsaného sledu v nadloží mazáckého souvrství dosahuje na Bystrém potoce téměř 180 m. Domníváme se, že tento vrstevní sled, mimo jiné též s ohledem na vývoje popsané na polském území (KSIAZKIEWICZ 1938, SLĄCZKA a KAMINSKI 1998), přes občasné výskyty pestrých jílovců, nelze spojovat s mazáckým souvrstvím. Považujeme ho za **spodní oddíl godulského souvrství**. S výjimkou dvou zmíněných poloh písčitého flyše převažuje v tomto vrstevním sledu jílovitý drobně rytmický flyš.

Výbrusy zhotovené z pískovcových poloh zpočátku reprezentují jemnozrnné glaukonitické pískovce se zrny plutonického křemene. Ve spodním tělese písčitého flyše podřízeně doplňují horninové složení též horninové úlomky jako kvarcity a sericitické kvarcity. Tmel je kalcitový.

Ve střední pelitické části se vedle jemnozrnných křemitých pískovců objevují tenké lavice středně až hrubozrnných pískovců. Pískovce podřízeně obsahují litoklasty (především chloriticko-sericitické břidlice) a poměrně větší množství slídy (muskovit, chlorit a biotit). Mezerní hmotu tvoří sericit a chlorit spolu s jílovitou substancí.

Střední pelitická část je od svrchní pelitické části oddělená další polohou písčitého flyše. V uvedeném hrubém flyši jsou vyvinuty hrubší lavice pískovců než v tělese spodním. Spodní i svrchní poloze písčitého flyše by podle ELIÁŠE (1999) dobře odpovídal model hlubokomořských vějířů. V nich se vyskytují protažená čočkovitá tělesa kanálových facií vějíře v užším slova smyslu, resp. jeho laloků. Uvedená laterálně nestálá tělesa jsou oddělovaná plošně rozsáhlejšími mezikorytovými faciemi s přechody do pánevních uloženin.

Psamity z nejvyšší pelitické části spodního oddílu godulského souvrství patří jemnozrnným až středně zrnitým drobovým pískovcům. Podstatnou vedlejší složkou jsou slídy. Mezerní hmota je chloriticko-sericitická s relikty jílové substance. Ve spodní části uvedené závěrečné části vrstevního sledu se ještě vyskytují červenavě šedé až červenavě hnědošedé jílovce. V závěrečných metrech jílovce nabývají zelenavých odstínů. Nevápnitá dinoflageláta zde reprezentují coniac až spodní campan.

Pelitický vrstevní sled je ostře ukončen nástupem mocného souboru hrubě až velmi hrubě rytmického flyše s hrubozrnnými glaukonitickými pískovci a slepenci, který považujeme za střední oddíl godulského souvrství. Podle nových poznatků náležejí vyššímu campanu (SKUPIEN *et al.* v tisku, SKUPIEN a MOHAMAD v tisku).

6. Závěr

Svrchní část lhoteckého souvrství na Bystrém potoce je specifická svým vápnitým vývojem. Drobně rytmický flyš v nižší až střední části turbiditních rytmů obsahuje gradačně zvrstvené vápence až vápnité jílovce. Za jejich zdrojovou oblast považujeme pelagickou karbonátovou platformu, která přiléhala k bašskému hřbetu slezského sedimentačního prostoru. V nejvyšší části rytmů se nacházejí nevápnité šedé, často skvrnité jílovce. Ty považujeme za autochtonní člen, vzniklý v hlubokovodních podmínkách pod CCD na úpatí bašského hřbetu.

Ve vápencích se vyskytují drobné planktonické foraminifery, zaznamenané ve výbrusech. Podle druhové skladby tyto foraminifery reprezentují synsedimentární redepozice z oblasti karbonátové platformy do hlubokovodního hypoxického prostředí. Zjištěné taxony doložily nižší svrchní alb.

V nadloží drobně rytmického flyše s vápenci se nacházejí nepříliš mocné nevápnité pelitické uloženiny, které vznikly pod CCD. Periodické, tenké polohy tmavošedých křemitých jílovců, prachovců až rohovců naznačují zvláštní sedimentační režim, spojený zřejmě s krátkodobě anoxickými podmínkami při dně. V nejvyšší části uvedených uloženin, které považujeme za specifickou nejvyšší část lhoteckého souvrství, se vyskytují prvé tenké polohy jemnozrnných křemitých glaukonitických pískovců turbiditního původu.

První polohou červeně zbarvených jílovců začíná svrchnokřídové mazácké souvrství. Poměrně rychle nabývá povahy rytmicky párovitě se střídajících, zpočátku zřetelných, posléze tenkých, překotně se střídajících či vzájemně prolínajících cihlově červených a zelenavě šedých jílovců. Ve svrchní části souvrství střídání jílovců mizí a dominují červené jílovce. Je velmi pravděpodobné, že disperzní barvící komponenta (patrně hematit) je vázána na jílové minerály.

Mazácké souvrství je proloženo tělesem ostravického pískovce. Zdrojovou oblastí pískovců je s největší pravděpodobností slezský hřbet, ležící na opačném, tj. jižním okraji slezské sedimentační pánve, který se poprvé vynořil nad hladinu oceánu.

Nadložní soubor jílovcového drobně rytmického flyše nadále obsahuje polohy jílovců, které lze označovat jako pestré. Jasnost či intenzita jejich zbarvení je však potlačena. Soubor převážně pelitických uloženin je proložen dvěma lokálními, patrně čočkovitými tělesy písčitého flyše kanálových facií hlubokovodních vějířů. Zdrojem klastik je nadále se vynořující slezský hřbet. Dalšímu, zřejmě razantnímu výzdvihu slezského hřbetu odpovídá soubor hrubého až velmi hrubého flyše, kterým začínají mocné písčité uloženiny středního oddílu godulského souvrství.

Detailní stratigrafickou korelaci limituje skutečnost, že s výjimkou báze profilu se nepodařilo jednoznačné stratigrafické zařazení vymezených litostratigrafických členů v rámci biostratigrafických zón planktonních foraminifer či nanoplanktonu. Stratigrafické zařazení podle dinoflagelát z části podporují nalezené aglutinované foraminifery. Toto zařazení se významně liší od dosavadního řazení, zejména v případě godulského souvrství. To podle dinoflagelát náleží coniacu až campanu.

7. Poděkování

Terénní práce a laboratorní zpracování byly uskutečněny na náklady České grantové agentury, které patří naše díky. Jsou součástí řešení grantového úkolu GAČR 205/05/0917: Svrchnokřídové oceánské pestré vrstvy české části vnějších Západních Karpat. Paní J. Stejskalové děkujeme za zhotovení výbrusů. Autoři děkují M. Bubíkovi za opravy a kritické připomínky k rukopisu.

LITERATURA

ANDRUSOV, D., 1933: Drobné zprávy o geologii moravskoslezských Karpat. – *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ.,* 9, 194–199.

BOOROVÁ, D., VAŠÍČEK, Z., SKUPIEN, P., 2006: Albské foraminifery ve výbrusech z nejvyšší části lhoteckého souvrství na profilu Bystrý potok u Trojanovic (křídový útvar slezské jednotky, Vnější Západní Karpaty). – *Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brunensis,* 33–34, 16–18.

BUBÍK, M., KREJČÍ, O., KIRCHNER, K., 2004: Geologická minulost a přítomnost Frýdeckomístecka. – Muzeum Beskyd Frýdek-Místek, 1–53.

ELIÁŠ, M., 1970: Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. – *Sbor. geol. Věd, Ř. G – Geol.,* 18, 7–99.

ELIÁŠ, M., 1995: Sedimentologie mazáckých vrstev a ostravického pískovce (godulské souvrství). – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1994,* 44–45.

ELIÁŠ, M. 1999: Litostratigrafie a sedimentologie godulského souvrství s.s. v Moravskoslezských Beskydech. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1998,* 35–37.

HANZLÍKOVÁ, E., 1963: Mikrobiostratigrafický výzkum lhoteckých vrstev. – *Zpr. geol. výzk. v roce 1962,* 204–207.

HANZLÍKOVÁ, E., 1966: Die Foraminiferen der Lhoty Schichten. – *Čas. Morav. Muz., Vědy přír.,* 51, 95–132.

HANZLÍKOVÁ, E., 1969: Mikrobiostratigrafie hlubinného vrtu Staré Hamry – 1A (godulské souvrství). – *Věst. Ústř. Úst. geol.,* 44, 175–183.

HANZLÍKOVÁ, E., 1973: Foraminifers of the Variegated Godula Member in Moravia. – *Sbor. geol. Věd, Ř. P – Paleont.,* 15, 119–184.

JIANG, S., JANSA, L., SKUPIEN, P., YANG, J., VAŠÍČEK, Z., HU, X., ZHAO, K., v tisku: Geochemistry of intercalated red and gray pelagic shales from the Mazak Formation of Cenomanian age in Czech Republic. – *Cretaceous Research.*

KSIĄŻKIEWICZ, M., 1938: Fauna górno-neokomska z Lanckorony. – *Spraw. Kom. Fizjogr. Akad. Umiejęt.,* 72 (1937), 223–261.

MAAMOURI, A. L., SALAJ, J., MAAMOURI, M., MATMATI, F., ZARGOUNI, F., 1994: Le Crétacé inférieur du Jebel Oust (Tunisie nord-orientale), microbiostratigraphie-biozonation-apercu sedimentologique. – *Zemný plyn a nafta*, 39, 1, 73–105.

MATĚJKA, A., ROTH, Z., 1949: Předběžné poznámky ku geologii Moravskoslezských Bezkyd. – *Sbor. Stát. geol. Úst. Čs. Republ.,* 16, 293–328.

MATÝSEK, D, SKUPIEN, P., 2005: Mineralogie křídových aleuropelitů z profilu Bystrý potok (slezská jednotka, vnější Západní Karpaty). – *Geol. výzk. Mor. Slez. v R. 2004*, 30–33.

MENČÍK, E., ADAMOVÁ, M., DVOŘÁK, J., DUDEK, A., JETEL, J., JURKOVÁ, A., HANZLÍKOVÁ, E., HOUŠA, V., PESLOVÁ, H., RYBÁŘOVÁ, L., ŠMÍD, B., ŠEBESTA, J., TYRÁČEK, J., VAŠÍČEK, Z., 1983: Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – Ústřední ústav geologický Praha, 1–304.

MENČÍK, E., PESL, V., 1955: O lithologickém vývoji godulských vrstev v povodí Ostravice. – *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.,* 21, 149–171.

MIKULÁŠ, R., SKUPIEN, P., BUBÍK, M., VAŠÍČEK, Z., v tisku: Ichnology of the Cretaceous Oceanic Red Beds, Outer Western Carpathians, Czech Republic. – *Geol. Carpath.*

PAUL, C. M., TIETZE, E., 1877: Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. – *Jb. geol. Reichsanst.,* 27, 33–130.

PICHA, F. J., STRÁNÍK, Z., KREJČÍ, O., 2006: Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians and their foreland, Czech Republic. In: Golonka, J., Picha, F., J. (ed.) The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. – *AAPG Memoir,* 84, 49–175.

ROBASZYNSKI, F., CARON, M., 1995: Foraminiféres planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. – *Bull. Soc. géol. France,* 166, 6, 681–692.

ROTH, Z., 1980: Stratigrafie godulské skupiny Moravskoslezských Beskyd ve světle hlubokých vrtů. – *Věst. Ústř. Úst. geol.,* 55, 75–83.

ROTH, Z., MATĚJKA, A., 1953: Pelosiderity Moravskoslezských Beskyd. – *Geotechnica,* 16, 1–110.

SKUPIEN, P., BUBÍK, M., ŠVÁBENICKÁ, L., MIKULÁŠ, R., VAŠÍČEK, Z., MATÝSEK, D., v tisku: Cretaceous Oceanic Red Beds in the Outer Western Carpathians, Czech Republic. – SEPM Special Publication.

SKUPIEN, P., MOHAMAD, O., v tisku: Campanian to Maastrichtian palynofacies and dinoflagellate cysts of the Silesian Unit, Outer Western Carpathians, Czech Republic. – *Bulletin of Geosciences*.

SKUPIEN, P., VAŠÍČEK, Z., 2001: Zpráva o výzkumu spodní křídy ve slezské jednotce v roce 2000 (Vnější Západní Karpaty). – *Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. – TU Ostrava, Ř. horn.-geol.,* 47, 94–104.

SKUPIEN, P., VAŠÍČEK, Z., 2003: Litostratigrafické a biostratigrafické poznatky z profilu Bystrý potok u Frenštátu p. R. (svrchní křída, slezská jednotka, Vnější Západní Karpaty). – *Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. – TU Ostrava, Ř. horn.-geol., Monogr.,* 8, 65–93.

ŚLĄCZKA, A., KAMINSKI, M. A., 1998: Guidebook to Excursions in the Polish Flysch Carpathians. – Grzybowski Foundation, Spec. Publ. 6, 1–171.

SZAJNOCHA, W., 1884: Studia geologiczne w Karpatach Galicyi zachodnej. – *Kosmos,* 9, 1–236.

Uhlig, V., 1902: Über die Cephalopodenfauna der Teschener und Grodischter Schichten. – *Denkschriften Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 72 (1901), 1–87.

WILSON, M. J., RUSSELL, J. D., TAIT, J. M., CLARK, D. R., FRASER, A. R., 1984: Macaulayite, a new mineral from north-east Scotland. – *Mineral. Mag.*, 48, 127–129.

ZAHÁLKA, B., KOUTEK, J., 1927: Geologie moravských Beskyd v okolí Rožnova p. R. – *Sbor. Stát. geol. Úst.,* 7, 1–50.