

zory těchto skarnů je proto nutné hledat v horninách starších než HP-HT metamorfóza moldanubika, nebo s ní současných. Skarn na kontaktu mezi ortorulou a krytalickým vápencem se odlišuje od ostatních skarnových výskytů v paraserii zvýšeným obsahem spessartinové složky v granátech a obsahem scheelitu a sulfidů.

Literatura

- GASPARICK, T. – LINDSLEY, D. H. (1980): Phase equilibria at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions. – In: C. T. PREWIT (ed.), Pyroxenes. Mineral. Soc. Am. Rev. Mineral., 7, 309–339. Washington.
- GRAHAM, C. M. – POWELL, R. (1984): A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona schist, southern California. – Journal of Metamorphic Geology, 2(1), 13–31. USA.
- KOUTEK, J. (1952): Skarn v Holštejně u Káčova v Posázaví. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1952, 45–46. Praha.
- MELÍN, M. – KUNST, M. (1992): Mincalc – Geological Software verze 2.1. – MS Akademie věd ČR Praha.
- POWELL, R. (1985): Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. – Journal of Metamorphic Geology, 2, 33–42.
- RICHARD, L. R. (1997): Minpet Geological Software. – 146 Du Chateau, Masson-Angers. Québec.
- WILLIAMS, M. L. – GRAMBLING, J. A. (1990): Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite. – Amer. Mineralogist, 75, 886–908. Washington.

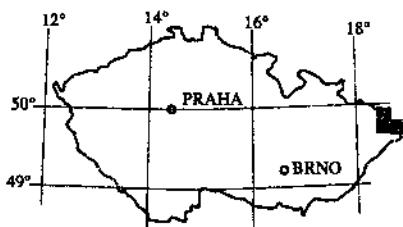
SEDIMENTOLOGIE A MIKROFACIE SPODNÍCH TĚŠÍNSKÝCH VRSTEV

Sedimentology and microfacies of the Lower Těšín Member

MOJMÍR ELIÁŠ – HELENA ELIÁŠOVÁ

Mexická 5, 101 00 Praha 10; e-mail: elias@cgu.cz

(Karviná 15-44, Valašské Meziříčí 25-14, Frýdek-Místek 25-22, Jablunkov 26-11)



Key Words: Silesian Unit, Lower Těšín Member, Upper Jurassic, Berriasian, Sedimentology, Microfacies

Abstract: The Lower Těšín Member (Oxfordian–Berriasian) is composed predominantly of dark grey limy claystone and argillaceous limestone with calcified rhaxa and spicules of sponges. These rocks belong to the spiculite microfacies (SMF 1). In the succession of these rocks there are intercalations of biomicrite, biointramicrite and micrite belonging to the microfacies of "fine detrital limestone" (SMF 2) and alloclastic limestone (SMF 4). These intercalations are more frequent in the upper part of the stratigraphic succession. In the uppermost part of the Lower Těšín Member massive slump bodies (the Ropice horizon up to 30 m thick and similar horizons) are developed. The Lower Těšín Member can be differentiated from the overlying beds in the area, where only the Těšín Limestone is developed (the eastern part of the Silesian unit between the Olše and Ostravice rivers). In the western part of this unit the Lower Těšín Member represents the lower part of the succession of the Těšín-Hradiště Formation.

Spodní těšinské vrstvy jsou nejstarším lithostratigrafickým celkem slezské jednotky. Popsal je ve své klasické práci HOHENEGGER (1861) jako „spodní těšinské břidlice“ z povođí Olše, kde jsou nejvíce rozšířeny. Chronostratigraficky je kladl do nejvyšší jury.

Spodní těšinské vrstvy jsou naspodu omezeny tektonicky. Jejich svrchní hranice se klade pod bázi těšinských vápenců v kalové (mikritové) facii. V nejvyšší části intenzivně zvrásněných spodních těšinských vrstev, jejichž mocnost se odhaduje na 300–400 m, je na Těšínsku vyvinuté 0–30 m mocné skluzové těleso – ropický horizont (MENČÍK et al., 1983).

Ve studovaných profilech v okolí Třince, Českého Těšína, Bystrice nad Olší a Nýdku (ELIÁŠ 1970, ELIÁŠ – ELIÁŠOVÁ 1984) naprostě převažují jílovité vápence (asi 85–90 % mocnosti profilu) nad vápnitými jílovci (10–15 %). Jsou černošedé, tmavě šedé až šedohnědé, složené z jílové substance (illit a minerály ze skupin montmorillonitu a kaolinitu) pigmentované organickou substancí a z jemně až velmi jemně zrnitého mikritového nebo mikrosparitového kalcitu (40–70 %). Zhruba stejně je zaštoupena jílová substancia. 2–4 % horniny skládá biogenní podíl, hlavně rhaxy s paprčitou strukturou, méně monoaxonální jehlice hub, radiolarie, foraminifery, stomiosferidy, saccocomy, fragmenty schránek mlžů, netříděné úlomky ostnokožců a „vlákna“. Ojediněle byly nalezeny ooidy (1–3 %). Častá jsou povlečená zrnka. Jako akcesorie byly nalezeny klastický křemen, muskovit, dále glaukonit, pyrit a fosfátová zrnka. Vzácná je silicifikace.

Ze stomiosferid byly určeny *Parastomiosphaera malmica* (BORZA), *Colomisphaera fortis* ŘEHÁNEK, *Colomisphaera* sp., *Carpistomiosphaera* cf. *titonica* NOWAK, *Cadosina semiradiata* WANNER.

Podle WILSONOVY (1975) klasifikace standardních mikrofacií (SMF) řadíme tyto horniny do „standardní mikrofacie pánevních spikulit“ (SMF 1), usazených za hemipelagických nebo pelagických podmínek v nedostatečně větraném prostředí.

Vápnitné jílovce až jílovité vápence jsou zvrstveny homo-

genně nebo laminovaně. Laminace je buď přímá nebo má čerňový průběh. Většina lamin je stabilní v délce 10–15 cm, ojediněle je lze sledovat na délku až několika metrů. Část lamin je však čočkovitá o délce jen několika centimetrů. Laminace především vzniká nahromaděním bioklastů vytřídených podle velikosti nebo tvaru do poloh o mocnosti od několika desetin milimetru (průměr větších zrnek) až do několika milimetru, vyskytujících se v odlehlostech od několika milimetru až několika decimetrů. Většina lamin je spojena jak s podložím, tak nadložím pozvolnými až nezřetelnými přechody a nevykazuje gradaci. Část lamin má ostrou spodní hranicu, různě výrazné gradační zvrstvení a pozvolně až nezřetelně přechází do nadloží, v němž někdy následuje střídání několika velmi tenkých lamin s vyšším a nižším podílem bioklastů a jílové substanci. Z mikrofaciálního hlediska řídíme drobnozrnné bioklastické vápence v laminách jednak do „standardní mikrofacie drobnozrných detritických vápenců“ (SMF 2) usazených z tráčních proudů, jednak do „standardní mikrofacie alodapických vápenců“ (SMF 4) usazených z řídkých turbiditních proudů.

Do sledu vápnitých jílovů a jílovitých vápenců se nepravidelně vkládají šedé až tmavě šedé, hrubozrnné až jemnozrnné, proměnlivě písčité intrabiosparitové, biomiksparitové, biosparitové, intramikritové a intrabiomiksparitové alodapické vápence. Frekvence výskytu a mocnosti poloh těchto vápencových turbiditů roste do nadloží. V profilu vrtem Bystřice n. Olši 1, který hloubil počátkem osmdesátých let Geologický průzkum n. p. Ostrava, se hojně polohy těchto vápenců, podle vyhodnocení RNDr. Aleňy Jurkové, CSc. (ústní sdělení), soustředily do nejvyšší části profilu ve spodním těšínském souvrství v intervalu (415,5–609,0 m).

Tyto vápence se skládají z 50–85 % buď z mikritového nebo mikrosparitového nebo sparitového kalcitu a z 10–45 % bioklastické složky. Převažují v ní úlomky schránek mlžů (8–10 %) nad úlomky skeletů ostnokožců (5–7 %) a nad akcesorickými schránkami foraminifer, rhaxami, jehlicemi hub, ojedinělými úlomky skeletů korálů a mikroonkoidy. Bioklastická zrna jsou často povlečená. Hojně jsou i mikritové obálky. Velmi častou součástí těchto vápenců (3 %) jsou intraklasty (velmi jemnozrnné až středožerné biomikritové vápence, rhaxové biomikritové vápence, oomikritové vápence). Některé ze studovaných vápenců obsahovaly 2–5 % ooidů. Jako akcesorie byly nalezeny zrnka křemene, pyrit, glaukonit a fosfatizované částice. V různém podílu byla zastoupena jílová substancia a jako pigment substance organická. Povaha mezerní hmoty je většinou bazální, méně póravá. Z mikrofaciálního hlediska řídíme tyto vápence do „standardní mikrofacie alodapických vápenců“ (SMF 4).

Ve spodních těšínských vrstvách jsou též polohy aptychových brekcí, čočky pelokarbonátů a skuzová tělesa, z nichž nejvýraznější je již zmíněný ropický horizont. Skuzová tělesa tvoří blokové slepence až brekcie. V černošedé jílovito-vápnité mezerní hmotě byly nalezeny až 70 cm veliké, zpravidla nízce opracované klasty tvořené útržky lávek černošedých jemnozrných vápenců, hnědošedých jemnozrných vápenců, tmavošedých, namodra-

lých jemnozrných vápenců, společně s bloky bělošedých vápenců bioklastických, shodujících se s různými strukturálními typy štramberských vápenců (s nimiž mají shodnou i asociaci fauny). Podle údajů HOHENEGGERA (1861) byly výskyty bělošedých vápenců „štramberského typu“ těženy u Chotěbuze, Stanislavic a Českého Těšína. Dnes jsou tyto lokality zaniklé. Jak uvádí např. MENČÍK et al. (1983), byly tyto vápence střídavě považovány buď za tělesa vzniklá in situ (embryonální rify Uhliga) nebo spíše za tělesa redeponovaná jako skluzy. Druhá z interpretací odpovídá současným poznatkům.

Určení stratigrafického rozsahu spodních těšínských vrstev je obtížné. Spodní hranice, jak jsme již uvedli, je tektonická. Podle VAŠIČKA (1972) nejstarší polohy těchto vrstev obsahují juvenilního amonita *Cardioceras* juv. sp., který datuje oxfordské stáří. NOWAK (sine 1976) předpokládá v jejich podloží střednojurské krinoidové vápence z bradel u Lesne a Roczyn. Horní litologickou hranici kladli MENČÍK et al. (1983) do nadloží skuzového ropického horizontu, který je však spíše lokálním vývojem a nemusí vždy přesně chronostratigraficky korelovat s podobnými skuzovými tělesy ani v blízkém, ani ve vzdáleném okolí.

Obecněji se svrchní hranice klade do bezprostředního podloží kalového vývoje těšínských vápenců, které jsou zpravidla světle hnědošedé a někdy je doprovázené zelenošedé jílovce. Kalový vývoj těšínských vápenců je prostorově omezený jen na sv. část slezské jednotky (Těšínsko) tj. na oblast podmořského vějíře s centrem u Goleszowa. Laloky tohoto vějíře však nezasáhly na Z od údolí Ostravice. Situaci komplikuje výskyt obdobných vápenců tvořících vložky jak v těšínsko-hradišské souvrství, tak i ve spodních vrstvách těšínských. Dále ve spodních částech těšínsko-hradišského souvrství (tj. ve spodní části svrchních vrstev těšínských) vystupují litologicky shodné jílovité vápence a vápnité jílovce jako ve spodních vrstvách těšínských. Proto tam, kde těšínské vápence nebo jejich průkazné ekvivalenty nejsou vyvinuty, jsou spodní těšínské vrstvy zahrnovány do těšínsko-hradišského souvrství, pokud se biostratigraficky nepodaří prokázat svrchnojurské stáří tmavošedých jílovů (např. BENEŠOVÁ – ELIAŠ, 1967; vrt Jasenice-1).

Rozdlné datování jak ropického horizontu, tak i horní hranice spodních vrstev těšínských způsobují místní podmínky studovaného profilu a komplikuje je i nedostatečné odkrytí. NOWAK (in sine 1976) klade spodní těšínské vrstvy v polské části Těšínska do kimeridže až spodního tithonu a ropický horizont do středního tithonu. ROTH – HANZLÍKOVÁ (in BUDAY et al. 1967) považuje spodní vrstvy těšínské jen za svrchnotithonské. MENČÍK et al. (1983) datují horní hranici spodních těšínských vrstev shodně s VAŠIČKEM (1978) do spodního berriasu. Podle určení druhů *Carpistomiosphaera* cf. *titonica* NOWAK a *Parastomiosphaera malimica* (BORZA) prokazujeme, že spodní část profilu spodními těšínskými vrstvami vrt Bystřice nad Olší-1 (610,0–891,0 m) lze zařadit do spodního až středního tithonu. Je pravděpodobné, že podrobnější výzkum stromiosfér a přibuzných forem, prováděný ovšem v úzkém vztahu s výzkumy lithostratigrafickými, by mohl stáří těchto vrstev podstatně zpřesnit.

Spodní těšínské vrstvy se podle geologické pozice usadily při vnějším, tj. s. okraji slezské sedimentační pánve. Jsou to jednak pánevní uloženiny, jednak sedimenty spodního pánevního svahu a jeho úpatí ležící pod bašskou kordilérou. Tu ve svrchní jiře a spodní křídě charakterizují štramberské vápence, usazené na karbonátové plošině a v rifo-vém komplexu. Mimo paleogeografickou pozici to potvrzuje i shodný výskyt vápenců štramberského typu v klastech. Proto považujeme dosavadní zařazení spodních těšínských vrstev a jejich nadloží do godulského vývoje za zcela formální a předpokládáme, že by bylo vhodnější tyto horniny, alespoň ve spodních tektonických šupinách těšínského příkrovu slezské jednotky na Těšínsku přiřadit k vývoji bašskému.

Tato práce vychází z našich starších výsledků získaných v Ústředním ústavu geologickém, resp. Českém geologickém ústavu, revidovaných v rámci grantu GAČR GA 205/00/0895.

Literatura

- BENEŠOVÁ, E. – ELIAŠ, M. (1967): Hlavní výsledky vnitřního průzkumu akumulací štramberských vápenců v Jasenici a na Libhošťské hůrce. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1966, 250–251. Praha.
 BUDAY, T. et al. (1967): Regionální geologie ČSSR. D. II Západní Karpaty. Sv. 2 – Ústř. úst. geol. in Academia. 651 str. Praha.
 ELIAŠ, M. (1970): Litologie a sedimentologie slezské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. – Sbor. geol. Věd, Geol. 18, 7–99. Praha.
 ELIAŠ, M. – ELIAŠOVÁ, H. (1984): Facies and paleogeography of the Jurassic in the western part of the Outer Flysch Carpathians in Czechoslovakia. – Sbor. geol. Věd, Geol. 39, 105–170. Praha.
 HOHENEGGER, L. (1861): Die geognostische Verhältnisse der Nordkarpaten in Schlesien und angrenzendem Teilen von Mähren und Galizien. Gotha.
 MENČÍK, E. et al. (1983): Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. – Ústř. úst. geol. 307 str. Praha.
 SINE (1976): Geology of Poland, V.1, Stratigraphy, P.2 Mesozoic. – Wydawnictwa Geologiczne. 859 str. Warszawa.
 VAŠÍČEK, Z. (1972): Contribution to the fauna of the Lower Těšíns Formation (Upper Jurassic) in the Třinec District. – Sbor. věd. Prací Vys. šk. bář. v Ostravě, R. horn.-geol. 17, 2, 97–107. Ostrava.
 WILSON, J. L. (1975): Carbonate facies in geologic history. – Springer – Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.

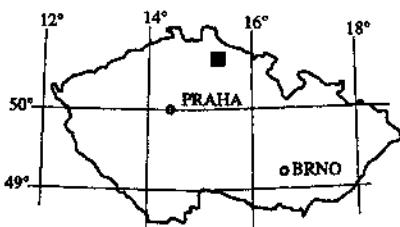
BIOTIT REGIONÁLNĚ-METAMORFNÍHO PŮVODU V METAPELITECH ŽELEZNOBRODSKÉHO KRYSALINIKA

Biotite of regional-metamorphic origin in metapelites of the Železný Brod Crystalline Unit

FERRY FEDIUK

GeoHelp, Na Petřinách 1897, 162 00 Praha, e-mail: fediukgeo@atlas.cz

(03-32 Jablonec n. Nisou)



Key words: North Bohemia, Metamorphism, Phyllites, Sheet silicates

Abstract: The Železný Brod Crystalline Unit in northern Bohemia is a MP/LT metamorphic terrane with local HP relics. The sheet silicates of its metapelites are represented by the standard assemblage sericite – chlorite, no higher tempered minerals as biotite, garnet or staurolite being signalised here. All previous authors have ranged these rocks unanimously into the chlorite zone. The new discovery of the presence of biotite in the roofing phyllites of Jirkov near Železný Brod amends this conception proving that biotite zone was attained in some parts of the Unit. Assuming the pressure of 450 MPa, the temperature of 460 °C or locally even slightly higher can be taken into account as the peak value for the regional metamorphism in the Železný Brod area.

Železnobrodské krystalinikum představuje v rámci Českého masivu terán typického vývoje zvláště slabého stupně regionální metamorfózy odpovídající facii zelených břidlic, s podružnými doménami slabě zachovalých projevů nejnižší části facie modrých břidlic. Ve zdejších metapelitech se tato metamorfní intenzita projevuje standardní fylosilikátovou asociací sericit – chlorit a všechni dosavadní autoři (FEDIUK 1953, 1962, CHÁB – SUK 1978, CHALOUPSKÝ et al. 1989, KACHLÍK 1997 aj.) řadí tyto metapelity zcela jednoznačně do chloritové zóny. Nikdo tu zatím nezjistil některý z výše temperovaných indexových minerálů jakým je biotit, natož granát nebo dokonce staurolit. Samořejmě tu není řeč o kontaktním lemu železnobrodského krystalinika, přilehajícímu v pruhu až 1 km širokém k j. okraji jz. části krkonoško-jizerského plutonu, jmenovitě k tělesu tzv. tanvaldského granitu, v němž kontaktní rohovce, plodové a skvrnité fylity biotit běžně obsahují. Ten je tu však pozdějšího, postregionálně-metamorfního původu a jeho vznik je důsledkem prohlášení granitoidními intruzemi. Na zařazení železnobrodských metapelitů (fylitů) k chloritové zóně nic nemění ani nález chloritoidu (FEDIUK 1962) ve zdejších pokryvačských fylitech, protože tento minerál, jehož tvorba je dirigována především speciálním chemismem některých horizontů výchozího pelitu (zvláště vyššími podíly Al a sníženými obsahy Ca) může nerušeně přecházet z chloritové zóny do zóny biotitové a v tomto