

## Genéza strednojurských brekcií v devínskej jednotke Malých Karpát

JOZEF MICHALÍK<sup>1</sup> a JÁN VLČKO<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, P. O. Box 106, 841 05 Bratislava

<sup>2</sup>Katedra inžinierskej geológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského,  
Mlynská dolina G1, 842 15 Bratislava

### Genesis of the Middle Jurassic breccias in the Devín Unit of the Malé Karpaty Mts.

Devín castle rock in the Malé Karpaty Mts. mostly consists of the Pleš Breccia Fm. (Michalík, 1984) composed of Triassic and Lower Jurassic carbonate rock debris. Clasts analysis indicates that they were derived from shallow water facies of Triassic carbonate platform. In the contrary, less frequent Rhaetian and Lower Jurassic rocks are of open neritic character. Consequently, the Devín Unit of Tatricum subsided at the end of Norian, prior to deposition of the Rhaetian rocks. The presence of typically "Tethyan" brachiopods found in several Liassic limestones clasts proves the Mediterranean character of this fauna, what contradicts with the character of an isochronous associations from adjacent Kuchyňa Unit of the Tatricum, or from the Vysoká Unit of Patricum in the Malé Karpaty Mts. The Pleš Breccia accumulated on the foot of synsedimentary active fault escarpment of the Tatric Unit border at the beginning of Middle Jurassic. Both, the destruction of sedimentary sequence in adjacent Tatric zone and creation of depositional space for breccia were caused by tension at the border of arising Penninic Rift.

**Key words:** cathode luminiscence, carbonate breccia, Middle Jurassic, Tatric Superunit, Malé Karpaty Mts, Western Carpathians

### Geologický úvod

Čelnú časť bratislavského príkrovu tvorí fylitový plášť alochtónneho granitoidového masívu s občasnými prienkami aplitov a pegmatitových hornín (Kováč et al., 1991; Plašienka et al., 1991; Plašienka, 1999). Najstarším členom mezozoickej pokryvnej sedimentárnej sekvencie sú slabo odkryté *devínske vrstvy*, vychádzajúce blízko východnej brány hradu Devín. Tvorí ich komplex sivozelenkastých zlepcov až brekcií s úlomkami granitov, žilného kremeňa, fylitov, pestrých bridlíc a bazických vulkanitov. Ich vek pokladajú Vozárová a Vozár (1988) za permský.

Spodnotriasový komplex, patriaci *lúžňanskému súvrstviu*, tvorí vrcholovú časť Devínskej Kobyly i pahorku Devínskeho hradu (obr. 1). Skladá sa z kremenných pieskovecov s celistvým až sklovitým tmelom a okruhliakmi bieleho žilného kremeňa, ružovkastého ryolitu a čiernych turmalínových hornín (Mišík a Jablonský, 1978; Mišík, 1986). Na týchto odolných horninách bol postavený Garajovský palác.

Studňa a priekopa, oddeľujúca devínsku citadelu od vlastného hradu, boli vyhĺbené v „kampilských“ žltkastosivých ílovitých bridliciach. Pod mostíkom cesty na citadelu v ich nadloží vystupujú *strednotriasové dolomity*. Sú to tenko doskovité sivé až tmavosivé drobné karbonáty s bituminóznym zápachom a nevýraznými ílovitými medzivrstvičkami. Ich vrchná časť je zmenená na monomiktnú dolomitovú brekciu, tvoriacu východné úpätie hradnej skaly (obr. 2b). Na svahoch Devínskej Kobyly

je zachované súvrstvie gutensteinských vápencov. Sú to tmavé bituminózne horniny často laminované (striedajú sa tenké laminky jemno detritických a mikritových vápencov), časté sú gradované brekciovité polohy (obr. 5). Prítomnosť týchto hornín v klastoch plešskej brekcie v devínskom brale indikuje, že gutensteinské súvrstvie malo pôvodne väčšie plošné rozšírenie a do značnej miery podľahlo neskoršej (spodnojurskej) erózii. Erózia postihla komplex karpatského keuperu. Nález klastov vápencov s rétskou faunou, ktorú opísali Kochanová et al. (1967), sa predbežne nepodarilo zopakovať.

Na dolomitovej brekcii eróziívne spočíva polymiktná *plešská brekcia* (Michalík, 1984), pozostávajúca z rozlične veľkých klastov (s rozmermi od niekoľkých centimetrov do piatich – šiestich metrov). Táto brekcia tvorí morfológicky najproduktívnejšiu časť telesa hradného kopca, nesúcu citadelu hradu (obr. 2a; Baliak et al., 1997; Pipík et al., 2004). Pod bázou brekcie možno pozorovať výmole i rozlične hlboko do podlažia zasahujúce klastické dajky. Jednotlivé klasty brekcie sú tvorené sivým dolomitom, dolomitovými laminatmi, dolomitizovanými vápencami s pseudomorfami po kryštáloch sadrovca, sivými lumachelovými vápencami, rohovecivými a fosfatizovanými vápencami, zriedkavo dokonca speleotémami (Mišík, 1980). Kochanová et al. (1967) opísali z tejto brekcie nález klastov biomikritového vápenca s rétskou faunou lastúrníkov a foraminifer, Rakús (1996) klasty s fosfatizovanými vrchnoliasovými amonitmi. V klastoch tmavosivého biomikritového vápenca sa našla liasová fauna brachiopódov (Michalík

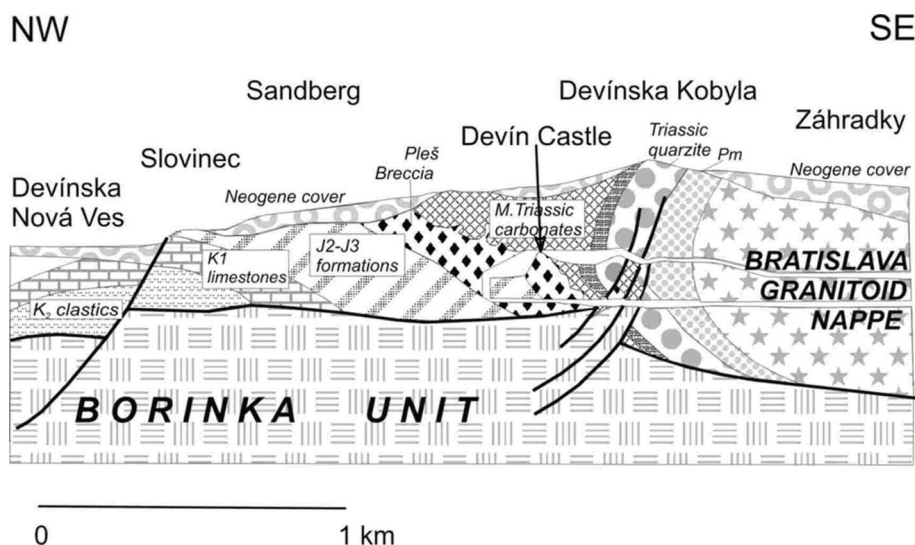
et al., 1994) mediteránneho typu. Michalík (1984) stotožnil teleso brekcie s plešskou brekciou toarského veku, ktorá vznikala ťahovým namáhaním okraja centrálnokarpatskej mikroplatne pri otváraní penninského riftu na rozhraní spodno- a strednojurského obdobia.

Makroskopické štúdium textúr brekcie naznačuje, že jej materiál sa tvoril počas zložitého, viacnásobného procesu. Na vrchole citadely brekciu roztína niekoľko štrbinovitých rozsadlín, vyplnených miocénym pieskom. Horninové úlomky v odlišných častiach telesa brekcie majú odlišné zloženie, veľkosť aj opracovanie. Viaceré klasty boli druhotne dolomitizované (menej častá je silicifikácia). Tmel medzi klastmi je obvykle slienitý, karbonátový, zriedkavejšie dolomitizovaný, niekedy pozostávajúci len z drobnej drviny rozrušených klastov. Pozorovanie z odkryvov na svahu Devínskej Kobyly v niektorých

prípadoch dokonca poukazuje na „vstrekovanie“ jemného tmelu do dutín medzi klastmi pod hydraulickým tlakom (obr. 3b). Takýto proces nasvedčuje preskupovaniu materiálu vnútri objemnejšieho sklzového telesa. Častejšie však možno nájsť matrix s laminárnym usporiadaním alebo s viac-menej zreteľnou gradáciou drobných klastov, poukazujúcou na postupnú depozíciu zmesi úlomkov a kalu z voľného sedimentačného priestoru.

#### Štúdium karbonátov v mikroskope s katódovou luminiscenciou

Luminiscencia karbonátov je výhodnou pomôckou v prípadoch, keď rekryštalizácia čistých karbonátov, prípadne ich dolomitizácia do značnej miery zotrela pôvodné štruktúry horniny (Soták a Lintnerová, 1994).



Obr. 1. Geologický rez čelnou časťou devínskej jednotky medzi Devínom a Devínskou Novou Vsou (podľa Plašienku, 1999, upravené).

Fig. 1. Geological cross-section across frontal part of the Devín Unit between Devín and Devínska Nová Ves villages (after Plašienka, 1999, adapted).



Obr. 2a. Pohľad od sútoku Dunaja a Moravy na devínske bralo, tvorené plešskou brekciou.

Fig. 2a. View on the Devín castle rock formed by the Pleš Breccia from the confluence of the Danube and Morava rivers.



Obr. 2b. Pohľad na citadelu Devínskeho hradu od Garajovského paláca (k východu). Spodnú časť steny brala tvorí dolomitová brekcia, vrchnú plešská brekcia.

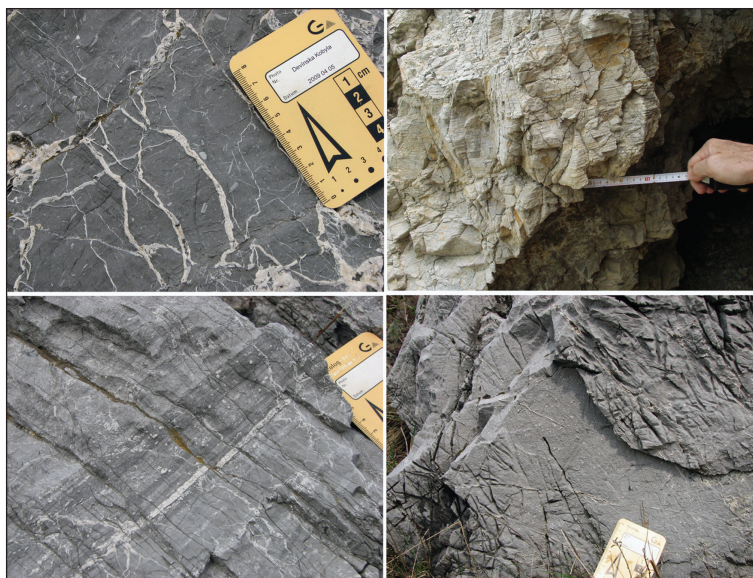
Fig. 2b. View on the Citadella of the Devín castle rock from the Garay Palace (eastward). Lower part of the rock wall consists of dolomite breccia, the upper part is of the Pleš Breccia.



Machel (1986) študoval mikroštruktúry dolomitov a vápencov v indukovanom svetle v luminiscenčnom mikroskope. Čisté karbonáty nesvetielkujú, katódovú luminiscenciu vyvoláva až prímies mangánu, železa a olova v pevnom roztoku. Jednotlivé prímiesi pritom zohrávajú buď úlohu vyvolávačov (aktivizátorov), senzitizerov alebo zhášačov (quenchers) luminiscencie. Hoci obsah týchto prímiesí nemusí byť vždy primárny (mohli sa do horniny dostať až pri cementácii, ba niekedy až druhotne s hydrotermálnymi fluidmi), ich štúdium môže prispieť k zviditeľneniu nevýrazných primárnych textúr,

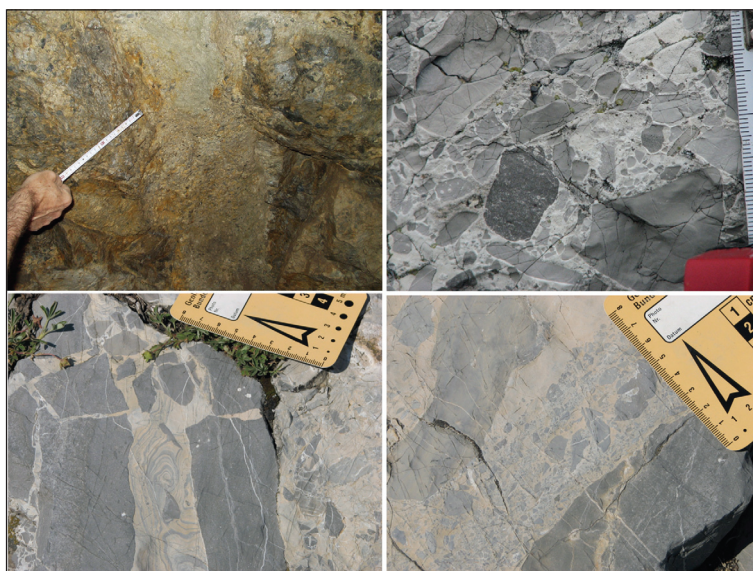
k interpretácii diagenézy alebo hydrotermálnych procesov. Ten Have a Heijnen v roku 1985 experimentálne zistili, že už 15 ppm prímiesi mangánu v karbonáte vyvoláva luminiscenciu.

Soreghan et al. (2000) odlíšili produkty dolomitizácie vznikajúce dvomi odlišnými procesmi. Prvý z nich rešpektuje primárne zloženie, zachováva pseudomorfy pôvodnej stavby a často postihuje najmä peritidálne fácie. Dolomitizácia prebehla v ranej fáze diagenézy, hornina obsahuje veľa Sr, Na a len málo železa a mangánu. Druhý typ prebiehal v neskoršej fáze diagenézy a postihol najmä



**Obr. 3a.** Makrofácie triasových vápencov a dolomitov.

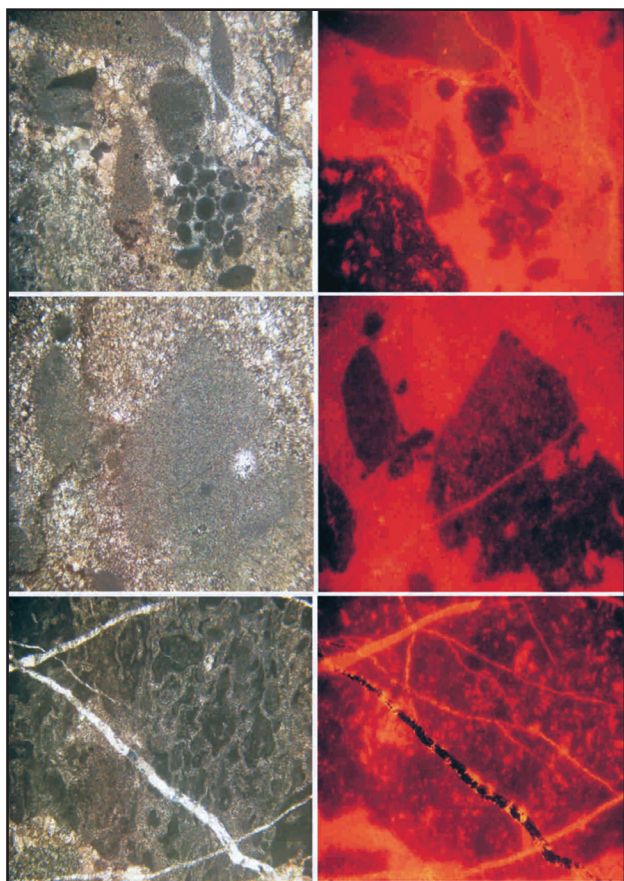
**Fig. 3a.** Macrofacies of Triassic limestones and dolomites.



**Obr. 3b.** Plešská brekcia s „hydraulicky“ nastrekovanou a s gradačne vrstveným matrixom. Obidve snímky: svah Devínskej Kobyly nad záhradkárskou kolóniou.

**Fig. 3b.** Pleš Breccia with “hydraulically” injected and graded matrix. Both photographs are from the southern slope of the Devínska Kobyla Hill above a gardening colony.





**Obr. 4.** Mikrofácie plešskej brekcie v optickom (vľavo) a katódovo-luminiscenčnom mikroskope (vpravo). Klasty karbonátov majú zachované primárne oolitické, biogénne a biooklastické textúry. Citadela Devínskeho hradu.

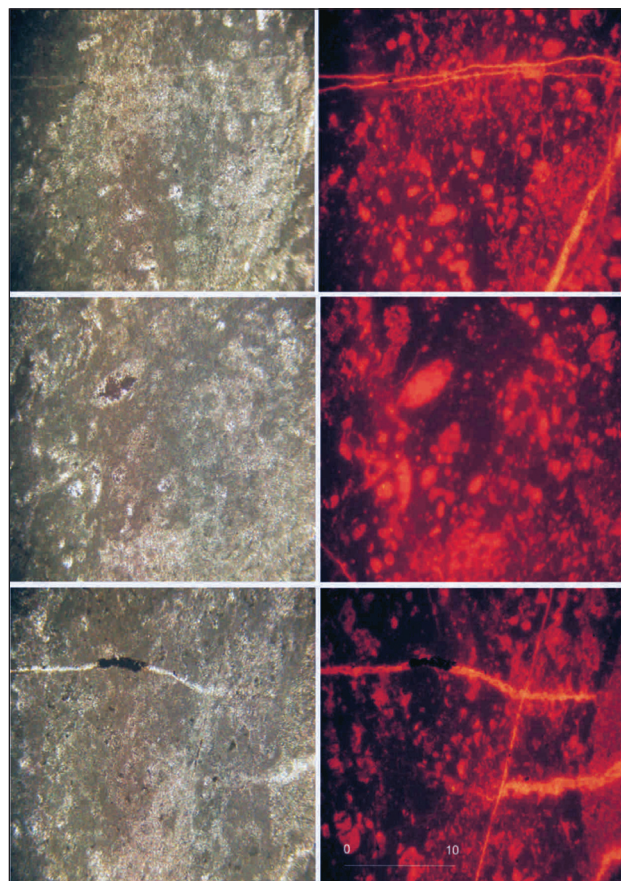
**Fig. 4.** Microfacies of the Pleš Breccia in optical (left) and in cathode luminiscent microscope (right): carbonate clasts with preserved primary oolitic, biogene and biooclastic textures. The Citadella rock of the Devin Castle.

časti sekvencie blízko sekvenčných hraníc bez selektivity horninového zloženia. Produktom je zrnitý dolosparit bez zachovaných primárnych textúr, obsahujúci málo Na a Sr a pomerne vysoký obsah železa.

Halden et al. (2004) skúmali pod luminiscenčným mikroskopom rybíe otolity z jazera Eden Lake v Manitobe. Zistili, že fosforeskujúce vrstvičky v rezoch ich kalcitovej steny spôsobuje prímies prvkov vylúhovaných z monzoni-tových telies, vychádzajúcich na dne jazera: samárium spôsobuje červené, stroncium oranžové a mangán žltozelené svetielkovanie kalcitu.

Chocquette a Hiatt (2008) sa zaoberali štádiami tvorby cukrovitých dolomitov. Dolomitizácia bola len krátkodobou udalosťou pórových fluíd, späťou s eustatickou zmenou hladiny mora. Predchádzala vlastnej cementácii okolo zrn substrátu (coarsening), splývaniu kortexových nárastov (induration), než cement vyplnil celý priestor pórov (occlusion). Mikrocementáciu mohla urýchliť meteorická voda, najmä v miernych zemepisných šírkach.

Pri luminiscenčnom štúdiu spodnokriedového vápencového súvrstvia Chachao v argentínskej panve



**Obr. 5.** Mikrofácie plešskej brekcie v optickom (vľavo) a katódovo-luminiscenčnom mikroskope (vpravo). Citadela Devínskeho hradu.

**Fig. 5.** Microfacies of the Pleš Breccia in optical (left) and in cathode luminiscent microscope (right). The Citadella rock of the Devin Castle.

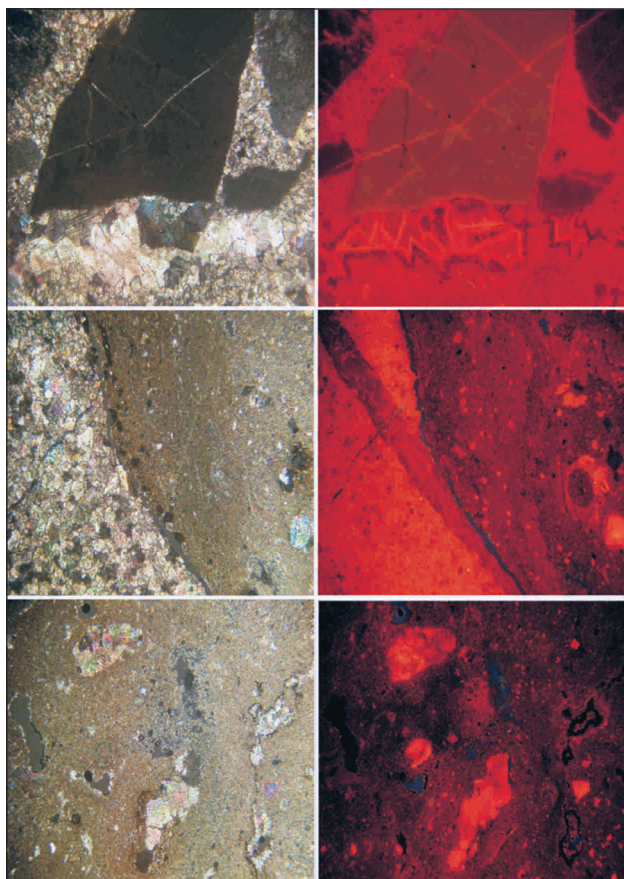
Neuquén rozlíšili Palma et al. (2008) v ušticových laviciach tri štádiá diagenézy. Ranodiagenetické štádium sprevádzala mikritizácia a subsolúcia alochém. Ranocementačná fáza prebiehala v morско-freatických podmienkach, mikrit bol zatlačovaný izopachyálnym cementom. Koncentrické svetielkujúce pruhy indikujú premenlivosť prínosu Mn a Fe. Kalcitové granuly a finálny syntaxiálny cement vznikali v meteoricko-freatických podmienkach počas neskorodiagenetického štádia.

#### Rozbor klastov plešskej brekcie

Mikroskopické štúdium klastov plešskej brekcie pod luminiscenčným mikroskopom indikuje viacnásobné postihnutie hornín tlakovými deformáciami a vytváranie sukcesívnych generácií kalcitových výplní.

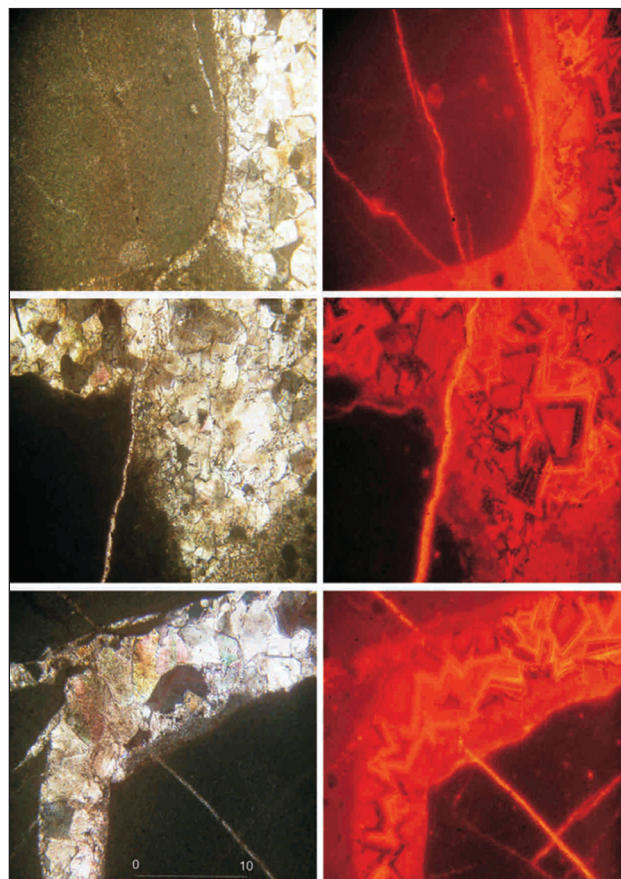
Významnú skupinu klastov tvoria úlomky karbonátov so zachovanou vnútornou stavbou (obr. 4). Patria sem oolitické vápence (oosparity), bioklastické vápence (biosparity), pelsparity i vápence s hojnými hlúzkami rias. Karbonáty postihla raná selektívna dolomitizácia (facies





**Obr. 6.** Mikrofacie plešskej brekcie v optickom (vľavo) a katódovo-luminiscenčnom mikroskope (vpravo). Citadela Devínskeho hradu.

**Fig. 6.** Microfacies of the Pleš Breccia in optical (left) and in cathode luminiscent microscope (right). The Citadella rock of the Devín Castle.



**Obr. 7.** Mikrofacie plešskej brekcie v optickom (vľavo) a katódovo-luminiscenčnom mikroskope (vpravo). Citadela Devínskeho hradu.

**Fig. 7.** Microfacies of the Pleš Breccia in optical (left) and in cathode luminiscent microscope (right). The Citadella rock of the Devín Castle.

selective dolomitization, cf. Soreghan et al., 2000), typická pre peritidálne a plytké neritické faciálne zóny. Pôvodná hornina má nízku luminiscenciu, vrstvičky oidov majú oranžovú farbu. Tmel medzi klastmi však svieti jasne oranžovo až červeno (čo podľa kritérií Haldena et al., 2004, poukazuje na zvýšený obsah Sr).

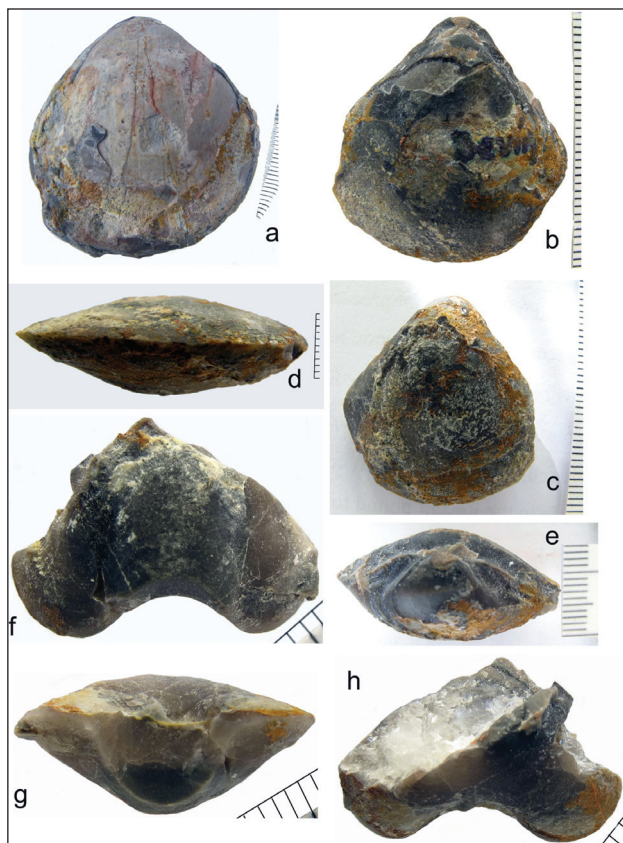
Obrázok 5 ilustruje skupinu hornín postihnutých ranou cementačnou fázou dolomitizácie (sensu Palma et al., 2008). V pôvodnej hornine v podmienkach morského freatického prostredia vznikali dutinky, neskôr postupne vyplňané izopachovým cementom. Druzy cementačného novovznikajúceho karbonátu i žilky, ktoré ich pretínajú, majú oranžovú luminiscenčnú farbu (Machel, 1986 alebo Granier a Staffelbach, 2009 tvrdia, že v tomto štádiu ju vyvoláva prímies Mn, Fe a Sr).

V pokročilejšom štádiu dolomitizácie (obr. 6, 7) sa kortexové nárazy postupne kombinovali a uzatvárali zvyškové póry (Choquette a Hiatt, 2008). Freatický syntaxiálny cement žiari oranžovo až jasne červeno, zonálne pruhovanie vytvárajúce vzor „psích zubov“ prezrádza spôsob dorastania klencových kryštálov karbonátu do voľného priestoru v dutinách a puklinách horniny.

### Brachiopódy z klastov plešskej brekcie

Michalík (in Michalík et al., 1994) opísal nálezy brachiopódov zo štyroch tatridných lokalít (Pleš, Staré Hlavy a Ostrý vrch v kuchynskej jednotke a Devín z devínskej jednotky) Malých Karpát. Dva bloky spadnuté zo západnej steny devínskej hradnej skaly pozostávali z tmavohnedosivého jemno biosparitového vápenca a obsahovali 82 zvyškov schránok druhu *Securithyris adnethensis* (Suess) a dva zvyšky schránky druhu *Linguithyris aspasia* (Meneghini) (obr. 8).

Prítomnosť týchto typicky „tetydných“ foriem (Vörös, 1977, 1982, 1984) vo faune brachiopódov z klastov plešskej brekcie svedčí o jej mediteránnom charaktere. Spomínaný autor radil asociácie z kosteleckého „bradla“ (Siblík, 1966) a z vysokej jednotky krížňanského príkrovu Malých Karpát (Pevný, 1964) k európskej paleobiogeografickej provincii. Je zaujímavé, že aj asociácie z lokalít v kuchynskej jednotke (Michalík et al., 1994) majú podobný „európsky“ charakter, kým brachiopódy z devínskej skaly (asociácia *Securithyris* – *Linguithyris*) sa od nich ostro odlišujú.



**Obr. 8.** Mediteránne brachiopódy z klastu spodnojurského vápencu plešskej brekcie v západnej stene citadely devínskej skaly. a – e – *Securithyris adnethensis* (Suess); f – h – *Linguithyris aspasia* (Meneghini). Foto V. Šimo.

**Fig. 8.** Mediterranean brachiopods from the Lower Jurassic limestone clast of the Pleš Breccia from the western rock wall of the Devín Castle Citadella. a – e – *Securithyris adnethensis* (Suess); f – h – *Linguithyris aspasia* (Meneghini). Photo by V. Šimo.

### Záver

Rozbor klastov plešskej brekcie poukazuje na ich pôvod zväčša z plytkovodných častí triasovej karbonátovej platformy. Na rozdiel od nich, vzácnejšie rétické a spodnojurské horniny pochádzajú už z otvoreného neritika. V devínskej jednotke tatrika teda prvé prehĺbenie prebehlo koncom nóru, ešte pred sedimentáciou rétskych vápencov.

Teleso plešskej brekcie sa akumulovalo na úpäti synsedimentárne formovaného zlomového zrázu na okraji tatrika začiatkom strednej jury, tesne po toarku. Deštrukciu sedimentárnej sekvencie v príslušných zónach tatrika a vytvorenie depozičného priestoru pre brekciu vyvolali tenzné napätia na okraji vznikajúceho peninského riftu.

Prítomnosť typicky „tetydných“ foriem vo faune brachiopódov svedčí o jej mediteránnom charaktere, čo je v rozpore s rovnovekou asociáciou z kuchynskej jednotky tatrika, či vysokej jednotky tatrika z Malých Karpát, ktorá by mala byť typicky „európska“.

**Podakovanie.** Práca vznikla za podpory grantového projektu VEGA č. 0196. Autor ďakuje dr. Z. Némethovi za cenné pripomienky a dr. V. Šimovi za pomoc pri zabezpečení snímok fauny.

### References

- BALIAK, F., MALGOT, J., PÍPÍK, R., BARTÓK, V., KOPECKÝ, M. & SOLČIANSKY, R., 1997: Engineering geological investigation and correction of the rock mass of the Devín Castle. *Proceedings of 3rd Geotechn. Conference on Soil – Structure Interaction, Slovak Techn. University, Bratislava*, 277 – 282.
- CHOQUETTE, P. W. & HIATT, E. E., 2008: Shallow-burial dolomite cement: a major component of many ancient sucrosic dolomites. *Sedimentology*, 55, 423 – 460.
- GRANIER, B. & STAFFELBACH, C., 2009: Quick look cathodoluminescence analyses and their impact of carbonate reservoirs. Case study of mid-Jurassic oolitic reservoirs in the Paris Basin. *Carnets de Géologie CG2009-A07*, 20 p.
- HALDEN, N. M., MATHERS, K., BABALUK, J. A. & MEJIN, S. R., 2004: Cathodoluminescence microscopy: A useful tool for assessing incremental chemical variations in otoliths. *Environmental biology of fishes*, 71, 53 – 61.
- KOCHANOVÁ, M., PERŽEL, M. & SALAJ, J., 1967: Vorkommen der Rhaet-Gesteine inmitten der liassischen Kalk-Dolomittbrekzien der tatriken Hüllenserie in den Kleinen Karpathen. *Geol. Práce, Spr.*, 43, 207 – 208.
- KOVÁČ, M., MICHALÍK, J., PLAŠIENKA, D. & PUTIŠ, M. (ed.), 1991: Malé Karpaty Mts.: Geology of the Alpine-Carpathian junction. Excursion Guide. *D. Štúr Institute of Geology, Bratislava*, 82 p.
- MACHEL, H. G., 1986: Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation. *Geoscience Canada*, 12, 4, 139 – 147.
- MICHALÍK, J., 1984: Some remarks and interpretation of geological development and structure of the NW part of the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 4, 489 – 504.
- MICHALÍK, J., REHÁKOVÁ, D. & SOTÁK, J., 1994: Environments and setting of the Jurassic/Lower Cretaceous successions in the Tatric area, Malé Karpaty Mts. *Geol. Carpath.*, 45, 1, 45 – 56.
- MIŠÍK, M., 1980: Miocene sinter crusts (speleothems) and calcrete deposits from neptunian dykes, Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 4, 495 – 512.
- MIŠÍK, M., 1986: Sedimentologische und fazielle Studium der Trias und Lias der Devín-Entwicklung (Malé Karpaty). *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 41, 67 – 91.
- MIŠÍK, M. & JABLONSKÝ, J., 1978: Spodnotriasové kremence a zlepenice Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 33, 5 – 36.
- PALMA, R. C., BRESSAN, G. S. & KIETZMANN, D. A., 2008: Diagenesis of a bioclastic oyster deposit from the Lower Cretaceous (Chachao Formation), Neuquén Basin, Mendoza province, Argentina. *Carbonates and Evaporites*, 23, 1, 39 – 49.
- PEVNÝ, J., 1964: Brachiopóda severnej časti Malých Karpát. *Geol. Práce, Zpr.*, 33, 157 – 172.
- PÍPÍK, R., BALIAK, F., MALGOT, J. & BARTÓK, J., 2004: Inžiniersko-geologická charakteristika devínskej hradnej skaly a jej vplyv na stabilitu historických objektov. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 36, 1, 29 – 34.
- PLAŠIENKA, D., 1999: Tektotektonológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. *Bratislava, Veda*, 125 s.
- PLAŠIENKA, D., MICHALÍK, J., KOVÁČ, M., GROSS, P. & PUTIŠ, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overview. *Geol. Carpath.*, 42, 195 – 208.
- RAKÚS, M., 1996: Jurassic of the innermost Western Carpathian zones – its importance and influence on the geodynamic evolution of the area. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 3 – 4, 311 – 317.
- SIBLIK, M., 1966: Ramenonožci kosteleckého bradla. *Geol. Práce, Zpr.*, 38, 137 – 157.



- SOREGHAN, G. S., ENGEL, M. H., FURLEY, R. A. & GILES, K. A., 2000: Glacioeustatic transgressive reflux, stratiform dolomite in Pennsylvanian bioherms of the western Orogrande Basin, New Mexico. *J. sed. Research*, 70, 6, 1 315 – 1 332.
- SOTÁK, J. & LINTNEROVÁ, O., 1994: Diagenesis of the Veterlín reef complex (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians): isotope geochemistry, cathodoluminescence, and fluid inclusion data. *Geol. Carpath.*, 45, 4, 239 – 254.
- TEN HAVE, T. & HEIJNEN, W., 1985: Cathodoluminescence activation and zonation in carbonate rocks: an experimental approach. *Geologie en Mijnbouw*, 64, 297 – 310.
- VÖRÖS, A., 1977: Provinciality of the Mediterranean Lower Jurassic brachiopod fauna: causes and plate-tectonic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam)*, 21, 1 – 16.
- VÖRÖS, A., 1982: Mediterranean character of the Lower Jurassic brachiopod fauna of the Bakony Mts. (Hungary) and its paleogeographic importance. *Ann. Univ. Sci. budapestinensis Rolando Eötvös, Sect. geol.*, 21, 13 – 23.
- VÖRÖS, A., 1984: Lower and Middle Jurassic brachiopod provinces in the Western Tethys. *Ann. Univ. Sci. budapestinensis Rolando Eötvös, Sect. geol.*, 24, 207 – 233.
- VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *Bratislava, GÜDS*, 314 p.

Rukopis doručený 11. 4. 2011

Revidovaná verzia doručená 8. 8. 2011

Rukopis akceptovaný red. radou 13. 9. 2011

## Genesis of the Middle Jurassic breccias in the Devín Unit of the Malé Karpaty Mts.

### Geology

The frontal part of the Bratislava Nappe is build up of the phyllite cover of allochthonous granitoid massif with sporadic dykes of aplites and pegmatites (Kováč et al., 1991; Plašienka et al., 1991; Plašienka, 1999). Imperfectly exposed Devín Formation outliers cropping out near eastern gate of the Devín Castle are the oldest member of the Mesozoic sedimentary cover sequence. They consist of grey-greenish conglomerates and breccias with clasts of granite, vein quartz, phyllite, variegated shales and basic volcanites. Vozárová and Vozár (1988) supposed their Permian age.

The Lower Triassic complex, belonging to the Lúžna Formation, build the summit part of the Devínska Kobyla Hill, and the Devín Castle Hill, as well (Fig. 1). It is composed of quartzose sandstones with fine-grained to glassy quartz matrix which contains pebbles of white vein quartz, rosa rhyolite and black tourmaline rocks (Mišík and Jablonský, 1978; Mišík, 1986). The middle-age Garay Palace was founded on these resistant rocks.

The well and trench, separating majestic Devín Citadella from the proper Castle, have been excavated in "Campilian" yellow-grey claystones. Below the bridge, Middle Triassic Ramsau Dolomite crops out in the trench. It is represented by the thin layered grey to dark grey crumbling carbonates with smell of bitumen and with inexpressive clayey interlayers. The upper part is transformed into monomict dolomite breccia, building eastern slope of the Citadella rock (Fig. 2b). The Gutenstein Limestone Formation crops out on opposite slopes of the Devínska Kobyla Hill. It is represented by the dark bituminous rocks, often with lamination (alternation of thin fine detrital and micritic limestone). Graded fine breccia layers occur frequently (Fig. 3a). The presence of these rocks in clasts of the Pleš Breccia indicates that the Gutenstein Formation had originally much greater extent, being considerable eroded during Early Jurassic. This erosion completely removed the Carpathian Keuper complex strata.

Dolomite breccia is non-conformably covered by the polymict Pleš Breccia (Michalík, 1984), consisting of clasts of various size (several centimetres to five-six meters). This breccia builds up the most morphologically eminent part of the castle hill, occupied by the Citadella (Fig. 2b; Baliak et al., 1997; Pipík et al., 2004). Erosional groves up to variously deep neptunian dykes are observable below the breccia base. Individual clasts are formed by grey dolomite, dolomite laminite, dolomitized limestone with pseudomorphoses after gypsum crystals, grey shelly limestone, cherty and phosphatized limestone, sometimes even by speleothems (Mišík,

1980). Kochanová et al. (1967) described finding of biomicrite clast with remnants of Rhaetian bivalves and foraminifers. Rakús (1996) found clasts with phosphatized Upper Liassic ammonites. Up to now, we failed to duplicate finding of limestone clasts with the Rhaetian fauna, but, instead, we (Michalík et al., 1994) revealed the Lower Jurassic brachiopods of the Mediterranean type (Vörös, 1977, 1982) in clasts of the dark grey biomicrite from the western rock wall. Michalík (1984) identified the breccia body with the Pleš Breccia of Toarcian age, which originated during the Early/Middle Jurassic tensional stress of the Central Carpathian microplate due to opening of the Penninic Rift.

Macroscopic study of the breccia textures indicates, that it was generated by complicated, multiplicated process. The Citadella top is dissected by several crevices filled by Miocene sand. The composition, size and reworking of rock clasts in different parts of the breccia body are different. Several clasts were secondarily dolomitized (silicification is less frequent). The matrix between clasts is usually marly, carbonatized, less frequently dolomitized, sometimes consisting of the fine debris. In few parts of the breccia (on the Devínska Kobyla Hill slope; Fig. 3b), fine matrix was "injected" under hydrostatic pressure into internal cavities between clasts. Such process indicates the re-arranging of material inside more voluminous quickly deposited slumping body. On the other hand, the matrix with laminar structure, or with more-or-less evidently graded little clasts, denoting gradual deposition of fragments and mud mixture from the free sedimentary space, is more obvious.

### Study of carbonate clasts in cathode luminescent microscope

Carbonate luminescence study is a convenient tool in the cases when recrystallization of pure carbonate, or its dolomitization considerably smoothed the original rock texture (Soták and Lintnerová, 1994).

Machel (1986) studied microstructure of dolomites and limestones under induced light in luminescent microscope. Pure carbonates are not luminescent, cathode luminescence is evoked by admixture of manganese, iron and lead in hard solution. Individual admixtures play roles of either activisers, sensitisers, or quenchers of luminescence. Although these admixtures need not always be of primary nature (they could get into rock composition during cementation, or sometimes even secondarily with hydrothermal fluids), their study can contribute to visualisation of inexpressive primary textures, to interpretation of diagenesis, or of hydrothermal

processes. Ten Have and Heijnen confirmed experimentally already in 1985, that the luminiscence can be evoked by 15 ppm content of Mn in carbonate.

Soreghan et al. (2000) distinguished products of dolomitization, generated by two different processes. The first one respects the primary rock composition, it preserves pseudomorphs of original sediment architecture and frequently affects peritidal facies. Dolomitization was a part of early diagenetic phase, Sr and Na contents is high, while Fe and Mn occur subordinately. The second type ran during later diagenetic phase, affecting parts of the sequence near to sequence boundaries with no selectivity of rock composition. Grainy dolosparite without primary textures was produced, with low Na and Sr and relatively high Fe content.

Halden et al. (2004) investigated fish otoliths from the Eden Lake in Manitoba under cathode luminiscent microscope. They have found that fosforescence in their calcite wall sections was triggered by the admixture of elements leached from monzonite bodies cropping out in the lake bottom: Sm evoked red-, Sr orange- and Mn yellowish green luminiscence of calcite.

Chocquette and Hiatt (2008) dealt with saccharoidal dolomite production. Dolomitization was a short event of pore fluids only, connected with eustatic change of sea level. It was followed by a proper cementation around substrate grains (coarsening), coalescence of cortex growths (induration), and, finally, all pores were filled by the cement (occlusion). The microcementation could have been accelerated by meteoric water, especially in the middle latitudes.

During the luminiscence study of Lower Cretaceous Chachao Formation limestone in the Argentinian Neuquén Basin, Palma et al. (2008) distinguished three diagenetic stages in oyster beds. Early diagenetic stage was accompanied by the micritization and by subsolution of allochems. Early cementation phase happened in marine phreatic conditions, micrite was substituted by isopachyal cement. Concentric luminiscent bands indicate variability in Mn and Fe input. Calcite granules and final syntaxial cement originated in meteoric – phreatic conditions during late diagenetic stage.

#### Clasts analysis of the Pleš Breccia

Microscopic study of clasts from the Pleš Breccia Fm. under luminiscent microscope indicates multiplied effect of stress deformation and origin of successive generations of calcite veinlet infillings.

Carbonate clasts with preserved internal structure (Fig. 4) are significantly represented within rocks fragments. They are formed by oolitic limestones (oosparites), bioclastic limestones (biosparites), pelsparites and limestones with abundant algal nodules. Carbonates are affected by an early selective dolomitization (facies selective dolomitization, cf. Soreghan et al., 2000), typical of peritidal and shallow neritic facies zones. The luminiscence of original rock is low, ooid laminae are orange. The matrix between clasts is bright orange red, what indicates raised Sr content (according to criteria of Halden et al., 2004).

Fig. 5 illustrates group of rocks affected by the early cementation phase of dolomitization (Palma et al., 2008). In marine phreatic environment small cavities formed in original rock, subsequently being filled by isopachyal cement. Aggregates of cementing newly originating carbonate and veinlets cutting it, are of orange luminiscent colour (Machel, 1986, or Granier and Staffebach, 2009, argued, that this colour is evoked by Mn, Fe and Sr admixture at this stage).

In more advanced stage of dolomitization (Figs. 6 and 7), cortex growth subsequently combined and closed relict pores (Choquette and Hiatt, 2008). Freatic syntaxial cement brights orange to pale red, zonal banding creating “dog teeth” pattern indicates mode of growth of rhomboid crystals of carbonate into free space in cavities and crevices of the rock.

#### Brachiopods from the Pleš Breccia clasts

Michalík (in Michalík et al., 1994) described brachiopod findings from four Tatric localities (Pleš, Staré Hlavy and Ostrý vrch in the Kuchyňa Unit and Devín from the Devín Unit) of the Malé Karpaty Mts. Two limestone blocks fallen from the western rock wall of the Devín (Citadella) Castle rock consisted of dark brown-grey fine biosparite and contained 82 shell fragments of *Securithyris adnethensis* (Suess) and two specimen of *Linguithyris aspasia* (Meneghini) (Fig. 8).

The presence of these typically “Tethyan” forms (Vörös, 1977, 1982, 1984) in brachiopod fauna of the Pleš Breccia clasts should prove for its Mediterranean character. Mentioned author attributed associations from the Kostelec “klippe” (an olistolithic block in the Strážovské vrchy Mts.; Siblík, 1966) and from the Vysoká Unit (Křížna Nappe in the Malé Karpaty Mts.; Pevný, 1964) to the European paleobiogeographic province. It is worth of mention that brachiopod association from the Kuchyňa Unit (Tatric Unit of the Malé Karpaty Mts.; Michalík et al., 1994) is also of the “European” character, while the brachiopods from the Devín Castle rock (the *Securithyris* – *Linguithyris* association) are considerably different.

#### Conclusions

Clasts of the Pleš Breccia Formation were derived from the shallow marine facies zone of Triassic carbonate platform. Less frequent Rhaetian and Lower Jurassic rocks came from the open neritic deposits. Thus, subsidence in the Devín Unit of the Tatric started in Latest Norian being followed by sedimentation of Rhaetian limestones.

The Pleš Breccia body accumulated on a foot of synsedimentary formed fault scarp on the Tatric margin after Toarcian. The destruction of sedimentary sequence in adjacent Tatric zones and forming of depositional space for accumulation of slope debris was enabled by tensional stress on arising Penninic Rift margin.

The presence of typically “Tethyan” forms in brachiopod fauna indicates its Mediterranean character, being contradicting with isochronous association from the Tatric Kuchyňa Unit, or from Tatric Vysoká Unit from the Malé Karpaty Mts., which should be typically of the “European” type.