# Litostratigrafia malužinského súvrstvia z oblasti Bystrej (svíbovský čiastkový príkrov, Nízke Tatry)

## *Lithostratigraphy of the Malužiná Formation from the Bystrá area (Svíbová nappe, Nízke Tatry Mts.)*

Mário Olšavský[1]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Zelená 5, 974 04 Banská Bystrica, mario.olsavsky@geology.sk

© Autori 2020. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

***Abstrakt.*** Práca sa zaoberá litostratigrafiou permského malužinského súvrstvia tektonickej jednotky hronika v oblasti Bystrej v Nízkych Tatrách. Litostratigrafický výskum bol založený na podrobnom geologickom mapovaní počas reambulácie geologickej mapy v tejto oblasti. Na základe získaných litologických a sedimentologických znakov boli študované sedimenty korelované s vrchnou časťou malužinského súvrstvia zo severných svahov Nízkych Tatier. Z oblasti Bystrej bol opísaný a definovaný nový litostratigrafický člen označený ako stupčianske vrstvy (nový termín), ktorý reprezentuje štvrtý hruboklastický horizont v rámci malužinského súvrstvia. Typové lokality stupčianskych vrstiev sa nachádzajú v masíve Stupky, kde ležia v nadloží andezitových bazaltov a v podloží spodnotriasových sedimentov. Charakteristickým znakom stupčianskych vrstiev je prítomnosť ryolitového detritu v podobe centimetrových až decimetrových úlomkov. Ďalším novým zistením je prítomnosť telesa ryolitových ignimbritov v doline Hnusné. Teleso ryolitových ignimbritov sa nachádza v tektonickom vzťahu k svojmu okoliu. Ryolity sú v rámci tektonickej jednotky hronika výnimočné. Poukazuje to na afinitu študovanej sekvencie k príkrovovým jednotkám Drienka, muránskeho príkrovu a vernárika.

***Kľúčové slová:*** hronikum, malužinské súvrstvie, stupčianske vrstvy, permsko-triasová hranica

***Abstract.*** This work deals with the lithostratigraphy of the Permian Malužiná Formation of the Hronic tectonic Unit in the Bystrá area in the Nízke Tatry Mts. The lithostratigraphic study was based on the detailed field study during reambulation of the geological map in this area. Based on observed lithological and sedimentological features the studied rocks were correlated with the upper part of the Malužiná Fm. from the northern part of the Nízke Tatry Mts. A new member – Stupka Beds (new term) – has been described and defined in the Bystrá area. The Stupka Beds represent forth coarse-grained horizon of the Malužiná Fm. Type localities of the Stupka Beds are situated in the Stupka hill area, where they occur above the andesitic basalts and below the Lower Triassic deposits. A characteristic feature of the Stupka Beds is the presence of rhyolitic detritus in cm to dm grain size range. Another new finding is an occurrence of a rhyolitic ignimbrite body in the Hnusné Valley. Rhyolites occur in a tectonic position relative to the surrounding rock sequences. Acid volcanites are rare in the Hronic nappe units. It invokes an affinity of the studied section of the Hronic Unit to the Drienok, Muráň and Vernaric nappe units.

***Key words:*** Hronicum, Malužiná Formation, Stupka Member, Permian-Triassic boundary

## Úvod

Práca prezentuje nové poznatky o permskom malužinskom súvrství ipoltickej skupiny hronika (Vozárová a Vozár, 1979, 1981) získané pri podrobnom terénnom litostratigrafickom výskume malužinského súvrstvia z južných svahov Nízkych Tatier (Olšavský, 2008). Prvé terénne práce z okolia Bystrej sa uskutočnili (v rámci úlohy 27 98/2 *Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000*) už v roku 2004 a ďalšie v rokoch 2006 a 2007. Na ich základe sa v roku 2011 v rámci čiastkovej úlohy (T01/11 *Aktualizácia geologickej stavby problémových území SR v mierke 1 : 50 000*) realizovalo reambulačné geologické mapovanie v území Bystrá-Tále – Valaská-Piesok (obr. 1).

Pri zostavovaní regionálnej geologickej mapy Nízkych Tatier (Biely et al., 1992) boli vulkanické horniny spolu so sedimentmi malužinského súvrstvia v oblasti Valaská – Bystrá zaradené do I. megacyklu, resp. do spodného permu (Vozárová a Vozár in Biely et al., 1992). Nadložný kontakt so spodným triasom je však na geologickej mape (Biely et al., 1992) vyjadrený ako normálna pozícia. Táto nezrovnalosť je diskutovaná vo vysvetlivkách ku geologickej mape (Biely et al., 1997, s. 154). Menšia hrúbka malužinského súvrstvia bola vysvetľovaná tektonickou redukciou a chýbaním strednej alebo vrchnej časti súvrstvia (Vozárová a Vozár, 1988, s. 258).

Hlavným dôvodom reambulácie územia bola práve dvojznačná interpretácia kontaktu malužinského súvrstvia s podložným a nadložným súvrstvím (Biely et al., 1997, s. 154). Z tohto faktu vyplývala aj neistota presného (spodný/vrchný perm) stratigrafického zaradenia celého výskytu permského malužinského súvrstvia z oblasti Bystrej.

### Geologická stavba a história výskumov

Imbrikovanú stavbu hronika (obr. 2) v oblasti Bystrej reprezentujú tri násunové štruktúry – čiastkové príkrovy (Biely, 1984; Biely in Klinec et al., 1987; Biely in Biely et al., 1997, s. 153). Spodný, bystriansky príkrov zahŕňa stredno- až vrchnotriasový sled prevažne karbonátových hornín. Stredný, svíbovský čiastkový príkrov má najväčší stratigrafický rozsah a tvorí ho vrchnopaleozoická ipoltická

skupina (malužinské a nižnobocianske súvrstvie; Vozárová a Vozár, 1979, 1981) a nadložná triasová sekvencia. Štruktúrne najvyššiu jednotku hronika tvorí okosenský príkrov zastúpený stredno- až vrchnotriasovými karbonátmi (obr. 2).

Reambulovaného územia sa týkajú viaceré predchádzajúce geologické práce.

Tektonickej a geologickej stavbe sa už v roku 1926 venoval Kettner, no až neskôr komplikovanú stavbu pochopil a rozlíšil *„príkrov krížnianský“* od dvoch čiastkových príkrovov patriacich k chočskému príkrovu (Kettner, 1958). Perm považoval za *„werfenské vrstvy s melafýrmi (skýt)“*.

Vulkanickými horninami z tejto oblasti sa zaoberal Vozár (1967). Vo vulkanitoch v masíve Horného dielu (jz. časť študovanej oblasti) vyčlenil dve po sebe nasledujúce erupčné fázy, ktoré považoval za spodnopermské. Zdôrazňoval diskordantnú povahu hranice medzi vulkanitmi a spodným triasom (Vozár, 1967, s. 9, 11, 14, 18). Argumentoval faktom absencie vrchnopermskej II. erupčnej fázy (sensu Vozár, 1971) a sedimentov vrchného permu a výskytu iba spodnotriasových *„seisských kremencov“*, ktoré ležia na rôznych častiach bázických efuzívnych hornín a ich vulkanoklastikách.

V období vyhľadávania rádioaktívnych surovín bolo mladšie paleozoikum z okolia Bystrej podrobené podrobnejšiemu geologickému mapovaniu (Zemančík et al., 1971). Autori správy na základe predchádzajúcich výskumov Bieleho a Maheľa (zo 60. rokov 20. storočia) z iných častí Západných Karpát zaradili mladopaleozoické súvrstvie do vrchného permu. Zo študovanej oblasti zostavili geologickú mapu v mierke 1 : 25 000, doplnenú profilmi a litostratigrafickými tabuľkami.

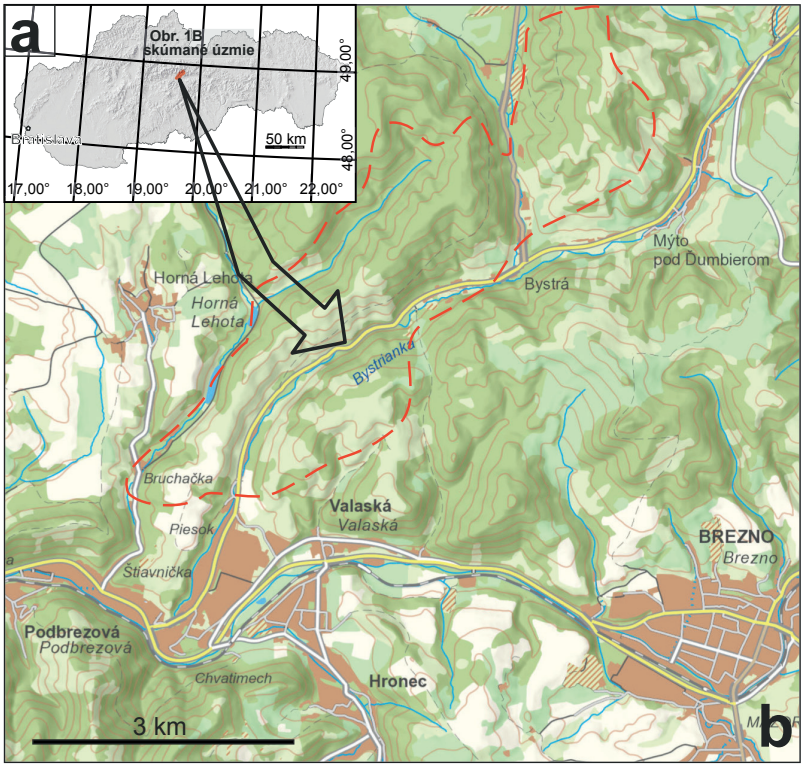
Zostavenie geologickej mapy listu Brezno (26-232) a vysvetliviek opätovne prinieslo interpretáciu hranice medzi malužinským súvrstvím a spodným triasom ako tektonickú (hoci na mape je interpretovaná ako prirodzená). Podľa opisu je vrchná časť malužinského súvrstvia tektonicky redukovaná a malužinské súvrstvie je reprezentované hlavne I. megacyklom (Vozárová in Klinec et al., 1987, s. 44). V tejto podobe sa malužinské súvrstvie dostalo aj na finálnu regionálnu geologickú mapu Nízkych Tatier (Vozárová a Vozár in Biely et al., 1992).

## Metodika

Výsledky uvedené v tejto práci boli získané klasickým geologickým mapovaním v mierke 1 : 10 000. Zber všetkých adekvátnych sedimentárnych znakov (litológia, sedimentárne štruktúry a textúry, hrúbka, zafarbenie, stratigrafická pozícia) a ich následná korelácia so známymi výskytmi malužinského súvrstvia zo severných svahov Nízkych Tatier umožnili stratigrafické zaradenie jednotlivých členov malužinského súvrstvia.

## Výsledky

V skúmanom území boli identifikované tieto členy malužinského súvrstvia (pôvodne definované v práci Tulis a Novotný, 1998):

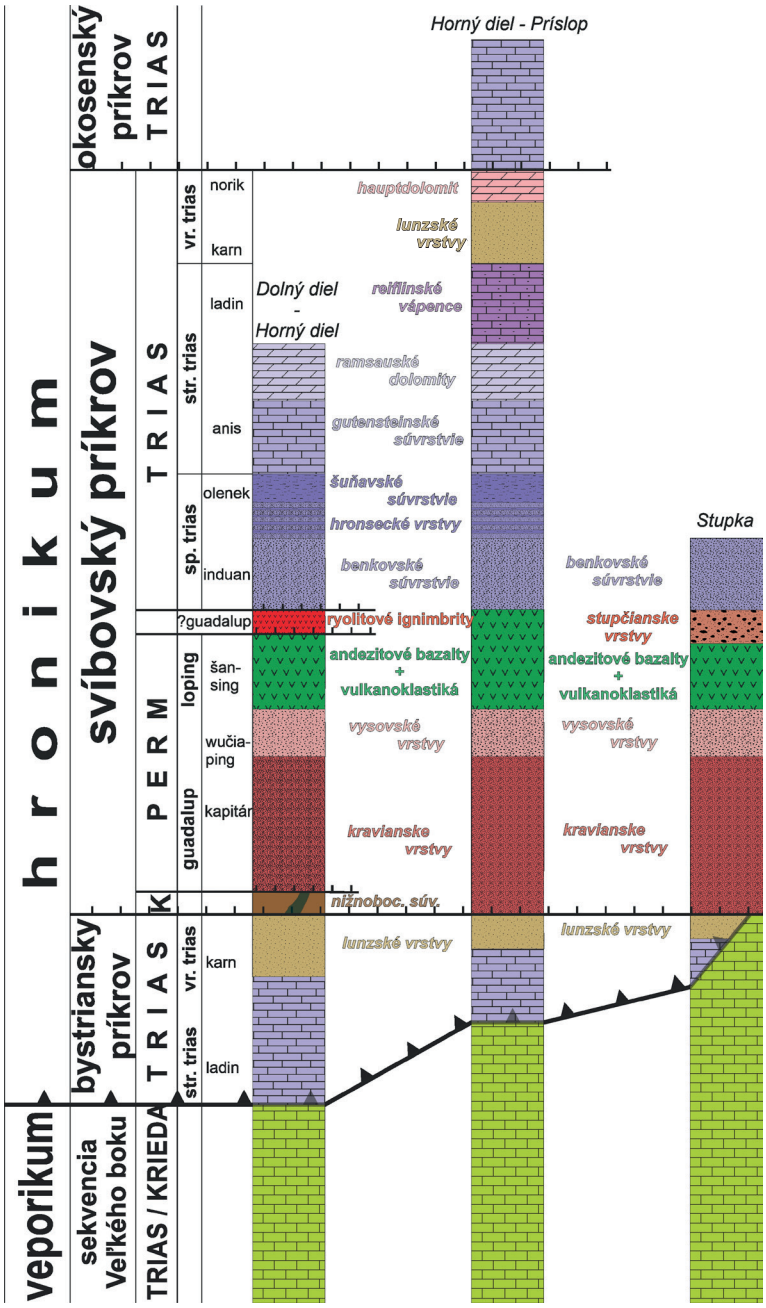



**Obr. 1.** Poloha skúmaného územia: a) poloha reambulovaného územia v rámci Slovenska, b) detailnejšia situačná mapa oblasti severne od Valaskej (mapový klient ZBGIS).

**Fig. 1.** Location of the investigated area: a) location of the reambulated area in the Slovakia, b) detailed map of the studied area north of Valaská village (ZBGIS application).

### *Kravianske vrstvy*

Predstavujú plošne najrozšírenejší člen malužinského súvrstvia na reambulovanom území. Miestami dosahujú hrúbku viac ako 200 m. Ich charakteristickým znakom je pestré, prevažne hnedočervené sfarbenie. Sú zastúpené arkózami až drobami, ojedinele hrubozrnnými arkózami až drobnozrnnými zlepencami. Spolu s drobami sa občas vyskytujú aj prachovcové polohy. Pre droby je charakteristický vysoký obsah ílovitého matrixu a vyšší podiel klastickej sľudy. Niekedy obsahujú aj intraklasty prachovcov až ílovcov pochádzajúcich z erodovaných prachovcových polôh. Kravianske vrstvy sú chudobné na sedimentárne štruktúry ako laminácie či zvrstvenia. Prevláda masívne zvrstvenie s tzv. skrytou lamináciou. Pomerne častým znakom je biogénne prepracovanie. Zachované ichnofosílie možno všeobecne priradiť ku „scoyeniovej“ ichnofácii, spájanej výlučne s nemorským prostredím (Pemberton a Wightman, 1992). Ďalším charakteristickým znakom kravianskych vrstiev je výskyt karbonátových konkrécií s veľkosťou 2 – 10 cm, najčastejšie okolo 5 cm. Pravidelnejšie sa vyskytujú vo vrchnejšej časti vrstiev (napr. na sz. svahoch Chodorovho vrchu).




**Obr. 2.** Litostratigrafické profily aktualizovanej oblasti zobrazujúce tektonické pomery v oblasti Bystrej.

**Fig. 2.** Lithstratigraphic profiles from the investigated area showing tectonic structure around Bystrá territory.

Asociácia masívnych a laminovaných pieskovcov s konkréciami a bioturbáciami poukazuje na:

a) rapídnu sedimentáciu v podmienkach vrchného prúdového režimu,

b) vytvorenie dočasných plytkých (sezónnych) jazier spojených s osídľovaním substrátu bohatého na živiny a vznik tzv. kolonizačných okien,

c) vymiznutie vodných plôch s ich následnou expozíciou a chemickú precipitáciu, resp. počiatočnú pedogenézu spojenú so vznikom konkrécií.

Uvedené znaky ako chýbanie prúdových štruktúr, masívne zvrstvenie, biogénne prepracovanie a konkrécie umožňujú interpretovať sedimentačné prostredie ako oblasť periodicky zaplavovanej aluviálnej plošiny počas semiaridných klimatických podmienok (efemerálne toky typu *„sheet floods“*; Farrell, 1987).

### *Vysovské vrstvy*

Odlišný litologický charakter vysovských vrstiev a ich pozícia nad kravianskymi vrstvami a v podloží bazaltových lávových prúdov ich dovoľuje korelovať s ostatnými výskytmi zo sv. svahov Nízkych Tatier. Tvoria ich hlavne svetlé kremenné arkózy, drobnozrnné zlepence a piesčité zlepence. Azda najtypickejším litotypom sú oligomiktné a piesčité zlepence, arkózy, subarkózy a len vzácne sa v najvrchnejších častiach cyklov objavujú polohy pieskovcov až jemnozrnných prachovcov červenohnedej farby. Špecifikom je relatívne vysoká mineralogická zrelosť (vysoký obsah kremeňa), ktorá je v ostrom kontraste s ich textúrnou zrelosťou. Drvivá väčšina drobnozrnných zlepencov je veľmi slabo vytriedená. Hrúbka vysovských vrstiev je okolo 50 m. Sedimentárne štruktúry a textúry sú veľmi vzácne a obmedzené na akumulácie obliakov (*lag deposits*), ojedinelé gradačné zvrstvenia a vzácne aj závalky ílovcových intraklastov v hrubozrnných sedimentoch. Charakteristická prítomnosť (diageneticky?) zafarbeného červeného kremeňa umožňuje ľahko identifikovať sedimenty vysovských vrstiev. Asi najkrajšia lokalita sa nachádza na sz. svahoch Chodorovho vrchu, kde v podloží bazaltov vytvárajú vysovské vrstvy sústavu odkryvov so strmo uklonenými vrstvami v dĺžke až okolo 250 m (obr. 4a).

Slabé vytriedenie, masívne zvrstvenie a absencia krížového zvrstvenia poukazujú na rapídnu sedimentáciu bez migrácie dnových foriem. Sporadicky zachované tenké polohy jemnozrnných sedimentov naznačujú buď prítomnosť fázy vyznievania (*waning flow stage*) vodného prúdu, alebo tieto sedimenty predstavujú mimokanálové uloženiny (*banks*). Následná erozívna činnosť tokov mohla dominantne ovplyvňovať výsledný vertikálny profil. Na deštrukciu vzácne vyvinutých jemnozrnných horizontov poukazuje prítomnosť ílovcových intraklastov na bázach hrubozrnnejších polôh. Minerálna zrelosť (vyšší obsah kremeňa) týchto sedimentov by mohla naznačovať špecifický vplyv klímy (s kombináciou transportu), kde dochádzalo k rýchlejšej deštrukcii menej odolného živcového detritu. Fácie vysovských vrstiev môžu reprezentovať prostredie periodicky zaplavovaného divočiaceho alúvia (*braidplain*).

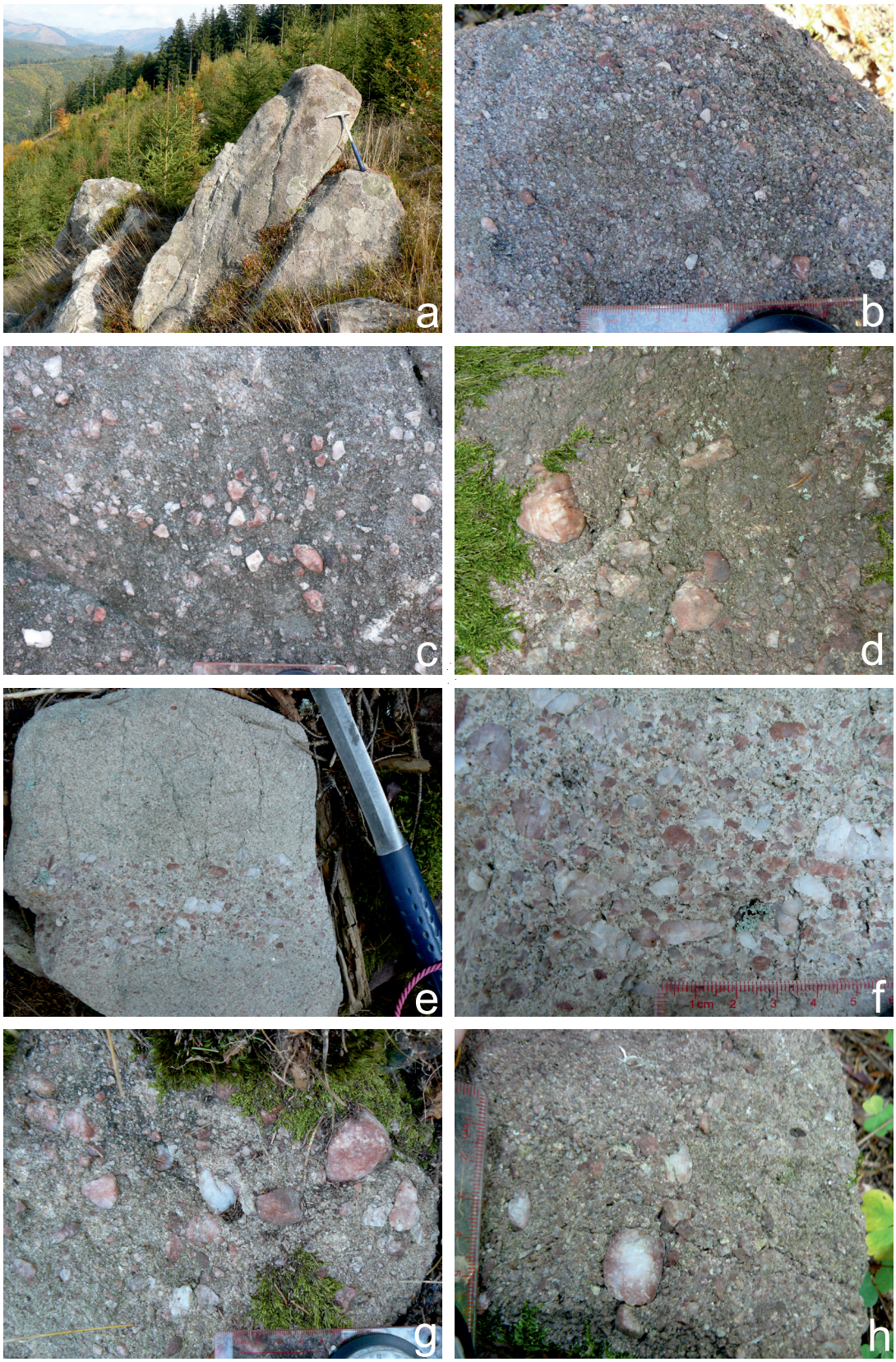
### *Andezitové bazalty a vulkanoklastiká*

Komplex andezitových bazaltov a sprievodných vulkanoklastík je situovaný v nadloží vysovských vrstiev. Vul-




**Obr. 3.** Malužinské súvrstvie – kravianske vrstvy: a – b) masívne zvrstvené hrubozrnné droby s ílovcovými intraklastami, typická fácia občasných tokov, c) karbonátové konkrécie, prípadne dutiny po vylúhovaných konkréciách, d) nízkoškálové šikmé zvrstvenie v strednozrnnej arkóze, e – h) ichnofosílie („scoyeniová" ichnofácia) na vrstvových plochách v hrubozrnných masívnych drobách – jeden z najcharakteristickejších znakov v pestrých sedimentoch kravianskych vrstiev.

**Fig. 3.** Malužiná Fm. – Kravany Mb.: a – b) massive coarse-grained wacke with mudstone intraclasts, a typical facies of ephemeral stream deposits, c) carbonate nodules, sometimes only leached voids are preserved, d) small scale cross-lamination in medium-grained arcosic sandstone, e – h) an ichnofossil (Scoyenia) preserved on the bed surfaces of the coarse-grained massive wacke – the most characteristic feature in the variegated sediments of the Kravany Mb.




**Obr. 4.** Malužinské súvrstvie – vysovské vrstvy: a) strmo uklonené hrubolavicovité vrstvy (ľavá strana Bystrianky, lok. Hájna hora), b – d) mineralogicky zrelé, ale slabo vytriedené piesčité zlepence, klastický detrit tvorí predovšetkým kremeň, menej živec, charakteristické je červenkasté zafarbenie kremenného detritu, e) poloha hrubšie klastického materiálu v hrubozrnnom pieskovci, f) detail opracovania klastického materiálu, g – h) piesčitý zlepenec, typická fácia vysovských vrstiev.

**Fig. 4.** Malužiná Fm. – Vysová Mb.: a) steeply-dipping thick conglomerate beds (left side of Bystrianka stream, Hájna hora locality), b – d) compositionally mature but texturally immature sandy conglomerates, clastic detritus consists mainly of quartz, less feldspar, characteristic reddish colour of quartz grains, e) more coarse (conglomerate) part within the coarse-grained sandstone bed, f) detail of roundedness of clastic material, e) note well-rounded clastic material, g – h) sandy conglomerate, a typical facies of the Vysová Mb.

kanoklasitká bývajú sústredené jednak na báze efuzívneho komplexu, jednak sa vyskytujú aj uprostred v podobe polôh – interkalácií – medzi efúziami andezitových bazaltov. Vulkanoklastická prímes je oproti klastickej prímesi v silnej prevahe. Ide o typické hnedočervené a sivozelené hrubozrnné epiklastiká od piesčitej až po zlepencovú veľkosť. Makroskopicky sú tu pozorovateľné devitrifikované/sklovité úlomky bazaltov s premiešaným klastickým materiálom kremenných zŕn a úlomkov synvulkanických sedimentárnych hornín v podobe bridlíc a pieskovcov. Vulkanoklastiká lokálne vykazujú znaky gradačného vytriedenia a laminácií alebo sú masívne. Niekedy ich vzhľad pripomína samotné bazalty s makroskopicky viditeľným kremenným detritom. Masívne zvrstvenie, gradácie a laminácie sú znaky, ktoré poukazujú na transport a sedimentáciu vo vodnom prúdovom režime.

Andezitové bazalty sa nachádzajú vo všetkých troch morfologických segmentoch výskytu ipoltickej skupiny (obr. 8). V masíve kóty Stupka (936) sú síce zdanlivo v litostratigrafickom slede, no s nadložím sú pravdepodobne čiastočne v subautochtónnom vzťahu (zlom sv.-jz. smeru, lok. Bacúška). Na sz. svahoch Chodorovho vrchu (746 m n. m.) vytvárajú prirodzené nadložie vysovských vrstiev so strmým úklonom na SZ. Najväčšia masa vulkanitov sa nachádza v masíve Horného dielu (lok. Horný diel, Dolná Bystrá, Štiepanka). Na všetkých lokalitách vystupujú variabilné textúrne typy andezitových bazaltov (afanitické, vezikulárne, amygdaloidné). Bližšie petrografické členenie vulkanických variet uvádza Vozár (1967).

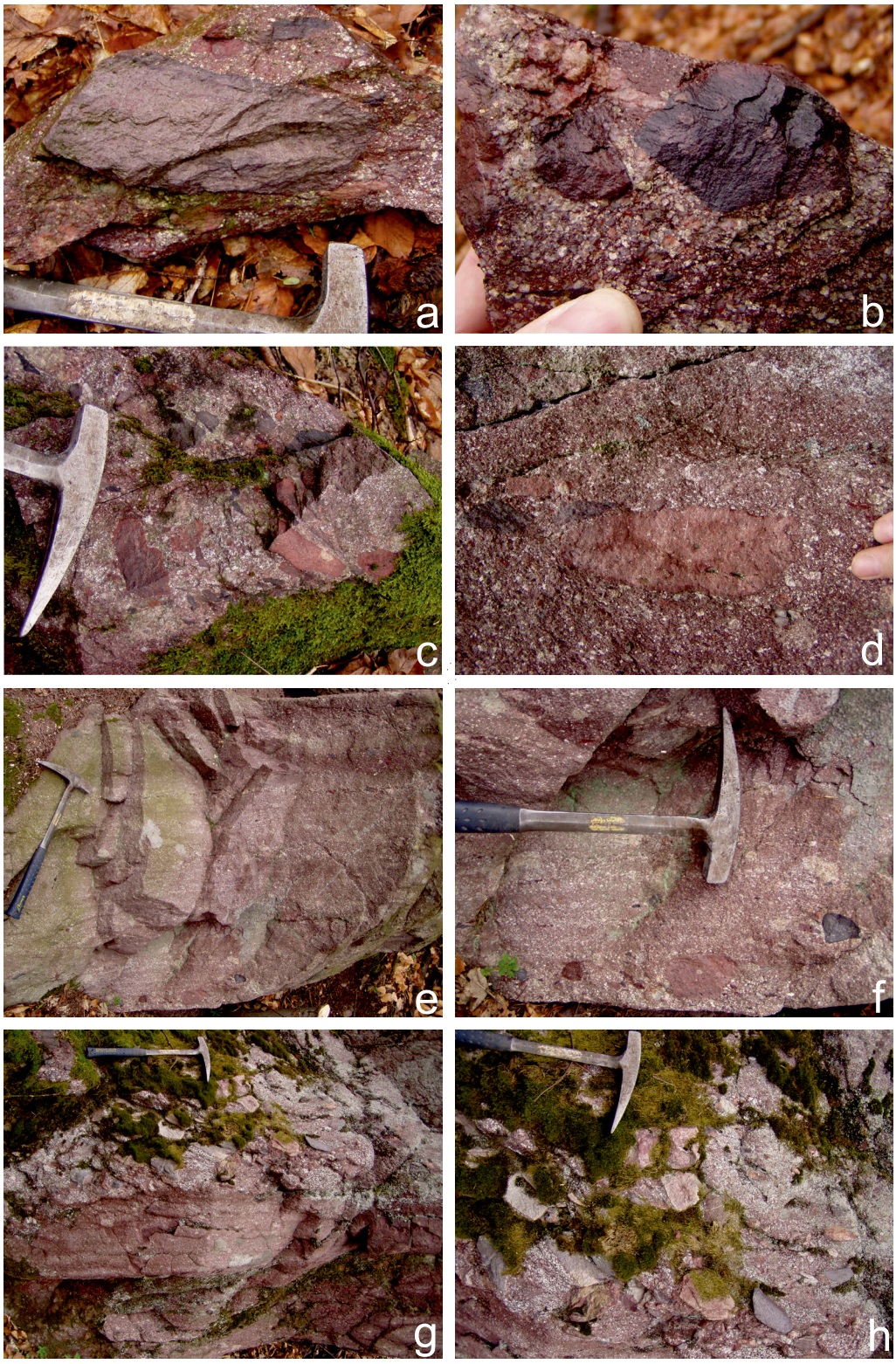
***Stupčianske vrstvy (nový termín)***

Ide o nový litostratigrafický člen malužinského súvrstvia, pôvodne chápaný spolu so zvyškom malužinského súvrstvia za súčasť I. megacyklu (Vozárová a Vozár, 1988, s. 258; Vozárová a Vozár in Biely et al., 1992). Stupčianske vrstvy boli opísané v čiastkovej záverečnej správe z reambulačného mapovania (pôvodne *stupianske* vrstvy; Olšavský in Hraško et al., 2013). Zo severných svahov Nízkych Tatier nebol tento člen malužinského súvrstvia zatiaľ opísaný. V reambulovanej oblasti bol identifikovaný len na západných svahoch v masíve Stupky. **Typová oblasť výskytu** sa nachádza na západných svahoch masívu Stupka. Litológiu stupčianskych vrstiev možno sledovať v zárezе lesnej cesty od miesta vo výške 826 m n. m. asi 650 m sz. od k. Stupka (936) smerom na sever až do sedla Močidlá vo výške 879 m n. m. **Typovým profilom** sú nesúvislé odkryvy prístupné z lesnej cesty v hrebeňových partiách (48,872 705°, 19,612 398°). **Referenčné profily** sa nachádzajú v blízkosti typového profilu (48,868 929°, 19,611 331°; 48,871 145°, 19,611 669°). Za **laterálne ekvivalenty** možno označiť brezovské vrstvy zo sv. svahov Nízkych Tatier, ktoré však majú odlišnú litologickú náplň (Tulis a Novotný, 1998, s. 66; Olšavský, 2008, s. 83). Ich stratigrafická pozícia v nadloží andezitových bazaltov a taktiež nápadne podobné litologické zloženie ich dovoľuje korelovať so zámockými vrstvami z Malých Karpát (Olšavský in Polák et al., 2012). **Spodnú hranicu** reprezentuje kontakt s andezitovými bazaltmi. Z pohľadu ich stratigrafickej pozície ide o najmladšie horniny malužinského súvrstvia. **Vrchná hranica** je dobre pozorovateľná na dvoch miestach (48,870 965°, 19,609 593°; 48,868 936°, 19,609 137°), kde ju predstavuje konformný kontakt so zlepencami spodnotriasového benkovského súvrstvia (obr. 7a – d). **Prevládajúca a charakteristická litológia** v podobe pestrých piesčitých zlepencov s klastami ryolitov im dodáva špecifický vzhľad a charakter (obr. 5 a 6). Charakteristické sú pestré hrubozrnné pieskovce a drobnozrnné zlepence až piesčité zlepence. Hornina má pestrú piesčito-prachovitú základnú hmotu. Signifikantným komponentom hrubozrnných sedimentov je prítomnosť ryolitových klastov s rôznym sfarbením centimetrovej až decimetrovej veľkosti (max. 22 cm). Klasty sú zväčša ostrohranné, čo poukazuje na relatívne krátky transport. Hrubozrnnejšie zlepencové polohy sú často koncentrované na bázach vrstiev. Ďalšou zaujímavou detritickou zložkou sú svetlé klasty pripomínajúce granitoidy, resp. svetlé leukokratné granitoidné horniny (obr. 6a). Tento detrit nebol bližšie študovaný. **Vekové zaradenie** (najmladší perm) stupčianskych vrstiev vyplýva z ich pozície v stratigrafickom slede, najmä pozície nad andezitovými bazaltmi a v podloží spodného triasu. **Genéza** sedimentov je interpretovaná na základe pozorovaných sedimentárnych štruktúr. Piesčité zlepence stupčianskych vrstiev sú štruktúrne nezrelé, často masívne zvrstvené, niekedy možno pozorovať laminácie (obr. 5e, f), horizontálne gradačné zvrstvenie a usporiadanie klastického materiálu v podobe dnových akumulácií (*lag deposits*), prekryté piesčitým detritom. Klasty sú slabo opracované, angulárne, čím vykazujú známky relatívne krátkeho transportu (obr. 5a – c). Úlomky sú často imbrikované a zväčša tvoria akumulácie na báze vrstiev (obr. 5g, 6d). Tieto sedimentárne znaky predstavujú znaky rapídnej akumulácie a sedimentačné prostredie možno charakterizovať ako aluviálne, so znakmi občasných tokov (*ephemeral floods*).

Stupčianske vrstvy sú vďaka svojej špecifickej litológii neprehliadnuteľné a nie je možné ich zameniť alebo stotožňovať s iným členom malužinského súvrstvia (obr. 5). V malužinskom súvrství reprezentujú v poradí šiestu depozičnú sekvenciu (Olšavský, 2008) a zároveň štvrtý hruboklastický horizont v profile malužinského súvrstvia. Na lokalite Stupka dosahujú **hrúbku** až do 150 m. Charakter vyčlenených vrstiev a ich pozícia v stratigrafickom zázname otvárajú otázky súvisiace s geotektonickou pozíciou v rámci permského vulkanizmu v hronickej panve.

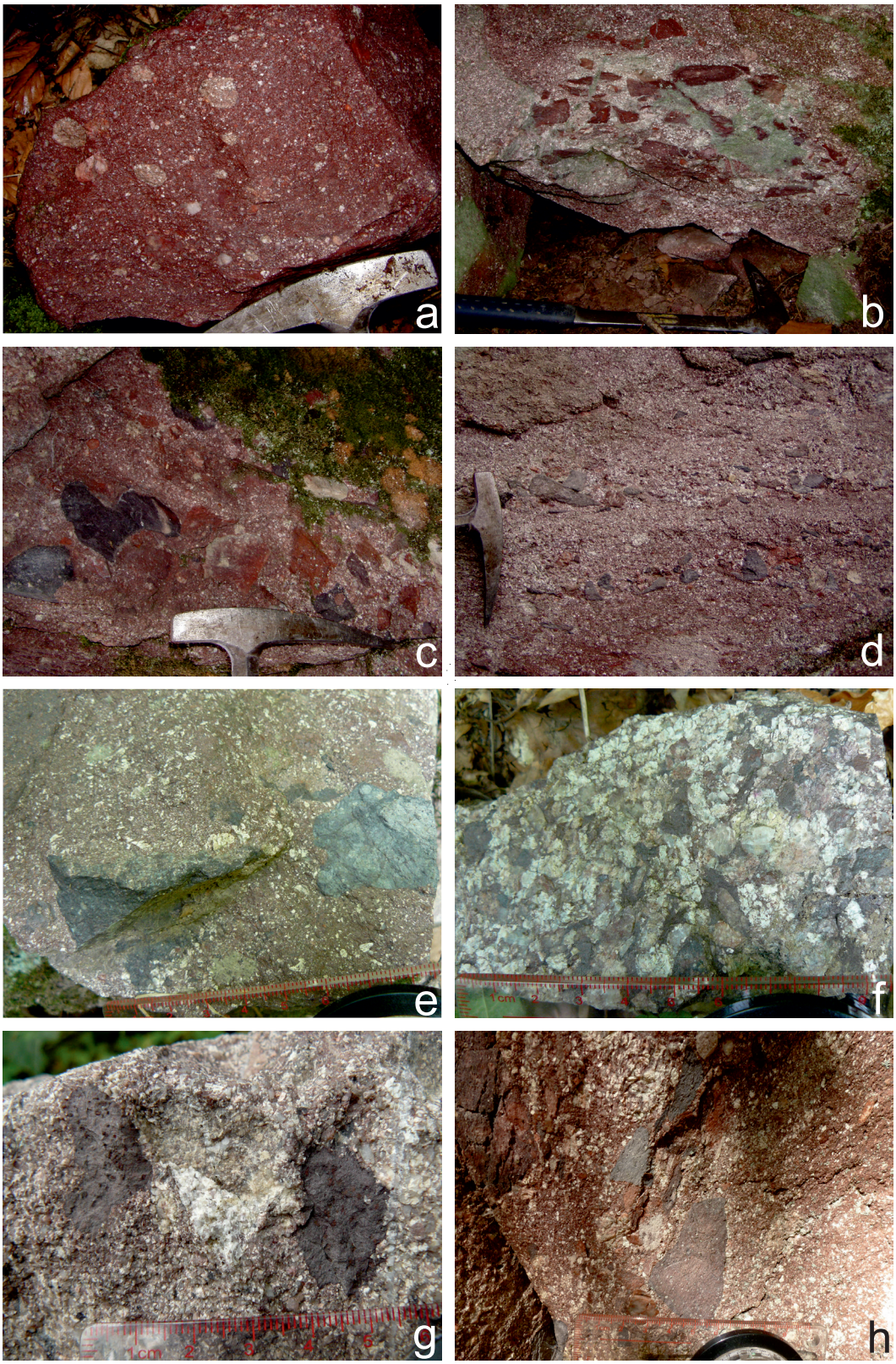
**Kontakt malužinského a benkovského súvrstvia**

Litostratigrafický kontakt malužinského a benkovského súvrstvia v reambulovanom území má dve podoby. Na lokalite Stupka sú stupčianske vrstvy v priamom litostratigrafickom vzťahu s benkovským súvrstvím (obr. 7a – b). Ide zrejme o plynulý litologický prechod vrchnopermského člena do benkovského súvrstvia, s ktorým je uložené konformne. Benkovské súvrstvie má na báze vyvinuté netypické hrubozrnné litofácie (piesčité zlepence s obliakmi do 8 cm). Obsahuje rovnako klasty ryolitov (obr. 7c). Podobné hrubozrnné fácie sú v spodnotriasovom vývoji hronika ojedinelé a v mapovanom území sa inde nevyskytujú. Reprezentujú zvyšky aluviálno-fluviálneho sedimentačného prostredia, ktoré neskôr prešlo do režimu deltovej plošiny



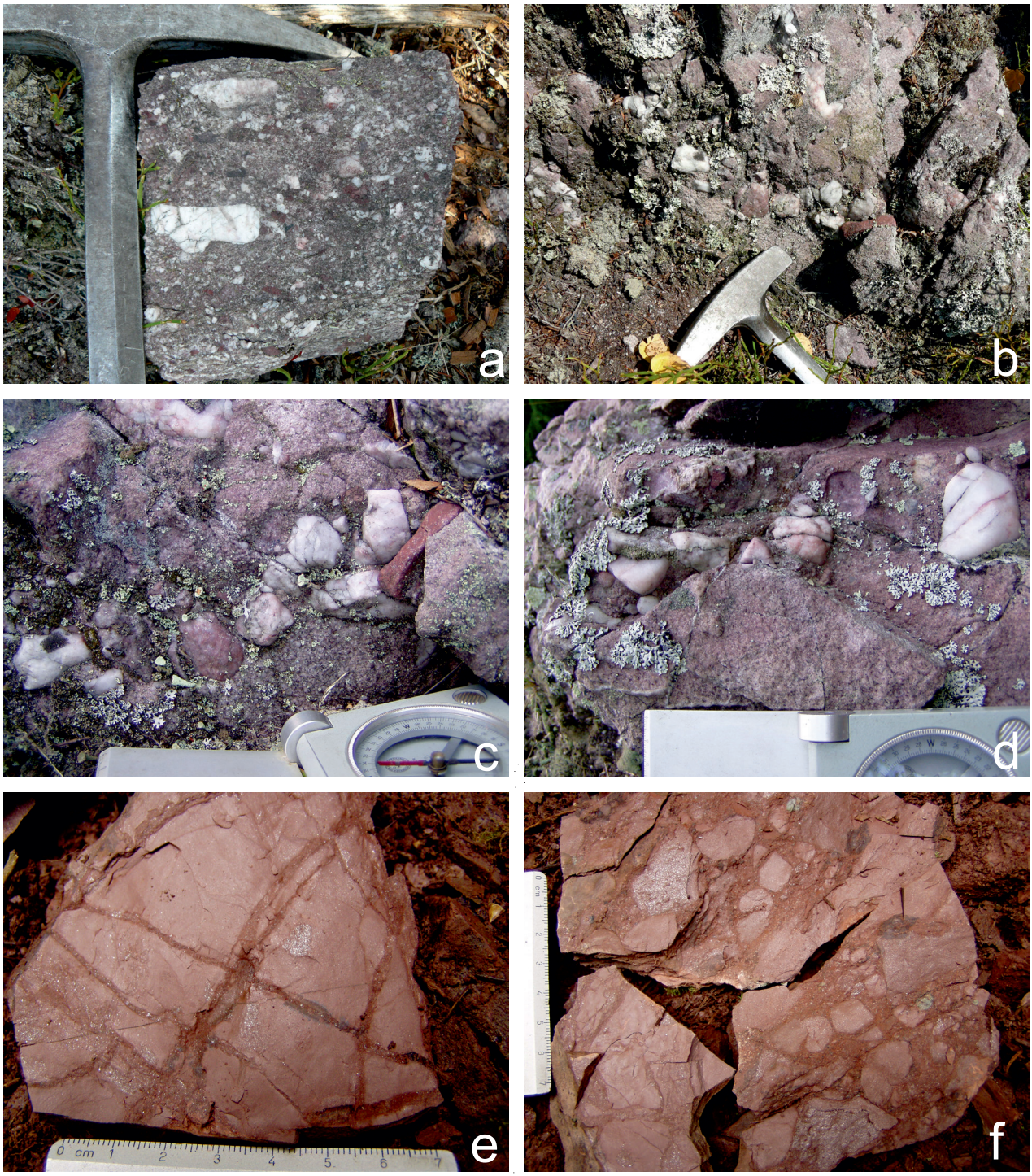

**Obr. 5.** Malužinské súvrstvie – stupčianske vrstvy (nový termín), najmladší člen malužinského súvrstvia v oblasti Nízkych Tatier, Stupka: a) vyše 20 cm úlomok ryolitu v drobnozlepencovitom matrixe, b – d) ostrohranné úlomky ryolitov v drobnozlepencovitom matrixe, d) svetlé drobnozlepencovité úlomky granitoidných hornín, e) odkryv piesčitých zlepencov s horizontálnym zvrstvením a akumuláciami úlomkov na bázach vrstiev, f) detail predchádzajúceho obrázka, klasty na báze vrstvy, g) erozívny kontakt vrchnej zlepencovej (svetlejšej) polohy a drobnozlepencovitej zvrstvenej polohy s klastami ryolitov (snímka je rotovaná do vodorovnej polohy), h) detail predchádzajúcej snímky, farebné variety ryolitových klastov v drobnozlepencovitom matrixe.

**Fig. 5.** Malužiná Fm. – Stupka Mb. (new term), the youngest Permian sediments of the Malužiná Fm. in the Nízke Tatry Mts. area, Stupka locality: a) more than 20 cm rhyolitic clast in the fine-grained conglomerate, b – d) angular fragments of rhyolites in the fine-grained conglomerate matrix, d) light coloured detritus of granitoid rocks, e) outcrop of the sandy conglomerates with plane-parallel bedding with fragments concentrated in the basal parts of the beds, f) detail of the previous picture, g) erosive contact of the upper conglomerate bed with the fine-grained conglomerate bed containing numerous clasts of rhyolites (photo was rotated into horizontal position), h) detail of the previous picture, various rhyolitic clasts in the fine-grained conglomerate matrix.



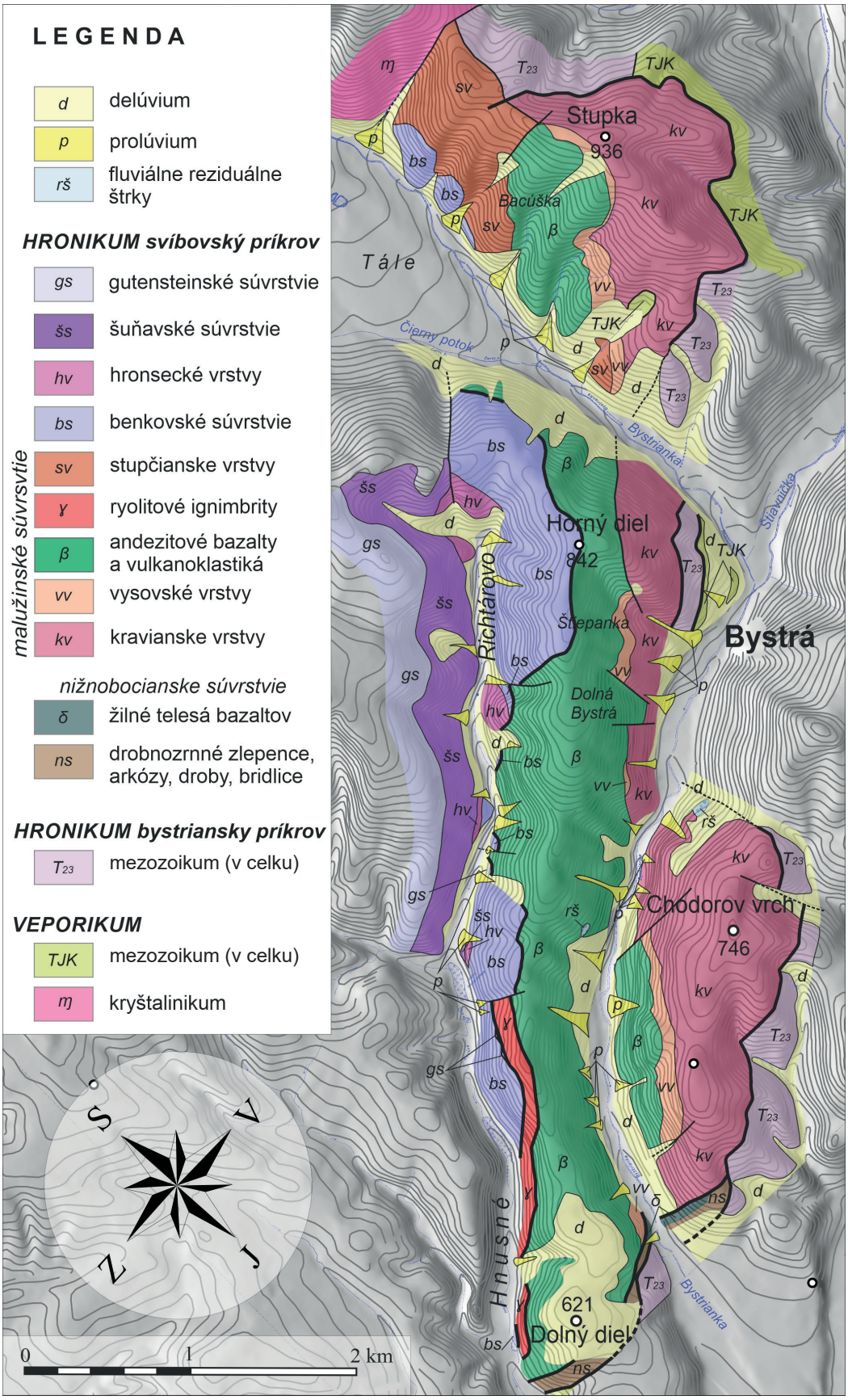

**Obr. 6.** Malužinské súvrstvie – stupčianske vrstvy, najmladší člen malužinského súvrstvia v Nízkych Tatrách, Stupka: a) pestrá hrubozrnná litická droba, úlomky najmä svetlých granitoidov v piesčitej základnej hmote, b – c) akumulácia ryolitových úlomkov (tmavofialové a červené) v spodnej časti vrstvy, d) polohy imbrikovaných úlomkov ryolitov v textúrne nezrelom sedimente, svetlé klasty sú úlomky živcov a kremeňov z granitoidov, e – h) úlomky svetlých granitoidných a pestrých ryolitových vulkanických hornín v hrubozrnnom pieskovci.

**Fig. 6.** Malužiná Fm. – Stupka Mb., the youngest Permian sediments of the Malužiná Fm. in the Nízke Tatry Mts. area, Stupka locality: a) variegated coarse-grained wacke, composed mostly of granitoid rock fragments in the sandy matrix, b – c) accumulation of the rhyolite fragments (dark purple and reddish coloured) in the basal part of the bed, d) imbricated fragments of rhyolites in the immature sediment, light clasts represent feldspar and quartz grains from granitoid rocks, e – h) fragments of pale-coloured granitoid and variegated rhyolitic rocks in the coarse-grained sediment.




**Obr. 7.** Spodnotriasové sedimenty benkovského súvrstvia z tesného nadložia permských sedimentov stupčianskych vrstiev z dvoch lokalít: a – b) hrubozrnné nevytriedené piesčité zlepence (lok. Stupka – Bacúška) tvoria litologický prechod z permských stupčianskych vrstiev, obsahujú ryolitový detrit červenej farby, c – d) detail piesčitých zlepencov, e) netypická fácia hronseckých vrstiev v blízkosti permských bazaltov, ?synerézne bahenné praskliny v pestrých prachovcoch (lok. Bruchačka, ľavá strana ústia doliny Hnusné), f) hronsecké vrstvy v bezprostrednej blízkosti permských bazaltov, intraklasty ílovcov v jemnozrnnej drobe (lok. Bruchačka, ľavá strana ústia doliny Hnusné).

**Fig. 7.** Lower Triassic deposits of the Benkovo Fm. at the contact with the Permian Stupka Beds at two studied localities: a – b) coarse-grained sandy conglomerates of the Benkovo Fm. (loc. Stupka – Bacúška) continuously developing from the underlain Permian Stupka Beds, note clearly visible rhyolitic detritus (red coloured clasts), c – d) detailed view of the sandy conglomerate, e) unusual type of facies – red coloured siltstones with ?syneresis cracks – a middle part of the Lower Triassic sequence – Hronsek Beds (loc. Bruchačka, left side of the Hnusné Valley), f) Hronsek Beds occurring at the contact with the Permian basalts, fine-grained wacke with subrounded mudstone intraclasts (loc. Bruchačka, left side of the Hnusné Valley).




**Obr. 8.** Reambulovaná geologická mapa zobrazujúca spodnú časť svíbovského príkrovu. Na ústí ľavej strany doliny Hnusné (Dolný diel a Horný diel) sa v nadloží andezitových bazaltov a podloží benkovského súvrstvia nachádza teleso ryolitových ignimbritov. Ryolitové klasty sa nachádzajú sz. od k. Stupka v najmladších permských stupčianskych vrstvách.

**Fig. 8.** Reambulated geological map of the investigated area showing the basal part of the Svíbová partial nappe. The rhyolitic ignimbrite body is situated on the left side of the Hnusné Valley (Dolný diel and Horný diel). Rhyolites in the form of clastic detritus have been found in the coarse-grained deposits (NW slopes of Stupka hill) of the Stupka Mb. – the youngest part of the Permian Malužiná Fm.

(hronsecké vrstvy) a progradovalo do iniciálnej karbonátovej platformy (šuňavské súvrstvie).

Druhý typ kontaktu na ľavej strane doliny Hnusné v úseku medzi Horným dielom a Dolným dielom reprezentuje z väčšej časti sekundárny/tektonický kontakt spodnotriasových sedimentov s vrchnopermskými bazaltmi. Okrem kremenných arkóz sa tu na kontakte nachádzajú aj jemnozrnné pestré fácie so sedimentárnymi znakmi ako intraklasty ílovcov, čeriny, bahenné praskliny, drobné konkrécie a známky bioturbácie. Ide o faciálnu asociáciu vyskytujúcu sa bežne až v nadloží benkovského súvrstvia (hronsecké vrstvy) (Olšavský et al., 2010). Benkovské súvrstvie však v tomto úseku takmer úplne chýba. Podobná situácia je aj vyššie v doline Richtárovo (vo výške 575 m n. m.), kde sa benkovské súvrstvie vyskytuje len vo fragmentoch a dokonca v asociácii tektonizovaných strednotriasových karbonátov. Navyše, pozícia telesa ryolitových ignimbritov medzi bazaltmi a spodnotriasovými sedimentmi ohraničenými rauvakmi a fragmentmi strednotriasových karbonátov poukazuje na to, že vzťah spodnotriasového benkovského súvrstvia s vrchnopermskými bázickými vulkanitmi nie je v celom rozsahu prirodzený. Výskyt opísaných mladších sedimentov (pestrých prachovcov s intraklastami a synerézmi? bahennými prasklinami; obr. 7e – f) na ľavej strane doliny Hnusné v nadloží bazaltov podporuje predpoklad o tektonickej redukcii, skrátení (komprimácii) sledu a vzniku spätných (juhovergentných) prešmykových štruktúr.

## Diskusia

Na základe výsledkov terénneho výskumu je dvojznačnosť interpretácie kontaktu malužinského súvrstvia s podložím a nadložím (Biely et al., 1997, s. 154) pochopiteľná a má svoje opodstatnenie. Litostratigrafický sled od stredného permu po stredný trias možno vyskladať z identifikovaných súvrství jednoznačne, čím je zároveň zodpovedaná otázka stratigrafického zaradenia vystupujúcej časti malužinského súvrstvia. Minimálne v úseku doliny Hnusné – Richtárovo však nemožno úplne vylúčiť sekundárny/tektonický vzťah vrchnopermských členov so spodnotriasovými súvrstviami, podobne, ako ho postuloval Vozár (1967). Produkty permského ryolitového vulkanizmu v podobe telesa ryolitových ignimbritov nie je možné spoľahlivo zaradiť do sledu malužinského súvrstvia, keďže teleso ignimbritov je oproti svojmu okoliu tektonicky obmedzené. Jediným vodiacim bodom je datovanie monazitov, ktoré potvrdilo strednopermský vek (Demko in Olšavský a Demko, 2007). Zjavná alochtónna pozícia ryolitového telesa vo vzťahu k svojmu okoliu má však ďalšie teoretické konzekvencie týkajúce sa jeho korelácie v širšom priestore. Je známe, že ryolitové telesá väčších či menších rozmerov sa systematicky objavujú v drienockom príkrove (Drienok, Poniky, Driekyňa), v muránskom príkrove (Gregová, Veľká Stožka, Rejkovo, Remetisko) (Vojtko et al., 2015) a v masíve Barbolice pri Vernári v tektonickej jednotke vernárika (sensu Hók et al., 2004). EPMA datovania monazitov (Demko a Hraško, 2013) a U-Pb SIMS datovania zirkónov (Ondrejka et al., 2018) z týchto ryolitových telies poukazujú na vek vulkanickej aktivity pred ~260 až 270 milónmi rokov. Podobne ako v svíbovskom príkrove, aj v drienockom a muránskom príkrove vystupujú ryolity výlučne v kontakte so spodnotriasovými sedimentmi. Ich štruktúrno-tektonická príbuznosť je zjavná aj z mapového pohľadu, keďže ryolitové telesá vystupujú v jednej línii prechádzajúcej z drienockého príkrovu do svíbovského príkrovu v úseku Poniky (Farbište) – Ľubietová – Valaská – Bystrá. Priebeh ryolitových segmentov drienockého príkrovu spoločne s novým výskytom svíbovského príkrovu v doline Hnusné má jeden smer. Natíska sa tak otázka, či nejde o spoločný zdrojový materiál pochádzajúci zo sedimentačného priestoru hronika s. l./vernárika, ktorý bol do spodnotriasových sedimentov inkorporovaný tektonicky. Ak uznáme, že ryolitový materiál v podobe blokových enkláv (fragmenty pôvodných produktov kyslého permského vulkanizmu) vyskytujúci sa v známych jednotkách (hronikum/vernárikum) pochádza zo spoločného zdroja, potom je k dispozícii ďalší nepriamy dôkaz o paleogeografickej/tektonickej príbuznosti obidvoch tektonických štruktúr. Zistenie prítomnosti ryolitového detritu z najmladších stupčianskych vrstiev dopĺňa mozaiku starších referencií o prítomnosti ryolitového detritu v najmladších permských súvrstviach Západných Karpát, napr. v krivosúdskom súvrství tatrika Považského Inovca (Štimmel et al., 1984, s. 73) alebo v špaňodolinskom súvrství veporika (Vozárová a Vozár, 1988, s. 224; Vozárová a Vozár in Polák et al., 2003, s. 48). Spomenuté fakty poukazujú na systematickú eróziu strednopermských ryolitových provincií v období najmladšieho permu.

## Záver

Malužinské súvrstvie na južných svahoch Nízkych Tatier reprezentuje jeho mladšia časť tvorená odspodu nahor kravianskymi vrstvami, vysovskými vrstvami a andezitovými bazaltmi so sprievodnými vulkanoklastikami. V nadloží vulkanitov sa pri reambulačnom mapovaní zistil výskyt novo definovaných stupčianskych vrstiev, ktoré predstavujú najmladší člen malužinského súvrstvia s kontinuálnym prechodom do benkovského súvrstvia. Na takéto litostratigrafické členenie poukazuje množstvo sedimentárnych znakov typických pre jednotlivé členy malužinského súvrstvia a ich vzájomná stratigrafická pozícia.

Sedimentárny sled v nadloží andezitových bazaltov (lokalita Stupka) reprezentujú stupčianske vrstvy (novo definovaný termín) (Olšavský in Hraško et al., 2013). Stupčianske vrstvy predstavujú štvrtý hruboklastický horizont v malužinskom súvrství. Stratigraficky ho možno korelovať s brezovskými vrstvami definovanými na sv. svahoch Nízkych Tatier (Tulis a Novotný, 1998). Litologicky podobné sedimenty (ale bez veľkých ryolitových klastov, len centimetrovej veľkosti) v rovnakej stratigrafickej pozícii boli zaznamenané aj v nadloží efuzívneho komplexu v Malých Karpatoch (Olšavský in Polák et al., 2012).

Lokalizácia telesa ryolitových ignimbritov situovaného v nadloží andezitových bazaltov z doliny Hnusné naznačuje, že tak ako samotné teleso, aj fragmenty úlomkového materiálu ryolitov v stupčianskych vrstvách by mohli pochádzať z časopriestorovo príbuzného zdroja ryolitového vulkanizmu aktívneho v období vyššej časti stredného

permu. Teleso doskovitého tvaru s hrúbkou zhruba 50 m a dĺžkou 2,1 km situované na ľavej strane doliny Hnusné má oproti okoliu tektonické obmedzenie a nemožno ho jednoznačne zasadiť do sledu malužinského súvrstvia. V každom prípade však nález telesa ryolitových ignimbritov v tejto tektonickej jednotke Západných Karpát je výnimočný. Jeho pozícia nastoľuje ďalšie štruktúrno-tektonické otázky týkajúce sa usporiadania čiastkových príkrovov v jednotke hronika vo zťahu k vernáriku (sensu Hók et al., 2004).

Kontakt najmladších permských sedimentov, resp. kontakt bázických vulkanitov so spodnotriasovými sedimentmi benkovského súvrstvia nie je všade kontinuálny. Na lokalite Stupka (lok. Bacúška) je litologický prechod z malužinského súvrstvia do benkovského kontinuálny. Tektonický vzťah medzi benkovským súvrstvím a permskými vulkanitmi je zjavný na lokalitách v ústí doliny Hnusné. Medzi vrchnopermské bazalty a spodnotriasové sedimenty je tam tektonicky včlenené teleso ryolitov, ktoré je sčasti lemované tektonickými brekciami (rauvakmi). Podobne v doline Richtárovo sú bazalty v priamom kontakte s vyššou časťou benkovského súvrstvia (hronsecké vrstvy), dokonca s fragmentmi strednotriasových dolomitov. Kontakt na tomto mieste sa javí ako subautochtónny/sekundárny, pretože na vrchnopermských andezitových bazaltoch leží fragment (teleso) pravdepodobne strednopermských ryolitových ignimbritov, na ktorých leží spodný trias. Uvedené fakty zjavne poukazujú na tektonický vzťah. Tektonický vzťah malužinského súvrstvia je očividný aj vo vzťahu k fragmentu nižnobocianskeho súvrstvia situovaného v najjužnejšom výskyte telesa svíbovského čiastkového príkrovu (obr. 8). Samotné teleso je rozlámané a jeho segmenty boli zrejme druhotne zblížené počas najmladších (možno až pomiocénnych) tektonických udalostí. Predpokladajú sa tu spätné juhovergentné presuny.

Výsledná interpretácia stratigrafického zaradenia malužinského súvrstvia, ako aj zistených tektonických komplikácií týkajúcich sa povahy kontaktu medzi permom a spodným triasom však dáva za pravdu obidvom diskutovaným pohľadom (l. c.).

## Poďakovanie

Príspevok vznikol vďaka projektom Ministerstva životného prostredia SR *Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000* (27 98/2) a *Aktualizácia geologickej stavby problémových území SR v mierke 1 : 50 000* a čiastkovým úlohám (T-05-06A a T01/11) na tomto projekte. Za cenné konštruktívne pripomienky autor ďakuje recenzentom Jozefovi Hókovi a Jozefovi Madzinovi.

## Literatúra

Biely, A. (ed.), Bezák, V., Beňuška, P., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. a Vozár, J., 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Biely, A. (ed.), Bezák, V., Bujnovský. A., Vozárová, A., Klinec, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Beňuška, P., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P., Lukáčik, E., Maglay, J., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M. a Slavkay, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 232 s.

Biely, A., 1984: Tektonická stavba územia Horehronského podolia medzi Slovenskou Ľupčou a Breznom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

Demko, R. a Hraško, Ľ., 2013: Ryolitové teleso Gregová pri Telgárte. Miner. Slov., 45, 4, 161 – 174.

Farrell, K. M., 1987: Sedimentology and facies architecture of overbank deposits, of the Mississippi River, False River Region, Luisiana. In: Ethridge, F. G. a Flores, R. M. (eds.): Recent Developments in Fluvial Sedimentology, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., 39, 111 – 120.

Hók, J., Havrila, M., Rakús, M., Vojtko, R. a Kráľ, J., 2004: Nappe Contact as a Tool of Paleotectonic Reconstruction (Inner Western Carpathians a Case of Study). Geolines, 17, 39 – 40.

Hraško, Ľ., Bačo, P., Bačová, Z., Bezák, V., Boorová, D., Bóna, J., Broska, I., Buček, S., Čech, P., Demko, R., Derco, J., Elečko, M., Ferenc, Š., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, Ľ., Gluch, A., Gross, P., Harčová, E., Havrila, M., Ivanička, J., Kobulský, J., Kohút, M., Kollárová, V., Konečný, P., Konečný, V., Kováčik, M., Kováčik, M., Kováčiková, M., Kráľ, J., Kronome, B., Kubeš, P., Laurinc, D., Madarás, J., Maglay, J., Nováčková, M., Olšavský, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Pramuka, S., Siráňová, Z., Šimon, L., Zlinská, A., Žecová, K., Antalík, M. a Vlachovič, J., 2013: Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenska v mierke 1 : 50 000. Záver. správa geol. úlohy, region. geol. výsk. Diel 5, 01-11, Príloha 2: Litostratigrafické členenie a stavba vrchnopaleozoickej formácie ipoltickej skupiny svíbovského čiastkového príkrovu hronika na Horehronskom Podolí (oblasť Valaská, časť Piesok – Bystrá – Mýto pod Ďumbierom). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 91 733), 251 s.

Klinec, A. (ed.), Biely, A., Vozárová, A., Konečný, V., Lexa, J., Pulec, M., Halouzka, R., Stankovič, J., Modlitba, I., Šucha, P., Planderová, E., Miko, O., Kullman, E. a Dovina, V., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-232 Brezno-2. Čiastk. záver. správa za rok: 1984 – 1988. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 65 226).

Kettner, R., 1958: Geologický profil v údolí potoka Bystré u Piesoku východně od Podbrezové (Nízke Tatry). Věst. Ústř. Úst. geol., 33, 166 – 170.

Olšavský, M., 2008: Faciálna analýza depozičných sekvencií malužinského súvrstvia a jeho geologická stavba na SV svahoch Nízkych Tatier. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.

Olšavský, M. a Demko, R., 2007: Mladšie paleozoikum Hronika na SZ svahoch Nízkych Tatier. Čiastk. správa k záver. správe geologickej úlohy: Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenska v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 91 733-43), 95 s.

Olšavský, M., Šimo, V. a Golej, M., 2010: Hronsecké vrstvy: korelačný člen medzi silicikom s. l. (drienocký príkrov) a hronikom (frankovský príkrov, Západné Karpaty). Miner. Slov., 42, 407 – 418.

Ondrejka, M., Xian-Hua, L., Vojtko, R., Putiš, M., Uher, P. a Sobocký, T., 2018: Permian A-type rhyolites of the Muráň Nappe, Inner Western Carpathians, Slovakia: in-situ zircon U-Pb SIMS ages and tectonic setting. Geol. Carpath., 69, 2, 187 – 198.

Pemberton., S. G. a Wightman, D. M., 1992: Ichnological characteristics of brackish water deposits. In: Pemberton, S. G. (ed.): Applications of Ichnology to Petroleum Exploration – A Core Workshop. Soc. Econ. Paleont. Mineral., 17, 141 – 167.

Polák, M. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Vozárová,

A., Olšavský, M., Siman, P., Buček, S., Siráňová, Z., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., Šimon, L., Pristaš, J., Kubeš, P., Zakovič, M., Liščák, P., Žáková, E., Boorová, D. a Vaněková, H., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 218 s.

Polák, M. (ed.), Plašienka, D., Kohút, M., Putiš, M., Bezák, V., Maglay, J., Olšavský, M., Havrila, M., Buček, S., Elečko, M., Fordinál, K., Nagy, A., Hraško, Ľ., Németh, Z., Malík, P., Liščák, P., Madarás, J., Slavkay, M., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Boorová, D., Zlinská, A., Siráňová, Z. a Žecová, K., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Malé Karpaty 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 287 s.

Štimmel, I., Novotný, L., Miháľ, F., Gluch, A., Gregovič, J., Daniel, J., Cicmanová, S., Šimko, A. a Mlynarčík, L., 1984: Záverečná správa o geologicko prieskumných prácach v oblasti Považského Inovca v rokoch 1965 – 1983. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 58 751), 236 s.

Tulis, J. a Novotný, L., 1998: Zhodnotenie geologických prác na U rudy v mladšom paleozoiku hronika v severnej časti Nízkych Tatier a Kozích chrbtov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 144 s.

Vojtko, R., Králiková, S., Kriváňová, K. a Vojtková, S., 2015: Litostratigraphy and tectonics of the eastern part of Veporské vrchy Mts. (Western Carpathians). Acta Geol. Slov., 7, 2, 113 – 127.

Vozár, J., 1967: Výskum melafýrových hornín na južných svahoch Nízkych Tatier. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 19 612), 120 s.

Vozár, J., 1971: Viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky v Nízkych Tatrách. Geol. Práce, Spr., 55, 131 – 137.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1979: Nižnobocianske a malužinské súvrstvie – nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika. Miner. Slov., 11, 5, 477 – 478.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1981: Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika. Miner. Slov., 13, 5, 385 – 403.

Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in the West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 314 s.

Zemančík, J., Miháľ, F. a Schmidt, M., 1971: Správa z geologického mapovania v roku 1971, M 1 : 25 000. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Uranpres, 64 s.

## Summary

The presented knowledge about the Malužiná Formation from the southern slopes of the Nízke Tatry Mts. was acquired by field research in the years 2004 to 2007. Further reambulation mapping was carried out in 2011 in the Bystrá-Tále – Valaská-Piesok area. The main reason for the reambulation of the area was the ambiguous interpretation of the contact of the Malužiná Formation with the underlying and overlying formations. The uncertainty was a result of unclear stratigraphic classification of the entire occurrence of the Permian Malužiná Formation in the Bystrá area.

The Malužiná Formation on the southern slopes of the Nízke Tatry Mts. is represented by its younger part formed from the bottom up by the Kravany Beds, the Vysová Beds, basaltoid andesites with accompanying volcanoclastics and the youngest Stupka Beds (new term) with a transition to the ovelying Lower Triassic Benkovo Formation. Such an interpretation is supported by the regional correlation, lithological attributes and sedimentary features typical for individual members of the Malužiná Formation. The new member of the Malužiná Formation called the Stupka Beds is the fourth coarse-clastic horizon in the Malužiná Formation and at the same time the youngest depositional sequence of the formation.

Contact of the youngest Permian sediments, resp. the contact of volcanics with Lower Triassic sediments (Benkovo Formation) has different character in two studied localities. At the Stupka (locality Bacúška), the lithological transition from the Malužiná Fm. to Benkovo Fm. is clearly visible on the outcrops and is considered as normal sedimentary contact. The tectonic relationship of the Benkovo Fm. with the volcanics is pointed out by the localities at the mouth of the Hnusné Valley, where a body of rhyolites partly surrounded with rauhwakes (carbonatic tectonites) is tectonically incorporated between the Upper Permian basalts and the Lower Triassic sediments. In the continuation of the valley, on the left side of the Richtárovo Valley, the basalts are in the contact with the higher part of the Benkovo Fm. (Hronsek Beds) or with the fragments of the Middle Triassic Dolomites. Contact at this point appears to be subautochthonous/secondary (tectonic). In a broader regional view, however, the relationship between the Upper Permian and the Lower Triassic formations is mostly normal – sedimentary in nature. Locally, however, the relationship is secondary-tectonic, because the Upper Permian basalts are overlaid by the body of probably Middle Permian rhyolite ignimbrites. The tabular rhyolite body, approximately 50 m thick and 2.1 km long, situated on the left side of the Hnusné Valley is in a tectonic contact with the surroundings and cannot be unambiguously placed within the sequence of the Malužiná Formation. The occurrence of the of the rhyolite ignimbrites in the Hronic tectonic unit of the Western Carpathians is surprising and its position thus raises further structural-tectonic questions concerning the arrangement of partial nappes in the Hronic unit and its position towards the Vernaricum.

Rukopis doručený: 24. 3. 2021
Revidovaná verzia doručená: 19. 4. 2021
Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 29. 4. 2021