

Hustota horninových komplexov Západných Karpát na území Slovenska

Densities of rock formations of the Western Carpathians on the territory of Slovakia

LENKA ŠAMAJOVÁ¹ a JOZEF HÓK¹

¹ Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina, Ilkovičova 6, 842 15 Bratislava, Slovenská republika, samajova7@uniba.sk

© Autori 2018. Vydal ŠGÚDŠ. Licencia Creative Commons BY 4.0. (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)

Abstrakt. Pri interpretácii v gravimetrii je jedným zo základných predpokladov znalosť hustoty jednotlivých modelovaných telies. Táto práca obsahuje prehľad hustoty tektonických jednotiek podieľajúcich sa na geologickej stavbe Západných Karpát na území Slovenska. Dostupné údaje sú spracované v podobe litostratigrafických tabuliek tektonických jednotiek s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou z konkrétnych litostratigrafických členov. Závrečným výstupom je mapa tektonických jednotiek Západných Karpát na území Slovenska s hodnotami charakteristických intervalov prirodzenej hustoty jednotlivých tektonických jednotiek.

Kľúčové slová: Západné Karpaty, gravimetria, litostratigrafia, tektonické jednotky

Abstract. The density value of the geological objects is an essential premise in gravimetric interpretation. The paper contains an overview of the densities of tectonic units participating in the geological structure of the Western Carpathians on the territory of Slovakia. Collected available data are processed in the lithostratigraphic tables of relevant tectonic units with represent natural, matrix and dried sample densities for particular lithostratigraphic members. The final output is the map of the tectonic units of the Western Carpathians in the territory of Slovakia, with the values of the natural densities of the individual tectonic units.

Key words: Western Carpathians, gravimetry, lithostratigraphy, tectonic units

ÚVOD

Západné Karpaty sú pohorie s výraznou zonálnou stavbou. Oblúkovito usporiadané pásma príkrovov sú výsledkom alpínskej orogenézy, ktorá sa odohrala v období mezozoika (Vnútorne Západné Karpaty) a kenozoika (Vonkajšie Západné Karpaty). Vnútorne Západné Karpaty sú tvorené predovšetkým celokôrovými jednotkami tatrika, veporika a gemerika. V ich tektonickom nadloží sú umiestnené pripovrchové príkrovy fatrika, hronika, meliatika, turnaika a silicika. Spomenuté tektonické jednotky diskordantne prikrývajú sedimenty a vulkanické formácie kenozoika. Vonkajšie Západné Karpaty na území Slovenska tvorí predovšetkým mohutný akrečný klin krosnianskej a magurskej jednotky flyšového pásma a sedimenty oravika.

Pri gravimetrickej interpretácii je kľúčovou informáciou nielen rozmer modelovaného telesa a pozícia príslušnej tektonickej jednotky, ale aj litologická náplň charakterizovaná príslušnou hustotou. Cieľom práce je predstaviť ucelený súbor údajov, ktorý zahŕňa hustotnú charakteristiku jednotlivých tektonických jednotiek, ako aj ich typických litostratigrafických členov. Údaje o hustote boli získané excerpciou z výskumných správ, študijných textov a relevantných publikácií. V prípade nepomerne rozdielnych hodnôt hustoty z rôznych zdrojov bol akceptovaný údaj získaný analýzou väčšieho počtu vzoriek. Hodnoty objemovej, mineralogickej a prirodzenej hustoty sú uvedené v zjednodušených litostratigrafických tabuľkách tektonických jednotiek. Na ich základe boli určené charakteristické hustotné intervaly jednotlivých tektonických jednotiek, ktoré sú zobrazené na výslednej mape hustoty.

RYBRANÉ FYZIKÁLNE VLASTNOSTI HORNÍN V GRAVIMETRII

Veličina, ktorá sa bezprostredne odráža vo výsledkoch tiažových meraní, je lokálna laterálna zmena v hustote. Hustota hornín má veľký význam pri spracovaní tiažových meraní, ich interpretácii a modelovaní tiažového poľa. Na interpretáciu výsledkov ďalších geofyzikálnych meraní je potrebné poznať vybrané hustotné parametre hornín. Základnými hustotnými parametrami sú prirodzená hustota, mineralogická hustota, objemová hustota a pórovitosť hornín. Najväčší význam v praxi má prirodzená hustota, ktorá zodpovedá hornine so skutočným nasýtením pórov.

Hustota hornín väčšinou nie je konštantná hodnota, čo je nutné akceptovať pri riešení jednotlivých geologických a geofyzikálnych úloh. Hustota sa mení tak vo vertikálnom (sedimentárne horniny), ako aj v horizontálnom smere (vulkanoklastické komplexy; Rozimant et al., 1994).

Základné typy hustoty

Analyzované horniny sú zložené z troch základných fáz: pevnej, kvapalnej a plynnej. Podľa ich zastúpenia v hornine môžeme vyčleniť rôzne hustotné parametre.

Rozdelenie na základe práce Ibrmajera et al. (1989):

Mineralogická hustota (hustota pevnej fázy hornín) udáva pomer hmotnosti pevnej fázy m_{pe} k objemu pevnej fázy v_{pe} . Je ovplyvnená mineralogickým zložením skúmanej vzorky.

$$\sigma_m = \frac{m_{pe}}{v_{pe}} \quad [\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}; \text{g} \cdot \text{cm}^{-3}]$$

Vzťah medzi jednotkami hustoty je takýto:

$$1\,000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} = 1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}.$$

Objemová hustota je definovaná pomerom hmotnosti pevnej fázy m_{pe} horniny k objemu celej vzorky v . Uvedená hustota závisí od viacerých geologických faktorov, ako je hĺbka uloženia, diagenetické stmelenie, tektonické porušenie, metamorfne postihnutie a zvetrávanie.

$$\sigma_o = \frac{m_{pe}}{v} = \frac{m_{pe}}{(v_{pe} + v_{kv} + v_{pl})} \quad [\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}; \text{g} \cdot \text{cm}^{-3}]$$

Prirodzená hustota je daná úložnými pomermi in situ, to znamená, že existujúce póry sú vyplnené kvapalinou. Uvedenú hustotu vypočítame na základe objemovej hustoty σ_o upravením o obsah kvapalnej fázy v póroch, pričom predpokladáme úplné vyplnenie pórov. Uvedená hustota je ovplyvnená rovnakými litologickými a geologickými podmienkami ako objemová hustota.

$$\sigma_p = \frac{(m_{pe} + m_{kv})}{(v_{pe} + v_{kv} + v_{pl})} \quad [\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}; \text{g} \cdot \text{cm}^{-3}]$$

Pórovitosť hornín je charakterizovaná pomerom objemu pórov v_p k celkovému objemu horniny v .

$$p = \frac{v_p}{v} \quad [\%]$$

V prípade nepórovitých hornín (alebo hornín s pórovitosťou menšou ako 1 %) sa hodnoty mineralogickej hustoty približujú k hodnotám objemovej hustoty.

Hustota horninových typov

Hustota hornín je ovplyvnená viacerými faktormi. V najvrchnejších častiach zemskej kôry hustota závisí od mineralogického zloženia, a teda od podmienok vzniku príslušnej horniny (vyvreté, metamorfované a sedimentárne horniny), ale aj od spevnenia horniny (vplyv pórovitosti). Hustotný interval pri vyvretých a metamorfovaných horninách sa výrazne nelíši. Výraznejšie rozdiely však nastávajú pri ich porovnaní so sedimentárnymi horninami (Rozimant et al., 1994).

Plutonické horniny

Mineralogická hustota plutonických hornín vzhľadom na ubúdajúci obsah draselných živcov a kremenne-živcovej zložky horniny má stúpajúci charakter. Hodnota mineralogickej hustoty stúpa v slede od granitov cez granodiority, plagiogranity, tonality, kremenné diority a diority až ku gabrám (Kobr, 1997).

Pórovitosť plutonických hornín vykazuje veľmi nízke hodnoty. Vo vrtoch nadobúdajú hodnotu 1 %, no v oblas-

tiach postihnutých zlomovými štruktúrami je to až 10 %. Tieto zóny sú okrem mechanického porušenia aj minerálne alterované (napr. sericitizácia živcov vedie k zväčšeniu pórov = zväčšenie pórovitosti). Mylonitizované horniny mávajú rôznu hrúbku, rádovo desiatiny až stovky metrov. Rozsiahlejšie porušené oblasti plutonitov sa vyskytujú v teréne s regionálnou mylonitizáciou/fylonitizáciou (veporikum). Vyššiu pórovitosť majú aj horniny postihnuté autometamorfózou a metasomatickými procesmi (Kobr, 1997).

Objemová a prirodzená hustota plutonických hornín neporušených zvetrávaním sa takmer nelíši od mineralogickej hustoty. Čím sú tieto horniny viac alterované, podvrvené či navetrané, tým je rozdiel v hustote výraznejší.

Vulkanické horniny

Mineralogická hustota vulkanických hornín vykazuje podobný trend ako hustota plutonických hornín.

Pórovitosť vulkanických hornín je značne variabilná. Závisí od obsahu plynnej fázy v magme a od autometamorfnych a metasomatických procesov. Značne pórovité sú aglomeráty a popolové tufy, ktoré však vplyvom cementácie alebo diagenetického spevnenia vo väčšej hĺbke a vplyvom metamorfózy túto svoju vlastnosť strácajú.

Hodnoty objemovej a prirodzenej hustoty odrážajú nielen mineralogické zloženie, ale aj vplyv pórovitosti. V prípade neovulkanitov bude hodnota prirodzenej hustoty felzitických diferenciátov a bázických členov značne rozdielna. Interval objemovej hustoty je vplyvom pórovitosti omnoho väčší ako pri mineralogickej hustote. Tieto rozdiely vznikajú aj pri podobnom mineralogickom zložení. Veľmi nízke hodnoty prirodzenej hustoty majú tufy a aglomeráty (Kobr, 1997).

Sedimentárne horniny

Nespevnené horniny majú vysokú pórovitosť, rádovo v desiatkach percent. Vysokú pórovitosť majú subrecentné piesčité, prachovcové, diatomitové, rádioláiové, spongiózne, sapropelitové, železité a bauxitové íly, rovnako ako spraše (30 – 50 %). Vplyvom diagenézy sa pórovitosť znižuje. Kompakcia, rekryštalizácia a cementácia za pôsobenia hydrostatického tlaku a tektonického stresu vedie k zníženiu pórovitosti. Nastáva však aj reverzný dej, keď sa pórový priestor zväčšuje, a to pri vylúhovaní niektorých častí cementu cirkulujúcou kvapalinou a pri krehkých deformačných porušeníach.

Značná variabilita pórovitosti ovplyvňuje aj hodnoty objemovej hustoty. V závislosti od pórovitosti existujú hĺbkové zmeny prirodzenej hustoty v sedimentárných panvách (neogénne sedimenty paniev a vnútrohorských kotlín a sedimenty podtatranskej skupiny; Kobr, 1997; Biela, 1978).

Metamorfované horniny

Mineralogická hustota metamorfovaných hornín má interval podobný ako v prípade plutonických hornín, ale ich distribúcia je odlišná. Pri plutonických horninách prevládajú granity až granodiority s relatívne nižšou hustotou. Väčšina metamorfovaných hornín má mineralogickú hustotu zo strednej časti variačného rozpätia (2,70 – 2,85 g · cm⁻³) s prevládajúcimi fylitmi, svormi a rulami.

Pórovitosť metamorfovaných hornín ovplyvňujú tie isté obmedzenia ako pri plutonických horninách. Už pri horninách vo fácií zelených bridlic sa pôvodné rozdiely v pórovitosti strácajú a hlavnými podmienkami variability pórovitosti sú krehká deformácia a hydrotermálna alterácia spojená so vznikom ložísk a zvetranín. Veľmi nízku pórovitosť majú napr. eklogity.

Pri stanovení objemovej a prirodzenej hustoty metamorfovaných hornín platia rovnaké obmedzenia ako pri plutonických horninách. Určenie prirodzenej hustoty celých tektonických jednotiek je komplikované a je nutné akceptovať hĺbkové a laterálne zmeny.

Určovanie hustoty hornín

Hustota hornín sa v prevažnej väčšine určuje laboratórnymi meraniami na vzorkách hornín odobraných pri povrchovom prieskume alebo vzoriek odobraných z vrtných jadier. Hustota hornín nachádzajúcich sa vo väčšej hĺbke sa určuje na základe karotážnych metód (gama-gamakarotáž) a transformáciou seizmickej rýchlosti na hustotu.

Laboratórne určovanie hustoty (priama metóda)

Laboratórne určovanie hustoty je založené najmä na Archimedovom zákone. Určuje sa hustota absolútne suchej vzorky (mineralogická hustota) alebo vzorky celkom nasýtenej roztokom (prirodzená hustota). Na analýzu sa využívajú vzorky z povrchu alebo vrtných jadier. Na váženie sa používajú normálne alebo upravené váhy (denzitometer). Pri laboratórnom určovaní hustoty sa využívajú hlavne:

- metóda dvojitého alebo trojitého váženia (σ_0, σ_m, p),
- denzitometre (σ_0),
- pyknometre (σ_m).

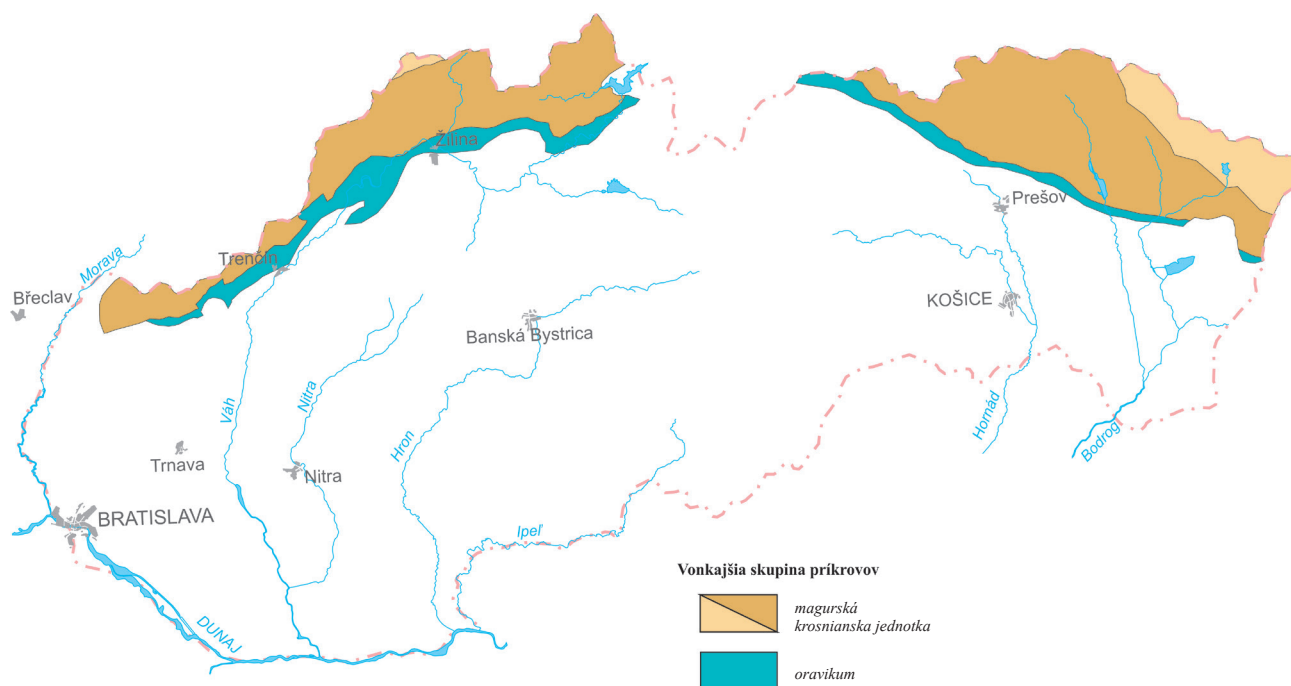
Určovanie hustoty hornín na základe terénnych meraní (nepriama metóda)

Hustotu hornín je možné stanoviť z meraní viacerých geofyzikálnych metód. Výsledná hustota je stanovená na základe povrchových, podzemných alebo vrtných meraní (napr. rádiometria, hustotná karotáž), ale aj nepriamo, výpočtom.

Pri vrtných meraniach sa využívajú hlavne rádiometrické karotážne metódy (gama-gamakarotáž) založené na Comptonovom jave a vrtná gravimetria (Rozimant et al., 1994).

Hustotu hornín je možné odvodiť aj transformáciou seizmickej rýchlosti na hustotu. Závislosť medzi rýchlosťou pozdĺžnych vln a hustotou hornín stanovilo viacero autorov. Hlavne pri sedimentárnych horninách sa používajú vzťahy podľa autorov Nafe a Drake (1957), Birch (1961), Ludwig et al. (1970) a Gardner et al. (1974). Pri hlbinných horninách sa používajú vzťahy v zmysle prác Lachenbruch a Morgan (1990), Sobolev a Babeyko (1994), Christensen a Mooney (1995) a Pašteka (2017).

Okrem uvedených metód sa pripovrchová stredná hustota určuje aj z povrchových meraní viacerými postupmi. V miestach s členitým reliéfom vieme hustotu určiť z úplných Bouguerových anomálií pri rôznej redukčnej hustote, gravimetrickou Nettletovou metódou alebo metódou podľa Parasnisa (1986) ex Rozimant et al. (1994).



Obr. 1. Lokalizácia výskytov horninových komplexov Vonkajších Západných Karpát.
Fig. 1. The occurrence of rock complexes of the External Western Carpathians.

HUSTOTNÉ CHARAKTERISTIKY TEKTONICKÝCH JEDNOTIEK ZÁPADNÝCH KARPÁT

V práci je použité dvojdielne tektonické členenie Západných Karpát na území Slovenska (Hók et al., 2014), ktoré zdôrazňuje horizontálnu stavbu s členením na skupiny príkrovov.

Vonkajšie Západné Karpaty

Vonkajšie Západné Karpaty tvorí vonkajšia skupina príkrovov s tektonickými jednotkami formovanými počas neoalpinskej etapy alpínskeho orogénu v období neogénu. Medzi jednotky vonkajšej skupiny príkrovov na území Slovenska zaraďujeme krosniansku jednotku a magurskú jednotku flyšového pásma a oravikum bradlového pásma (obr. 1). Tieto jednotky obsahujú sedimenty mezozoika až paleogénu.

Vonkajšia skupina príkrovov

Vonkajšia skupina príkrovov zahŕňa flyšové pásmo tvorené mohutným akrečným klinom s príkrovovou stavbou budovanou kriedovými súvrstviami, a hlavne sedimentmi paleogénu. Pre flyšový vývoj sú typické sedimenty gravitačných a turbiditných prúdov so striedaním ílovitých bridlic a pieskovcov.

Flyšové pásmo na území Slovenska vystupuje v pohoriach Biele Karpaty, Javorníky, Kysucké Beskydy, Oravské Beskydy, Turzovská vrchovina, Kysucká vrchovina, Oravská vrchovina, Oravská Magura, Čergov, Busov, Ľubovnianska vrchovina, Ondavská vrchovina, Laborecká vrchovina a Bukovské vrchy.

V rámci flyšového pásma – vonkajšej skupiny príkrovov – sú na území Slovenska vyčlenené jednotky: vonkajšia krosnianska (generálne s prevládajúcimi pestrými ílovcovými sedimentmi) a vnútorná magurská (prevládajúce pieskovce), pričom magurská jednotka je severovergentne presunutá na krosniansku jednotku. Vo flyšovom pásme vykazujú hodnoty objemovej a prirodzenej hustoty, ako aj hodnoty porozity a rýchlosti šírenia elastických vln značné rozdiely. Jednotlivé jednotky sa medzi sebou výrazne líšia litologickou náplňou (Ibrmajer et al., 1989).

Sedimenty nečleneného flyšového pásma majú prirodzenú hustotu $2,57 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Bielik et al., 2005), $2,59 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Alasonati Tašárová et al., 2009) a $2,53 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Guy et al., 2011).

Krosnianska jednotka, resp. krosniansko-menilitová skupina príkrovov (Biely et al., 1996) sa zvyčajne člení na nasledujúce litostratigrafické (litolitologické) jednotky, resp. príkrovy. Pri postupovaní od najexternejších základných jednotiek k najinertnejším vyčleňujeme pouzdřanskú, ždánickú, podslezskú, zdouneckú, sliezskú a dukliansku jednotku (Chlupáč et al., 2002). Z uvedených jednotiek na území Slovenska vystupuje hlavne duklianska jednotka. Vyskytuje sa v severovýchodnej časti Slovenska, v pruhu od Medzilaboriec po Sninu. Sliezka jednotka má na území Slovenska lokálny výskyt severne od Turzovky (oblasť Klokočova). Veľmi typickým litologickým členom je menilitové súvrstvie (starší názov krosniansko-menilitové),

ktoré tvoria hnedé ílovce s vložkami pieskovcov a čierne rohovce (vrchný eocén až spodný oligocén), a podmenilitové súvrstvie (eocén) tvorené pestrými (zelené, sivé, červené) ílovcami a pieskovcami.

V krosnianskej jednotke na území Slovenska majú najväčšie zastúpenie pieskovce (porušené), ktorých mineralogická hustota je daná intervalom $2,35 - 2,45 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Eliáš a Uhmman, 1968). Na území Slovenska ju zastupuje hlavne duklianska jednotka, ktorej litologickú náplň tvoria pelity s prirodzenou hustotou $2,51 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a psamity s prirodzenou hustotou $2,61 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Ibrmajer et al., 1989). Podľa Šefaru a Bielika (2009) je hustota v duklianskej jednotke $2,57 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

Krosniansku skupinu na výslednej mape hustoty (obr. 9) reprezentuje prirodzená hustota $2,57 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

Magurská jednotka, resp. magurská skupina príkrovov (Biely et al., 1996) tvorí podstatnú časť flyšového pásma na území Slovenska. Zo severu smerom na juh ju môžeme rozčleniť na nasledujúce jednotky: račiansku, bystrickú, krynickú a bielokarpatskú. Generálne sa jednotky magurskej skupiny príkrovov presúvali smerom na sever. V oblasti Oravy sú však nasunuté aj spätne (juhovergentne) na sedimenty bradlového pásma (oravika), pričom hustota jednotlivých tektonických segmentov sa smerom k bradlovému pásmu zvyšuje.

Ráčianska jednotka (prevaha pieskovcov) je charakteristická mineralogickou hustotou $2,45 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Eliáš a Uhmman, 1968; Potfaj, 1986) a hustotou $2,54 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Šefara a Bielik, 2009). Litologickú náplň račianskej jednotky podľa Ibrmajera et al. (1989) zastupujú jemnozrné vápence ($2,87 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$), zlepenca ($2,58 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$), prachovce ($2,49 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$), ílovce ($2,45 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) a s najväčšou početnosťou pieskovce ($2,60 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) (uvedená hustota je prirodzená).

Bystrickú jednotku reprezentuje mineralogická hustota $2,50 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Eliáš a Uhmman, 1968; Potfaj, 1986) a hustota $2,60 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Šefara a Bielik, 2009). Litologickú náplň bystrickej jednotky podľa Ibrmajera et al. (1989) najčastejšie tvoria ílovce s prirodzenou hustotou $2,46 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

Pre krynickú jednotku je charakteristická hustota $2,65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Šefara a Bielik, 2009). Podľa Ibrmajera et al. (1989) krynickú jednotku tvoria prachovce ($2,50 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$), psefity ($2,61 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$), pelity ($2,45 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) a s najväčším zastúpením psamity ($2,69 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) (uvedená hustota je prirodzená).

Bielokarpatskú jednotku charakterizuje mineralogická hustota $2,64 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Eliáš a Uhmman, 1968) a hustota $2,55 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Potfaj, 1986) a $2,62 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Šefara a Bielik, 2009). Podľa Ibrmajera et al. (1989) k jednotlivým horninovým typom hornín tvoriacich bielokarpatskú jednotku je pričlenená prirodzená hustota: zlepenca $2,65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, prachovce $2,50 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, ílovce $2,44 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, pieskovce $2,66 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

Magurská jednotka (skupina príkrovov) je na výslednej mape prirodzenej hustoty rozčlenená z hľadiska zohľadňujúceho aj litologický obsah na dva segmenty (obr. 9). Západný segment magurskej jednotky (kremité sedimenty) charakterizuje interval prirodzenej hustoty $2,50 - 2,59 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, východný segment (karbonátové sedimenty) interval $2,60 - 2,69 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

Bradlové pásmo

Bradlové pásmo reprezentuje úzky pruh s dĺžkou viac ako 600 km. Prvý povrchový výskyt sa nachádza pri Podbranči a oblúkovito pokračuje Považím na Oravu. Pri Zázrivej je jeho priebeh porušený priečnymi zlomami a horizontálne posunutý na juh (zázrivská sigmoida). Z Oravy pokračuje na územie Poľska a na území Slovenska sa objavuje v oblasti Pienin. Odtiaľ smeruje na juhovýchod do oblasti Humenného, ponára sa pod neovulkanity Vihorlatu a pokračuje smerom na Ukrajinu a do Rumunska.

Charakteristickou morfoftektonickou črtou je prítomnosť vápencových bradiel (vek jura – spodná krieda), ktoré vystupujú spod piesčitých, slienitých až ílovitých sedimentov vrchnej kriedy a paleogénu.

Mimoriadna zložitnosť stavby bradlového pásma je podmienená tým, že bolo tektonicky postihnuté spoločne s Vnútrojnými Západnými Karpatmi a po paleogéne spolu s flyšovým pásmom. Tektonickú stavbu navyše komplikujú aj zlomy s horizontálnymi posunmi, ktoré pozdĺžne segmentovali jeho jednotky. Zásadné rozčlenenie sedimentačného priestoru bradlového pásma, ale aj ďalších jednotiek Západných Karpát, nastalo v jure. Podľa rozdielneho faciálneho charakteru podmieneného nejednotnosťou sedimentačného priestoru sa v bradlovom pásme vyčleňujú viaceré sekvencie (Mišík, 1997). Najtypickejšie z nich a zároveň prítomné v celom priebehu bradlového pásma sú externá čorštýnska a interná kysucká (tiež kysucko-pieninská) sekvencia. Litostratigrafické sekvencie bradlového pásma sú tektonicky amputované od svojho pôvodného podložja.

Z pohľadu litologického zloženia (litostratigrafie) sedimentov, ich zastúpenia v stavbe a rozdielnej hustoty je možné v rámci bradlového pásma vyčleniť viaceré litologické typy vápencov (jura – krieda), pričom rádiolárivé vápence a rádiolarity (jura) predstavujú z hľadiska celkového podielu na stavbe zanedbateľný objem. Okrem vápencov sú podstatne zastúpené klastické sedimenty, ílovec/slieňovec, pieskovce a zlepenec (vrchná krieda – paleogén). Zastúpenie jednotlivých horninových typov sa v priebehu bradlového pásma mení. V západnom úseku (Podbranč – Drietoma) sú približne rovnakou mierou zastúpené vápence aj klastické sedimenty. Ďalej smerom na východ začínajú v štruktúre bradlového pásma prevládať klastiká. Píčov a Mitevová (in Stránska et al., 1986) uvádzajú z mezozoických „bradiel a obalu pieninskej jednotky“ hodnoty uvedené v tab. 1.

Tab. 1. Tabuľka členenia bradlového pásma s príslušnou objemovou mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986).

Tab. 1. The Klippen Belt divided into the Jurassic-Lower Cretaceous limestones (“klippen”) and the Upper Cretaceous sediments (“envelope of klippen”) with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986).

	σ_0 [g · cm ⁻³]	σ_m [g · cm ⁻³]	σ_p [g · cm ⁻³]
Bradlá	2,60 – 2,64	2,69 – 2,72	2,64 – 2,67
„Obal“	2,51 – 2,56	2,71 – 2,72	2,58 – 2,62

Z bradiel tvorených vápencami, konglomerátmi, bridlicami a pieskovcami uvádzajú Eliáš a Uhmann (1968) mineralogickú hustotu v intervale 2,65 – 2,75 g · cm⁻³, pričom Ibrmajer et al. (1989) považujú v prípade vápencov reprezentatívnu prirodzenú hustotu 2,66 g · cm⁻³. Z bradlového pásma chápaného ako jeden celok sa uvádza hustota 2,56 g · cm⁻³ (Bielik et al., 2005) a 2,6 g · cm⁻³ (Potfaj, 1986).

Tektonická jednotka bradlového pásma je na mape prirodzenej hustoty (obr. 9) rozčlenená na karbonáty s intervalom hustoty 2,64 – 2,68 g · cm⁻³ a zlepenec, pieskovce a ílovec s intervalom 2,55 – 2,67 g · cm⁻³.

Tab. 2. Prehľad hustoty typických hornín bradlového pásma s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986; Ibrmajer et al., 1989).

Tab. 2. An overview of the densities of typical rocks of the Pieniny Klippen Belt with corresponding natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986; Ibrmajer et al., 1989).

Horninový typ	σ_0 [g · cm ⁻³]	σ_m [g · cm ⁻³]	σ_p [g · cm ⁻³]
Vápenec	2,62 – 2,67	2,68 – 2,71	2,64 – 2,68
Rádiolarit	2,57 – 2,59	2,59 – 2,63	2,58 – 2,61
Ílovec	2,44 – 2,47	2,71 – 2,72	2,54 – 2,56
Pieskovce	2,63 – 2,67	2,70 – 2,73	2,66 – 2,68
Zlepenec	2,53 – 2,63	2,71	2,60 – 2,66

Vnútročné Západné Karpaty

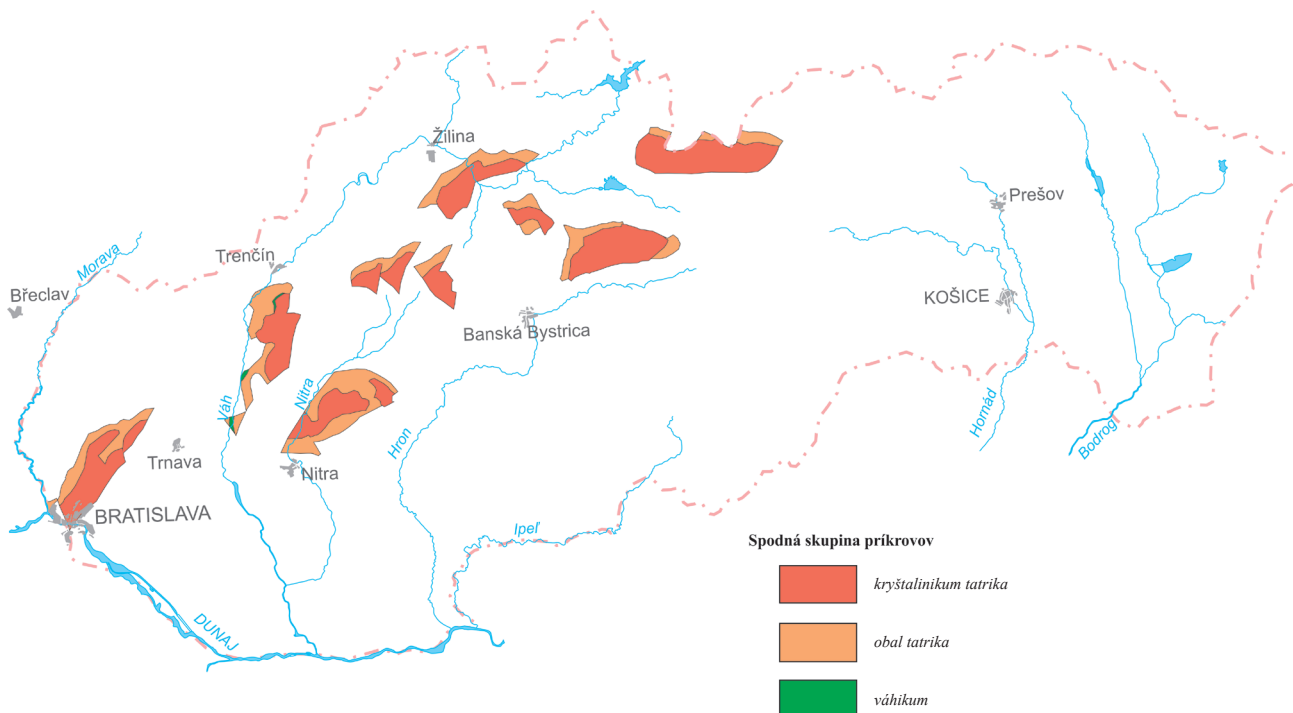
Vnútročné Západné Karpaty sa štrukturalizovali hlavne počas paleoalpínskej etapy alpínskeho orogénu v období kriedy. Vnútročné Západné Karpaty tvorí spodná, stredná a vrchná skupina príkrovov (Hók et al., 2014).

Spodnú skupinu príkrovov Vnútročných Západných Karpát reprezentuje tektonická jednotka tatrika budovaná kryštalinickým podložím a mezozoickými obalovými sekvenciami, ako aj tektonická jednotka váhika (obr. 2).

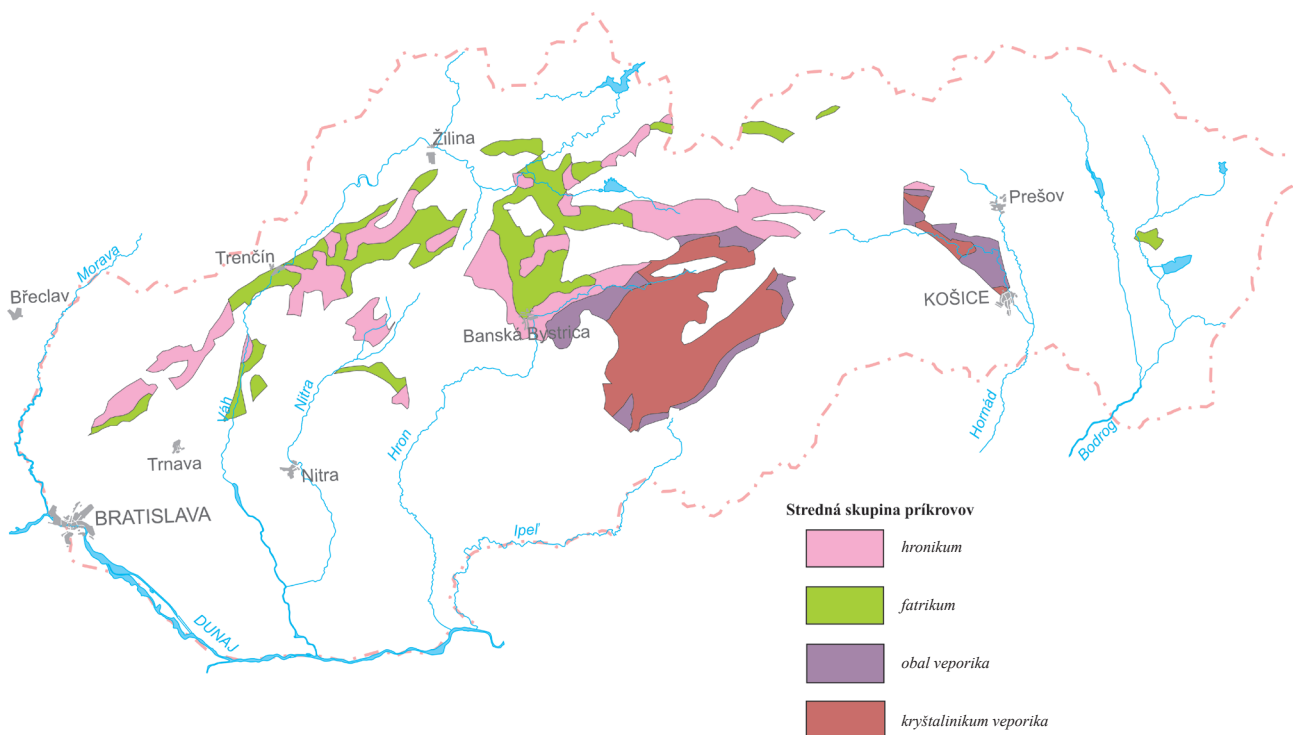
Strednú skupinu príkrovov Vnútročných Západných Karpát tvoria tektonické jednotky veporika, fatrika a hronika. Veporikum je budované kryštalinickým podložím a obalovými sekvenciami severného a južného veporika. Patria sem aj tektonické jednotky fatrika a hronika (obr. 3). Stredná skupina príkrovov sa štrukturalizovala v období vrchnej kriedy (cenoman – kampán).

Vrchná skupina príkrovov je najjužnejšia, resp. najvnútornejšia a zároveň superpozície/tektonicky najvyššia skupina príkrovov Vnútročných Západných Karpát. Skupina príkrovov zahŕňa tektonické jednotky gemerika, meliatika, turnaika a silicika (obr. 4). Na jej stavbe sa podieľajú horninové sekvencie paleozoika gemerika a prevažne mezozoické horninové komplexy meliatika, príkrovu Bôrky, turnaika a silicika, ktorých štrukturalizácia na príkrovovú stavbu sa datuje do spodnej kriedy.

Pokryvné útvary sú horninové komplexy, ktoré transgresívne a diskordantne prikrývajú paleoalpínsky kon-



Obr. 2. Lokalizácia výskytov spodnej skupiny príkrovov Vnútných Západných Karpát.
 Fig. 2. Localization of the Lower Group of nappes of the Internal Western Carpathians.



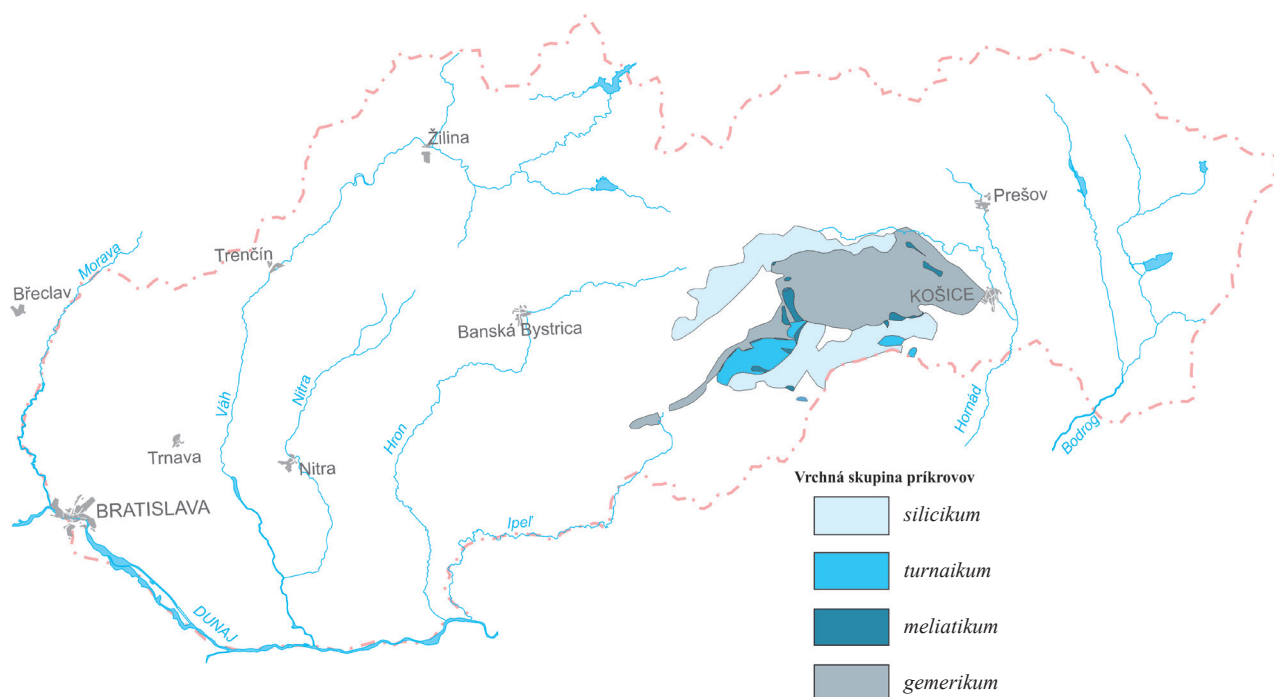
Obr. 3. Lokalizácia výskytov strednej skupiny príkrovov Vnútných Západných Karpát.
 Fig. 3. Localization of the Middle Group of nappes of the Internal Western Carpathians.

solidované tektonické jednotky. V rámci interníd Západných Karpát sem patrí prevažná časť sedimentov vrchnej kriedy (počínajúc koňakom), sedimenty paleogénu a neogénu. Okrem sedimentárnych komplexov do tejto skupiny náležia vulkanické a vulkanicko-sedimentárne formácie miocénu až pleistocénu.

Spodná skupina príkrovov

Tatrikum

Tatrikum je obnažené v jadrových pohoriach, do ktorých zaradujeme Malé Karpaty, Považský Inovec, Žiar, Strážovské vrchy, Malú Fatru, Veľkú Fatru, Starohorské vrchy, Tatry, d'umbiersku časť Nízkyh Tatier a Tribeč.



Obr. 4. Lokalizácia výskytov vrchnej skupiny príkrovov Vnútrotných Západných Karpát.

Fig. 4. Localization of the Upper Group of nappes of the Internal Western Carpathians.

Stavba tatrika je reprezentovaná kryštalinickým jadrom, sporadicky horninami mladšieho paleozoika (karbón – perm) a mezozoickým obalom, sedimentujúcim priamo na hercýnsky konsolidovanom kryštaliniku.

Kryštalinikum tatrika

Kryštalinický fundament tatrika vo všeobecnosti reprezentujú metamorfity stredného až vysokého stupňa premeny (svory, ruly) a granitoidy. Z pohľadu hercýnskej stavby nie je možné oddeľovať kryštalinikum tatrika a veporika, ktoré tvorili jednotný, hercýnsky konsolidovaný fundament, na ktorom sa usadzovali sedimenty obalových sekvencií. Vek najstarších kryštalinických hornín tatrika a veporika je na základe rádiometrických datovaní stanovený na najvrchnejší devón až spodný karbón. Prevažná väčšina granitoidných hornín tatrika má karbónsky vek. Horniny kryštalinika sú výsledkom hercýnskych (generálne juhovergentných) a alpínskych (generálne severovergentných) tektonických a s nimi spojených metamorfných procesov. Na základe dnešných poznatkov je možné rekonštruovať hercýnsku stavbu kryštalinika tatrika, ale aj veporika. Tvoria ju tri až štyri jednotky (Bezák, 1994):

- Vrchný, epizonálny komplex tvoria nízko metamorfované horniny a leží v nadloží vrchnej litotektonickej jednotky. Na území Slovenska vystupuje tento komplex predovšetkým v pohoriach Malé Karpaty, Považský Inovec a v predkenozoickom podloží Dunajskej panvy (napr. vrty série Sereď, Abrahám, Báhoň; Biela, 1978). Eliáš a Uhmanna (1968) uvádzajú mineralogickú hustotu tejto jednotky $2,82 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.
- Vrchná litotektonická jednotka je najviac metamorfovaná jednotka. Tvoria ju ruly, migmatity a granitoidy. Najčastejšie vystupuje v jadrových pohoriach. Na základe údajov Šefaru et al. (1987) a Ibrmajera et

al. (1989) je možné v prípade rúl a migmatitov vymedziť interval prirodzenej hustoty $2,66 - 2,70 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Eliáš a Uhmanna (1968) uvádzajú mineralogickú hustotu v intervale $2,65 - 2,74 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

- Strednú litotektonickú jednotku tvoria hlavne ruly, svory a relikticky nízkostupňových metamorfítov. Buduje prevažnú časť kryštalinika veporika. V jadrových pohoriach má podstatné zastúpenie v seleckom (severnom) bloku Považského Inovca. Šefaru et al. (1987) a Ibrmajer et al. (1989) udávajú zo svorov prirodzenú hustotu $2,70 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Podľa Eliáša a Uhmanna (1968) je mineralogická hustota strednej litotektonickej jednotky v intervale $2,70 - 2,71 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.
- Spodná litotektonická jednotka je nízko metamorfovaná. Tvoria ju hlavne nízko metamorfované bridlice. Vystupuje v najjužnejších zónach veporika. Fylity spodnej litotektonickej jednotky majú na základe Šefaru et al. (1987) a Ibrmajera et al. (1989) prirodzenú hustotu $2,68 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Podľa Eliáša a Uhmanna (1968) je mineralogická hustota v intervale $2,71 - 2,73 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

Granitoidy tatrika reprezentuje interval prirodzenej hustoty $2,60 - 2,69 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. V rámci kryštalinika tatrika vyčleňujeme na základe vyššej hustoty metamorfity s intervalom $2,65 - 2,71 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a amfibolity s hodnotou $2,74 - 2,86 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (tab. 3).

Obalové sekvencie tatrika

Po skončení hercýnskej tektogenézy bolo kryštalinikum obnažené a na tomto podklade začali sedimentovať prevažne kontinentálne sedimenty mladšieho paleozoika (karbón, perm). Litologicky ich tvoria droby, arkózy, pieskovce a bridlice pestrých farieb, pričom ich zloženie a nevytriedenie indikujú blízkosť pôvodnej zdrojovej oblasti.

Vrstvový sled mezozoika obalových sekvencií sa začína v spodnom triase a s prerušeniami v sedimentácii (hiátmi) pokračuje do najspodnejšej vrchnej kriedy (cenoman), s výnimkou obalovej sekvencie v Považskom Inovci (turón – kampán), Tatrách a vo Veľkej Fatre, kde sa stratigrafický záznam končí až v strednom turóne. Pre spodný trias sú charakteristické zlepenca a bridlice (lúžňanské súvrstvie). Počas stredného triasu sa prehĺbil sedimentačný priestor, čo malo za následok karbonatickú sedimentáciu (gutensteinské vápence a ramsauské dolomity). Vo vrchnom triase nastalo znovu splytčenie sedimentačného prostredia, pričom sa usadzovali súbory pestro sfarbených hornín (červené, fialové a žlté pieskovce, bridlice a dolomity – karpatský keuper). Vo všeobecnosti sa najvrchnejší trias (rét) v rámci tatrika vyznačuje prerušením sedimentácie. Prerušenie sedimentácie pokračovalo aj v najspodnejšej jure. V strednej jure sa sedimentačný priestor tatrika rozčlenil a usadzovali sa dve kontrastné faciie. Na základe rozdielnych facií v strednej jure môžeme obalové sekvencie rozčleniť na:

- **fatranský typ facií** vyznačujúci sa hlbokovodnou sedimentáciou, ktorá má v strednej jure prítomné rádiolarity, rádiolárióvé vápence a škvornité slienité vápence a bridlice,
- **tatranský typ facií**, pre ktorý je charakteristická sedimentácia plytkovodného charakteru tvorená krinoidovými a piesčitými vápencami.

Hustota charakteristická pre fatranský a tatranský typ facií je uvedená v litostratigrafickej tabuľke (tab. 3).

Obalové sekvencie tatrika na výslednej mape prirodzenej hustoty (obr. 9) charakterizujeme hustotným intervalom 2,58 – 2,67 g . cm⁻³ a triasové karbonáty tatrika intervalom 2,67 – 2,80 g . cm⁻³.

Stredná skupina príkrovov

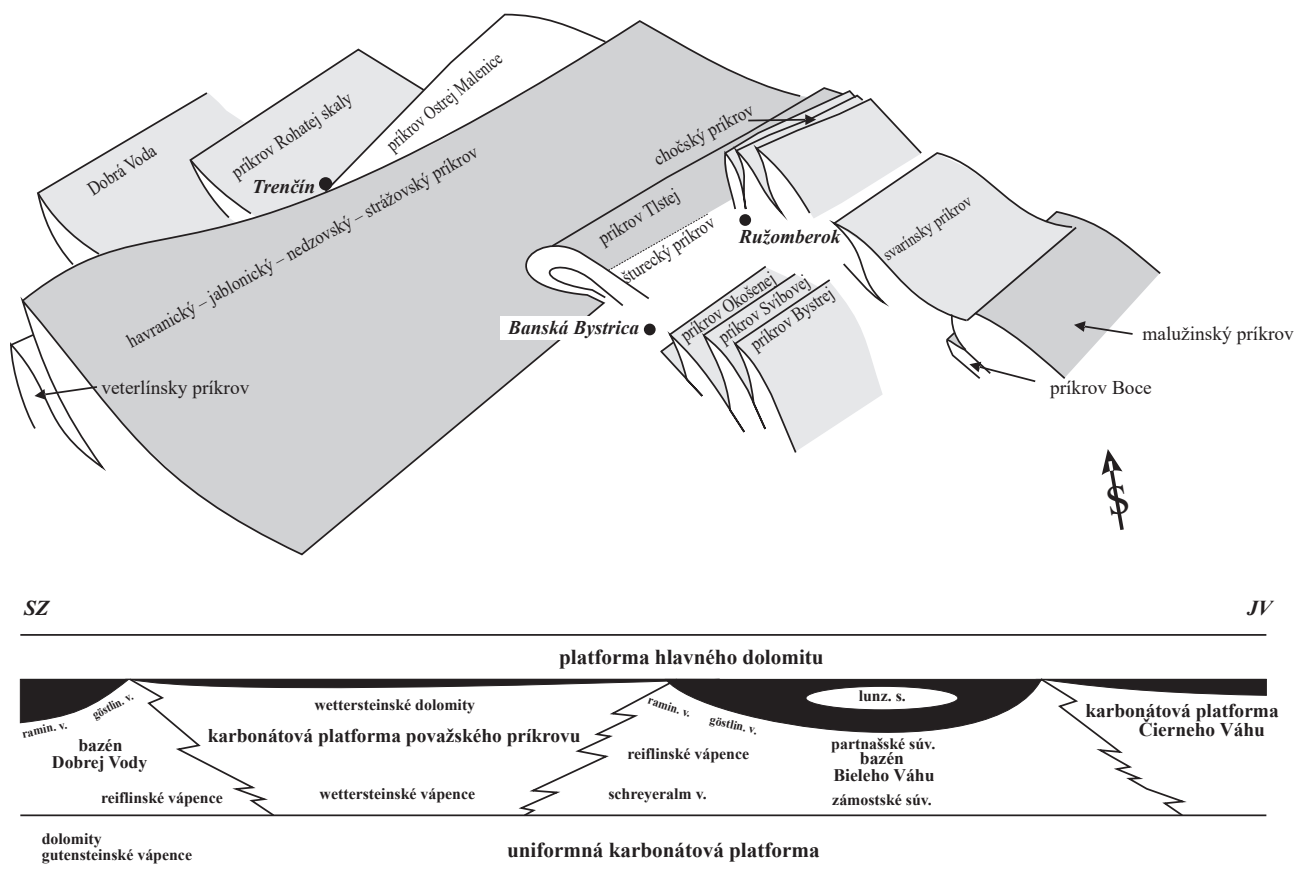
Hronikum

Hronikum predstavuje najvyššiu príkrovovú tektonickú jednotku strednej skupiny príkrovov vystupujúcu v nadlo-

Tab. 3. Litostratigrafické členenie tektonickej jednotky tatrika s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránka et al., 1986; Bucha a Blížkovský, 1994).

Tab. 3. Simplified lithostratigraphic column of the Tatricum tectonic unit with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránka et al., 1986; Bucha a Blížkovský, 1994).

		tatranský typ (plytkovodný)	fatranský typ (hlbokovodný)	σ_0 [g . cm ⁻³]	σ_m [g . cm ⁻³]	σ_p [g . cm ⁻³]	
krieda	areálna	turón					
	spodná	cenoman	slienité vápence		2,61 – 2,67	2,66 – 2,70	2,63 – 2,69
		alb					
		apt	(urgónsky) vápenec	organodetrit. (urgónsky) váp.	2,64	2,66	2,65
		barém					
		hoteriv					
		valangin	lučivnianske súvrstvie	lučivnianske súvrstvie	2,65 – 2,66	2,67 – 2,69	2,66 – 2,67
		berias					
		titón					
		jura	vrchná	kimeridž	jasenínské súvrstvie		
stredná	oxford		červený hľuznatý vápenec	ždiarske súvrstvie	2,65 – 2,67	2,67 – 2,6	2,66 – 2,68
	kelovej						
	bat						
	bajok		krinoidový (hieriatzky) vápenec	hľuznatý (adnetský) vápenec kremitý „fleckenmergel“	2,61 – 2,69	2,67 – 2,73	2,63 – 2,71
	álen						
	toark		piesčitý krinoidový vápenec	allgäuske súvrstvie (fleckenmergel)	2,62 – 2,67	2,66 – 2,76	2,64 – 2,72
	spodná		plienbach				
	sinemúr		krinoidové vápence s rohovcami	trlénske súvrstvie	2,64 – 2,67	2,69	2,67
	hetanž						
trias	vrchný	rét					
	stredný	norik	karpatský keuper	2,54 – 2,64	2,67 – 2,72	2,64 – 2,66	
		karn					
		ladin	ramsauský a hlavný dolomit	2,70 – 2,81	2,79 – 2,83	2,73 – 2,80	
		anis	gutensteinský vápenec	2,66 – 2,68	2,68 – 2,73	2,67 – 2,70	
		spodný	olenek	verfénske vrstvy	2,50 – 2,65	2,61 – 2,71	2,55 – 2,67
indu	lúžňanské súvrstvie	2,57 – 2,61	2,61 – 2,66	2,58 – 2,64			
perm	vrchný	skýcovské, slopnianske, stráňnske súvrstvie		2,56 – 2,60	2,65 – 2,70	2,59 – 2,67	
	spodný		selecké a kálnické súvrstvie				
karbón			novianske súvrstvie	2,72	2,77	2,74	
			aplity, pegmatity, leukogranity	2,56 – 2,62	2,61 – 2,69	2,58 – 2,65	
		granity		2,58 – 2,62	2,64 – 2,68	2,60 – 2,63	
		granodiority		2,60 – 2,68	2,64 – 2,71	2,61 – 2,69	
		diority		~ 2,74	2,71 – 2,83	2,67 – 2,85	
		amfibolity		~ 2,80	2,77 – 2,92	2,74 – 2,86	
staršie paleozoikum		metasedimenty, fylity (harmónska, pernecká sukcesia, súv. Kliniska, komplex Hlavinky)		2,62 – 2,69	2,70 – 2,80	2,65 – 2,70	
		pezinská sukcesia		~ 2,70	2,71	2,66	
		svory		2,62 – 2,69	2,70 – 2,73	2,65 – 2,66	
		ruly, migmatity		2,63 – 2,68	2,67 – 2,72	2,66 – 2,71	



Obr. 5. Schéma príkrovovej stavby hronika a rozloženie triasových sedimentov v reze vedenom naprieč sedimentačnou oblasťou hronika (Havrila, 2011).
 Fig. 5. Scheme of the Hronicum nappe complex and the Triassic sediments distribution in the cross-section through the sedimentary area of the Hronicum (Havrila, 2011).

ží fatrika. Vo viacerých oblastiach Vnútrotných Západných Karpát je hronikum tektonicky imbrikované na sústavu čiastkových príkrovov (obr. 5).

Vekový rozsah horninových komplexov hronika je vrchný karbón až spodná krieda. Sedimenty jury a kriedy sú však väčšinou erodované a vyskytujú sa iba v Brezovských Karpatoch, Čachtických Karpatoch, Strážovských vrchoch a na severných svahoch Nízkych Tatier. Medzi najtypickejšie črty hronika patrí prítomnosť vrchnokarbónskych a permských vulkanicko-sedimentárnych súvrství, označovaných ako ipoltická skupina. Ipoltická skupina sa vyskytuje predovšetkým vo vnútornejších častiach rozšírenia hronika, zatiaľ čo v severnejších častiach sa horninový sled zvyčajne začína až triasovými karbonátmi.

Ďalšou výraznou črtou hronika je striedanie plytkovodných a hlbokovodných litofácií v strednom triase (obr. 5). Plytkovodné fácie (napr. wettersteinské vápence a dolomity) mojtínsko-harmaneckej a čiernovážskej karbonátovej plošiny sa zastupujú s hlbokovodnými vápencami (napr. zámostské súvrstvie a reiflínské vápence) bielovážskej panvovej fácie a fácie Dobrej Vody. Vrchný trias sa vyznačuje uniformnou sedimentáciou flyšového súboru lunzských vrstiev, ktorých hrúbka je v oblasti výskytu panvových facií (Dobrej Vody a bielovážskej) neporovnateľne väčšia. Nad súborom lunzských vrstiev nasleduje hrubé súvrstvie tzv. hlavného dolomitu (*hauptdolomit*; norik), ktorý je veľmi typickým a rozšíreným litostratigrafickým členom hronika.

Štrukturalizácia hronika prebiehala aj počas vrchnej kriedy až paleocénu, čo je preukázané z vrtoch z podlažia neogénnej výplne Viedenskej panvy (napr. vrty série Studienka, Lakšárska Nová Ves; Biela, 1978; Kysela a Kullmanová, 1988).

Hustotná charakteristika jednotlivých súvrství je uvedená v tab. 4. Na mape prirodzenej hustoty (obr. 9) je z tektonickej jednotky hronika stanovená prirodzená hustota v intervale $2,66 - 2,70 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a ipoltickej skupiny $2,62 - 2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. V rámci tejto jednotky sú vzhľadom na nezanedbateľné zastúpenie a výrazne odlišnú hustotu vyčlenené dolomity s prirodzenou hustotou $2,75 - 2,83 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a bazalty s prirodzenou hustotou (melafýry) $2,70 - 2,74 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

Fatrikum

Fatrikum je príkrovová jednotka, ktorá vystupuje v pásme jadrových pohorí v nadloží tatrika a v podloží tektonickej jednotky hronika. Fatrikum, na rozdiel od iných superficiálnych príkrovov, je dobre identifikovateľné od svojej domovskej oblasti po svoje čelo. Najzápadnejšie povrchové výskytu fatrika sú známe zo severnej časti Malých Karpát, najvýchodnejšie výskytu sú známe z Humenských vrchov. Tylové (južné/vnútrotné) časti príkrovu vystupujú v kráľovoholškej časti Nízkych Tatier, Starohorských vrchov a v Tribeči. Podobne ako tektonická jednotka tatrika, aj fatrikum je možné na základe kontrastných litofácií v ob-

Tab. 4. Litostratigrafické členenie tektonickej jednotky hronika s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986).

Tab. 4. Simplified lithostratigraphic column of the Hronicum tectonic unit with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986).

		bielovážska skupina	čiernovážska skupina	σ_0 [g . cm ⁻³]	σ_m [g . cm ⁻³]	σ_p [g . cm ⁻³]															
mezozoikum	krieda	barém	rosfeldské súv.	2,70	2,71	2,70															
		spodná					hoteriv														
	jura	vrchná	valangin				oberalmské súv.														
		titón	rotensteinský váp.																		
		kimeridž																			
		oxford																			
		kelovej																			
		stredná						bat													
	spodná	bajok					klauský vápenec														
		álen																			
		toark																			
		hluznatý váp.																			
trias	vrchný	piensbach	hierlatzký váp.	2,65 – 2,66	2,68 – 2,70	2,66 – 2,67															
		sinemúr																			
	hetanž	hybské (dachst.) váp.																			
	spodný		rét																		
	trias	vrchný	norik				hlavný dolomit	2,60	2,70	2,64											
			karn																		
		stredný	ladin				reiflinský vápenec				2,78	2,83	2,79								
			anís																		
		spodný	olenek				šuhavské súvrstvie				2,59 – 2,65	2,64 – 2,69	2,62 – 2,66								
			indu											benkovské súvrstvie	2,74 – 2,75	2,82 – 2,83	2,77 – 2,80				
perim			loping	malužinské súvrstvie	2,67 – 2,73	2,68												2,70 – 2,77	2,71	2,68 – 2,75	2,69
			guadalup																		
paleozoikum	karbón	cisural	„melafýr“	2,71 – 2,78	2,80 – 2,85	2,75 – 2,83															
		vrchný					nižnobocianske súvrstvie	2,64 – 2,69	2,68 – 2,73	2,66 – 2,70											
		ipolická skupina		2,61	2,62	2,62															
		malužinské súvrstvie		2,51 – 2,65	2,64 – 2,74	2,64 – 2,67															
		„melafýr“		2,63 – 2,69	2,71 – 2,79	2,70 – 2,74															
		nižnobocianske súvrstvie		2,66	2,68	2,67															

Tab. 5. Litostratigrafické členenie tektonickej jednotky fatrika s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986).

Tab. 5. Simplified lithostratigraphic column of the Fatricum tectonic unit with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986).

		vyšoká jednotka (plytkovodná)	zliechovská jednotka (hlbokokovodná)	σ_0 [g . cm ⁻³]	σ_m [g . cm ⁻³]	σ_p [g . cm ⁻³]			
krieda	turon	vyšoká jednotka (plytkovodná)	zliechovská jednotka (hlbokokovodná)	2,60 – 2,67	2,64 – 2,70	2,64 – 2,68			
							cenoman		
	spodná	alb	porubské súvrstvie (flyš)						
		apt							
		barém							
		hoteriv							
		valangin							
		berias							
	jura	titón	jaseninské súvrstvie						
		kimeridž							
		oxford							
		kelovej							
stredná		bat							
bajok									
álen									
toark									
spodná		piensbach							
sinemúr									
hetanž	kopienecké súvrstvie								
trias	vrchný	rét	hiät	2,56 – 2,69	2,66 – 2,72	2,62 – 2,70			
	norik	karpatský keuper							
	karn	ramsauský a hlavný dolomit							
	stredný	ladin	lunzske v.				2,74 – 2,78	2,81 – 2,84	2,78 – 2,80
		anís	vyšoký vápenec						
	spodný	olenek	verfenské vrstvy				2,65 – 2,68	2,67 – 2,72	2,66 – 2,69
		indu	lúžňanské súvrstvie						
			lúžňanské súvrstvie				2,57 – 2,62	2,63 – 2,68	2,60 – 2,61

dobí jury členiť na plytkovodný faciálny vývoj (vysoký faciálny vývoj) a hlbokovodný faciálny vývoj (zliechovský faciálny vývoj).

Hustotný interval charakterizujúci tektonickú jednotku fatrika (obr. 9) je daný intervalom 2,62 – 2,66 g · cm⁻³. V rámci fatrika sme na základe rozdielnej hustoty vyčlenili triasové karbonáty fatrika s intervalom 2,66 – 2,80 g · cm⁻³.

Veporikum

Veporikum je kôrová (*thick-skinned*) jednotka (resp. superjednotka sensu Plašienka, 1999), obsahujúca predovšetkým horniny kryštalinika (granitoidy a metamorfity). Spoločne s kryštalinikom tatrika je produktom hlavne hercýnskych magmatických a metamorfných procesov. Obalové subautochtónne sekvencie sú reprezentované klastikami (mladšie paleozoikum až spodný trias), pričom v období mezozoika prevláda karbonatický vývoj.

Veporikum (resp. veporské pásmo) zaberá značné územie stredného Slovenska. Geomorfologicky buduje Veporské vrchy, Stolické vrchy a Revúcku vrchovinu, východnú časť Nízkych Tatier (Kráľovoľské Tatry), severovýchodnú časť Tribeča (rázdielska časť), Branisko a Čiernu horu. Okrem spomenutých geomorfologických celkov vystupuje veporské pásmo, resp. veporikum spod neovulkanických hornín v podobe tzv. ostrovov. Plošne najrozsiahlejšie sú sklenoteplícky ostrov medzi Sklenými Teplicami a Vyhňan-

mi, pliešovský ostrov vystupujúci priamo v Pliešovciach a lieskovský ostrov východne od Zvolena.

Kryštalinikum veporika tvoria predovšetkým viaceré, často špecifické variety granitoidných hornín (napr. veporský typ, síhliansky typ, granit typu Hrončok, granit typu Čierťaž atď.) a kryštalické bridlice rôzneho stupňa premeny (migmatity, ruly, svory, fylity), podobne ako granity, často označované mnohými lokálnymi názvami (muránske ortoruly, klenovecké ruly, svory typu Brezina atď.). V kryštaliniku veporika sú pomerne dobre zachované reliktory hercýnskej tektonickej stavby. Prevažnú časť kryštalinika tvorí stredná hercýnska litotektonická jednotka a na rozdiel od tatrika tu vystupuje aj spodná, najmenej metamorfovaná hercýnska litotektonická jednotka. Geologická a tektonická stavba kryštalinika je značne komplikovaná. Táto skutočnosť viedla v minulosti k rôznym interpretáciám geologickej stavby, ktoré odrážali rôznu stupeň poznania a informácií o danej oblasti a dodnes sa často používajú.

Vertikálne členenie veporika vychádzalo z rôzneho pomeru zastúpenia jednotlivých typov kryštalinických hornín a obalových sekvencií. Podľa tohto princípu bolo veporikum rozdelené (z juhu na sever) na kohútsku zónu, kráľovoľskú zónu, krakovskú zónu a ľubietovskú zónu (Zoubek, 1957). Jednotlivé zóny boli na seba nasunuté alebo ich oddeľovali subvertikálne uložené zlomy (napr. muránsko-divínsky zlom, pohorelská línia). Neskôr s pre-

Tab. 6. Litostratigrafické členenie tektonickej jednotky veporika s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986; Plančár et al., 1977).

Tab. 6. Simplified lithostratigraphic column of the Veporicum tectonic unit with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986; Plančár et al., 1977).

		severné veporikum (jednotka Veľkého boku)	južné veporikum (föderatská jednotka)	σ_0 [g · cm ⁻³]		σ_m [g · cm ⁻³]		σ_p [g · cm ⁻³]	
Krieda	vrchná	turon							
		cenoman							
	spodná	alb	porubské súvrstvie (flyš)						
		apt							
		barém	mraznícké súvrstvie		2,65		2,69		2,66
	Jura	hoteriv							
		valangin							
		berias	osnícké súvrstvie						
		titón							
		kimeridž	jaseninské súvrstvie						
Trias	oxford								
	kelovej	ždliarske súvrstvie							
	bat								
	bajok								
	álen	ilovité a slienité bridlice, krinoidové rohovcové vápence		2,65		2,67		2,66	
	toark								
	pliensbach								
Trias	sinemúr								
	hetanz								
	ret								
	vrchný	norik	karpatský keuper	hlavný dolomit	2,57		2,60		2,58
		karn	hlavný d.	lunzské vrstvy					
	stredný	ladin	ramsauký dolomit	čierne piesčité bridlice					
				sivé rohovcové vápence	2,80	2,82	2,83	2,84	2,81
		anis		ramsauký dolomit					
				gutensteinské vápence	2,67	2,68	2,70	2,70	2,68
	spodný	olenek	verfenské vrstvy	sericitické bridlice					
indu		lúžňanské súvrstvie	metakremence		2,60 – 2,62		2,66 – 2,68		
Perm	vrchný	predajhianske súvrstvie		2,59		2,67		2,62	
	spodný	brunianske súvrstvie	rimavské súvrstvie		2,56		2,69	2,59	
	vrchný	granit typu Hrončok	slatvinské súvrstvie	2,59	2,65	2,63 – 2,65	2,76	2,61	
Karbón	aplity, leukogranity, granity			2,59 – 2,62		2,61 – 2,69		2,60 – 2,68	
	granodiority (síhliansky, veporský, ípelský)			2,62 – 2,65		2,67 – 2,72		2,66 – 2,69	
staršie paleozoikum	chloritické, sericitické bridlice, fylity, svory		komplex Hladomornej doliny	2,55 – 2,62	2,55 – 2,72	2,70 – 2,76	2,72 – 2,74	2,62 – 2,73	
	svory, pararuly			2,60 – 2,67		2,65 – 2,75		2,65 – 2,69	
	ruly, migmatity			2,64 – 2,70		2,71 – 2,73		2,66 – 2,71	
	amfibolity			2,78 – 2,89		2,79 – 2,88		2,79 – 2,86	

ukázaním alpínskej príkrovovej pozície kryštalinika prevládlo horizontálne členenie na kráľovohoľský a hrónsky komplex (Klinec, 1979).

- **Kráľovohoľský komplex** sa skladá predovšetkým z granitoidných hornín a hornín vyššieho stupňa premeny (migmatity, ruly, amfibolity). Leží v príkrovovej pozícii na hrónskom komplexe.
- **Hrónsky komplex** tvoria nižšie metamorfované horniny (svory, fylity).

Definovanie litofaciálnych a litostratigrafických rozdielov medzi vrchnopaleozoickými a mezozoickými sedimentárnymi obalmi (Andrusov et al., 1973; Vozárová a Vozár, 1988) viedlo k rozdeleniu veporika na severné a južné (Andrusov a Samuel, 1983; Biely et al., 1996; Bezák et al., 2004). Členenie veporika vyplýva z rozdielneho stratigrafického rozsahu sedimentov mladšieho paleozoika (vrchný karbón – perm) v obalovej sekvencii južného veporika, na rozdiel od permského veku obalových klastík v severnom veporiku, a z rozdielnej litostratigrafie sedimentov

intervaly sú súčasťou výslednej mapy prirodzenej hustoty (obr. 9).

Vrchná skupina príkrovov

Silicikum

Silicikum je štruktúrne najvyššia tektonická jednotka alpínskej príkrovovej stavby Vnútrotných Západných Karpát. Vystupuje ako pomerne plocho uložené príkrovové teleso v oblasti Slovenského krasu, Slovenského raja, Galmusu a Muránskej planiny (Kozur a Mock, 1973a; Geologická mapa Slovenska 1 : 50 000 [online]).

Vrstvový sled silicika (silického príkrovu) je od najvyššieho permu až spodného triasu po najspodnejšiu vrchnú juru (kelovej až oxford). Spodný trias má vývoj podobný turnaiku a je reprezentovaný piesčito-bridličnatým vývojom. Podstatnú časť silicika však budujú strednotriasové a vrchnotriasové vápence plytkovodného charakteru (napr. wettersteinské vápence), často s hojnými fosílnymi zvyška-

Tab. 7. Litostratigrafické členenie tektonickej jednotky silicika s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986).

Tab. 7. Simplified lithostratigraphic column of the Silicicum tectonic unit with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986).

				σ_o [g . cm ⁻³]	σ_m [g . cm ⁻³]	σ_p [g . cm ⁻³]			
mezozoikum	jura	stredná	kelovej	radiolarit	2,67	2,68	2,68		
			bat						
			bajok						
		álen							
		toark							
	spodná	plienbach	geravské súvrstvie	2,62	2,68	2,64			
		sinemúr	hierlatzký a andeýský vápenec	2,63 – 2,66	?	?			
		hetanz							
		vrchný	rét	dachsteinský váp.	2,66	2,70	2,67		
			norik	hallstattský váp.	2,66 – 2,71	2,68 – 2,72	2,67 – 2,72		
karn	tišovecký, furmanecký vápenec		2,73 – 2,79	2,80 – 2,85	2,75 – 2,81				
	wetterstein. dol.								
trias	ladin	nádašský váp.	2,67 – 2,69	2,69 – 2,71	2,68 – 2,70				
		reiflinský vápenec							
		schreyeralmský váp.							
	stredný	anis				steinalmský vápenec	2,65 – 2,68	2,70 – 2,71	2,66 – 2,69
						gutensteinský vápenec	2,67 – 2,72	2,70 – 2,74	2,69 – 2,73
spodný	olenek	színské vrstvy	2,62	2,68	2,65				
	indu	bódvasilašské súvrstvie	2,58	2,69	2,62				

mezozoika obalových sekvencií. Tie v severnej časti veporika (severné veporikum) tvorí jednotka Veľkého boku v stratigrafickom rozsahu perm až alb. V južnom veporiku mezozoickú časť obalovej sekvencie reprezentuje metamorfovaná föderatská skupina v stratigrafickom rozsahu spodný až vrchný trias. Na rozdiel od jednotky Veľkého boku je pre ňu charakteristická absencia súvrstvia karpatského keuperu a prítomnosť tmavých rohovcových vápencov s tmavými bridlicami a pieskocami v karne (Straka, 1981). Veporikum je nasunuté na tektonickú jednotku tatrika. Povrchový priemet násunu sa označuje ako čertovická línia. Od gemerika je veporikum oddelené lubenícko-margecianskou líniou, pričom horniny gemerika sú presunuté na horniny veporského pásma.

Kryštalinikum veporika na výslednej mape prirodzenej hustoty reprezentujú granitoidy s intervalom 2,66 – 2,69 g . cm⁻³ a metamorfity s intervalom 2,65 – 2,71 g . cm⁻³. Obal veporika je charakterizovaný hustotným intervalom 2,62 – 2,69 g . cm⁻³. Všetky uvedené

mi. Jurské sedimenty sú zachované zriedkavo. Typické pre ne sú hlbokovodnejšie sedimenty, ktorými sa sedimentácia v siliciku končí.

Hustotný interval charakteristický pre silicikum je nutné rozčleniť na sedimenty triasu až jury s hustotou 2,68 – 2,70 g . cm⁻³ a spodnotriasové sedimenty s hustotou 2,62 – 2,65 g . cm⁻³.

Gemerikum

Gemerikum vystupuje v rozsiahlej klenbe – antiklinóriu, ktoré geomorfologicky buduje Volovské vrchy (Spišsko-gemerské rudohorie). Od ostatných základných tektonických jednotiek Západných Karpát sa podstatne odlišuje horninovou náplňou, vekom a metamorfózou. Na rozdiel od tatrika a veporika ho budujú hlavne nízko metamorfované horniny prevažne staropaleozoického veku.

Dosiaľ akceptované členenie staršieho paleozoika rozlišuje dve základné skupiny – gelnickú a rakoveckú. Člene-

nie je založené predovšetkým na kontrastnosti horninovej náplne a veku. Gelnická skupina predstavuje súbor prevažne sedimentárnych hornín s efuzívnymi kyslými vulkanitmi. Rakoveckú skupinu tvoria v prevahe bázické vulkanity a ich produkty. Gemerikum podstielajú granitoidné horniny (Šefara et al., 2017), ktoré na mnohých miestach vystupujú aj na povrch (napr. betliarsky granit, hnilecký granit, Zlatá Idka).

- **Gelnická skupina** buduje podstatnú časť gemerika a zároveň morfológicky zaberá podstatnú časť Volo-vských vrchov. Je zložená prevažne zo sedimentárnych hornín s efuzívnymi kyslými vulkanitmi. Vystupujú v nej sedimenty flyšového charakteru s hojnými výskytmi porfyroidov (premenená kyslá vulkanická hornina – paleoryolit; preto bola skôr nazývaná ako porfyroidová séria). Ich prirodzená hustota je $2,74 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (Ibrmajer et al., 1989). Podľa Eliáša a Uhmanna (1968) je mineralogická hustota porfyroidov $2,66 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Gelnická skupina sa delí na súvrstvia: vlachovské súvrstvie, súvrstvie Bys-trého potoka a drnavské súvrstvie.
- **Rakovecká skupina** (predtým fylitovo-diabázová séria) sa vyskytuje predovšetkým na severnom okraji gemerika. Je pre ňu charakteristické podstatné zastúpenie premenených bázických vulkanických hornín a ich produktov, menej sedimentárnych hornín. Sú to predovšetkým metamorfované bazalty a produkty bázického vulkanizmu (tufy a tufity), menej metamorfované pieskovce a bridlice. Najrozšírenejší horninový typ sú paleobazalty a paleobazaltové tufy a tufity, ktoré spolu s metaklastikami a fylitmi charakterizuje prirodzená hustota $2,75 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (podľa Ibrmajera et al., 1989). Podľa Eliáša a Uhmanna (1968) majú diabázy mineralogickú hustotu $2,77 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

Na základe nových poznatkov a z hľadiska odlišného charakteru obalových sekvencií je akceptovaná aj koncepcia delenia gemerika na severné gemerikum a južné gemerikum (Vozárová a Vozár, 1988). Obalové sekvencie gemerika lemujú výskyt staršieho paleozoika. Zväčša predstavujú klastické sedimenty s bázickými vulkanitmi a karbonátmi mladopaleozoického veku a len zriedkavo so zachovanými sedimentmi najspodnejšieho triasu.

Severné gemerikum

Severné gemerikum tvorí rakovecká skupina a klátovská skupina. Charakteristika rakoveckej skupiny je opísaná v predchádzajúcom texte. Klátovská skupina, resp. klátovský príkrov sa vyskytuje na severovýchodnom okraji gemerika. Charakteristickým znakom sú prevažne bázické horniny premenené vo vyšších metamorfných podmienkach (amfibolitová fácia). V rámci klátovskej skupiny sú zastúpené hlavne amfibolity, ruly a gabrodiority. Leží v tektonickej (príkrovovej) pozícii na horninách rakoveckej skupiny.

Obalová sekvencia severného gemerika sa skladá z viacerých sedimentárnych súvrství, ktoré majú špecifický vývoj a postavenie a odlišujú sa aj svojím vekom. Sedimentárny záznam je doložený od spodného karbónu, ktorý reprezentuje ochtínske súvrstvie na západnom okraji a črmeľská skupina na východe. Sú to vulkanicko-sedimentárne súvrstvia s významnými ložiskami magnezitov (tzv. magnezitový karbón). Pre sedimentárne súvrstvia permu je typická prítomnosť hruboklastického zlepcového materiálu, pieskovcov a pestrých bridlíc (knolské súvrstvie, petrovohorské súvrstvie). Zloženie zlepcov poukazuje na zdroj materiálu z hornín gemerika. Smerom do vyšších stratigrafických úrovní (vrchný perm – spodný trias) sedimentačné prostredie malo lagunárny charakter a usadili sa evaporitové formácie (novoveské súvrstvie).

Južné gemerikum

Južné gemerikum tvoria horniny gelnickej skupiny a štóskeho súvrstvia. Štóske súvrstvie tvoria hlavne metamorfované pieskovce a fylity (pôvodne pravdepodobne bridlice), zriedka sa v súvrství vyskytujú aj telesá metamorfovaných bazaltov. Vek štóskeho súvrstvia nie je preukázaný, je však diskordantne prikrýté sedimentmi permu, ktoré obsahujú jeho relikty. Z toho vyplýva, že je predpermské.

Obalová sekvencia južného gemerika sa odlišuje od obalových sekvencií severného gemerika predovšetkým vekovým zaradením sedimentov do permu (resp. až najspodnejšej časti triasu) a jemnozrnejším zložením, v ktorom prevládajú bridlice, pieskovce a kyslé vulkanity (rožňavské súvrstvie a štítnické súvrstvie).

Charakteristické hodnoty hustoty tektonickej jednotky gemerika vieme rozčleniť na hustotu staršieho a mladšieho

Tab. 8. Litostratigrafické členenie tektonickej jednotky gemerika s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986; Plančár et al., 1977).

Tab. 8. Simplified lithostratigraphic column of the Gemicum tectonic unit with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986; Plančár et al., 1977).

		severné gemerikum		južné gemerikum		$\sigma_0 [\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}]$		$\sigma_m [\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}]$		$\sigma_d [\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}]$	
p e r m		novoveské, petrovohorské, knolské súv.	štítnické súv.	2,58 – 2,66	2,57	2,71 – 2,72	2,71	2,62 – 2,68	2,62		
			rožňavské súv.								
k a r b ó n		hámorské, zlatnícke, rudnianske súv.		2,70 – 2,77		2,74 – 2,81		2,72 – 2,78			
		ochtínske súv. črmeľská skupina magnezity/metabazalty**		2,67 – 2,76 2,98* 2,88**		2,74 – 2,81 3,02* 2,93**		2,69 – 2,78 2,99* 2,7**			
s t a r š i e p a l e o z o i k u m	r a k o v e c k á s k u p i n a	sykavské súv. metabazalty, tufy, tufity	g e l n i c k á s k u p i n a	štóske súv. fylity	2,74 – 2,75	2,73	2,78 – 2,79	2,79	2,75	2,75	
		smrečinské súv. pieskovce, fylity		drnavské súv. metaryolity, vulkanoklastiká	2,73	2,65 – 2,73	2,78 – 2,79	2,67 – 2,75	2,75	2,64 – 2,74	
		klátovská skupina amfibolity		súv. bystrého potoka metapieskovce	2,91 – 2,99	2,65 – 2,67	2,95 – 3,01	2,70 – 2,71	2,92 – 3,00	2,67 – 2,68	
				vlachovské súv. fylity, metaryolitové vulkanoklastiká		2,70 – 2,73		2,75 – 2,79		2,74 – 2,75	
		granity (perm)		2,62		2,64		2,63			

paleozoika (obr. 9). Granitoidy gemerika majú na výslednej mape hustoty prirodzenú hustotu $2,63 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Staršie paleozoikum reprezentuje rakovecká skupina s prirodzenou hustotou $2,75 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, klátovská skupina s intervalom prirodzenej hustoty $2,92 - 3,00 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a gelnická skupina s intervalom prirodzenej hustoty $2,64 - 2,75 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Mladšie paleozoikum z hľadiska hustoty členíme na severné gemerikum ($2,68 - 2,78 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) a južné gemerikum ($2,59 - 2,62 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) (uvedená hustota je prirodzená).

Zemplinikum

Zemplinikum je tektonická jednotka vystupujúca juhovýchodne od Byšty a v Zemplínskych vrchoch na juhovýchodnom Slovensku. Tektonické začlenenie zemplinika zatiaľ nie je jednoznačné (cf. Slávik, 1976; Soták et al., 1994). Kryštalinikum zemplinika (ruly, migmatity, amfibolity) sa vyznačuje vysokým stupňom metamorfózy (Vozárová, 1991; Faryad, 1995). Vozárová a Vozár (1996) zaraďujú zemplinikum do tatrisko-veporického terránu Vnútrotných Západných Karpát.

Obal kryštalinika tvoria kontinentálne sedimenty karbónu a permu. V karbónskych sedimentoch sa vyskytujú slojčky uhlia. Nad sedimentmi mladšieho paleozoika sú spodnotriasové kremence a strednotriasové karbonáty (Bouček a Příbyl, 1959; Grecula a Együd, 1977, 1982; Vozárová a Vozár, 1988), ktorých tektonická príslušnosť je podobne ako v prípade kryštalinika diskutabilná.

Mladšie paleozoikum zemplinika je na výslednej mape hustoty charakterizované intervalom $2,62 - 2,68 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a sedimenty mezozoika $2,72 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ (uvedená hustota je prirodzená).

Tab. 9. Prehľad hustoty typických hornín zemplinika s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986).

Tab. 9. An overview of the typical rocks of the Zemplinicum tectonic unit with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986).

Horninový typ	σ_0 [$\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$]	σ_m [$\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$]	σ_p [$\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$]	
Karbonáty	2,70	2,75	2,72	Mezozoikum
Zlepence, kremence, bridlice	2,54	2,70	2,59	
Zlepence, droby, pieskovce	2,65	2,73	2,68	Paleozoikum
Pieskovce, droby	2,59	2,67	2,62	
Sedimenty karbónu	2,62 – 2,63	2,67 – 2,71	2,64 – 2,65	
Kryštalinikum	?	?	?	

Popříkrovové formácie

Za pokryvné, resp. popříkrovové formácie Vnútrotných Západných Karpát sa tradične považovali horninové súbory vrchnej kriedy (koňak – mástricht) a kenozoika. Výskumy v oblasti Viedenskej panvy, Brezovských Karpát a Čachtických Karpát (Kysela a Kullmanová, 1988; Hók et al., 2016) preukázali, že hlavne v oblasti externejších častí príkrovových jednotiek Vnútrotných Západných Karpát sú sedimenty vrchnej kriedy a paleogénu (gosauská skupina/myjavsko-hričovská skupina) spoločne zvrásnené.

Sedimenty a vulkanické formácie neogénu sú v diskordantnom vzťahu so sedimentmi vrchnej kriedy a paleogénu. Predstavujú nový sedimentačný cyklus spojený so zaozlúkovým vulkanizmom. Tvorba neogénnych paniev a kotlín, ako aj vulkanická aktivita súvisí s procesmi tvorby akrečného klinu externíd a subdukciou substrátu flyšového pásma pod blok Vnútrotných Západných Karpát (Kováč, 2000).

Sedimenty vrchnej kriedy a paleogénu

Zo sedimentov vrchnej kriedy (koňak – mástricht) chýbajú relevantné systematické údaje. Na základe niekoľkých meraní hustoty sedimentov vrchnej kriedy je však zrejmé, že sa zásadne neodlišujú od sedimentov paleogénu.

Paleogénne sedimenty sa delia na viaceré litostratigrafické (litofaciálne) skupiny, ktoré sú zároveň viazané len na konkrétne oblasti výskytu: myjavsko-hričovská skupina, podtatranská skupina, malokarpatská skupina a tzv. budínsky paleogén (obr. 6). Sedimenty paleogénu ležia zvyčajne transgresívne a diskordantne na svojom podloží.

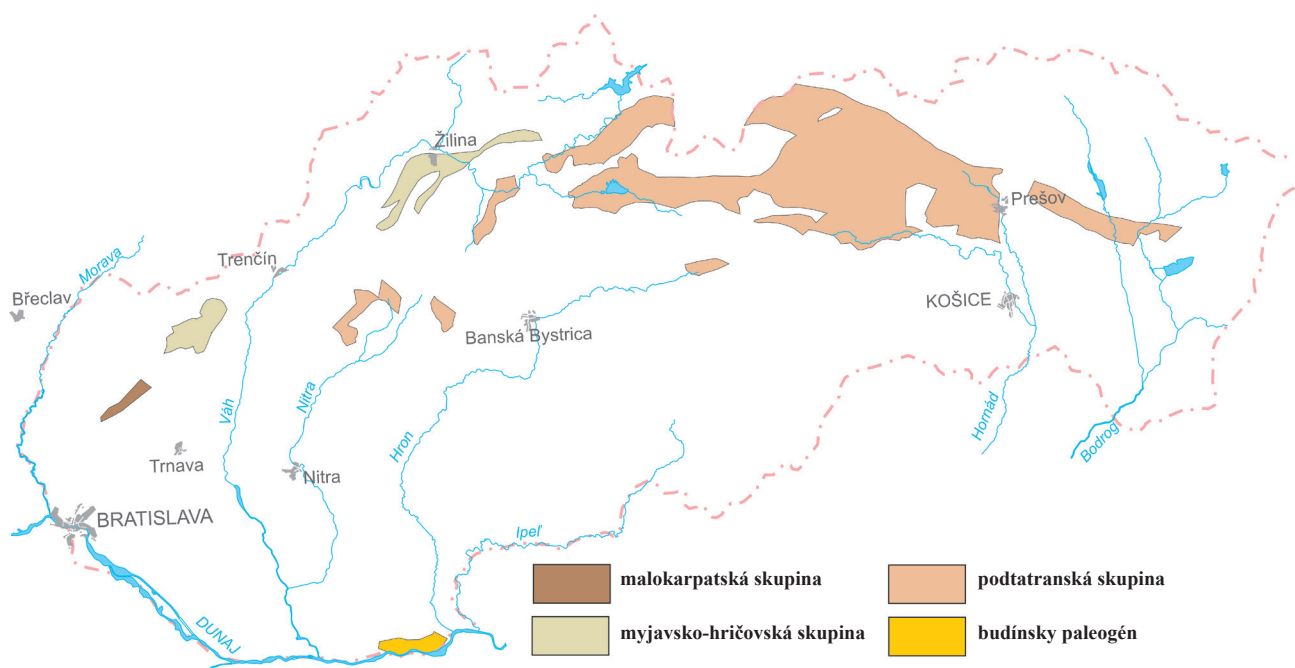
Hustota paleogénnych sedimentov na výslednej mape hustoty (obr. 9) je daná intervalom prirodzenej hustoty $2,50 - 2,62 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

Malokarpatská skupina

Malokarpatská skupina (Buček in Polák et al., 2012) reprezentuje najzápadnejší výskyt sedimentov paleogénu v rámci Západných Karpát. Jej sedimenty predstavujú len relikť rozsiahlejšej panvy. Ležia transgresívne a diskordantne na litostratigrafických jednotkách hronika. Ich vek je paleocén až stredný eocén, no sedimentácia pokračovala po hiáte v spodnom oligocéne. Litologicky sú zastúpené hlavne zlepence – brekcie, pieskovce a ílovce.

Myjavsko-hričovská skupina

Myjavsko-hričovská skupina obsahuje litologicky pestrý sled hornín flyšového charakteru, sliene, pieskovce, ílovce, vápence a zlepence. Lemuje vnútorný okraj západného priebehu bradlového pásma. Prevažná časť sedimentov leží na svojom podloží transgresívne, s prerušením sedimentácie v spodnom paleocéne, ale časť paleocénnych sedimentov sa vyvíjala bez prerušenia sedimentácie od vrchnej kriedy (Salaj et al., 1987; Wagreeich a Marschalko, 1995). Stratigrafický záznam hornín myjavskej skupiny sa končí vo vrchnom eocéne.



Obr. 6. Lokalizácia výskytov paleogénnych sedimentov Vnútorných Západných Karpát.
Fig. 6. Localization of the Paleogene sediments of the Internal Western Carpathians.

Tab. 10. Sedimenty vrchnej kriedy a paleogénu brezovskej a myjavskej skupiny s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Samuel et al., 1980).

Tab. 10. Upper Cretaceous and Paleogene sediments of the Brezová and Myjava Groups with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Samuel et al., 1980).

Horninový typ	σ_0 [g · cm ⁻³]	σ_m [g · cm ⁻³]	σ_p [g · cm ⁻³]		
Pieskovec	2,61	2,72	2,65	Myjavská skupina	Eocén, paleocén
Zlepenec	2,66	2,74	2,69		
Vápenec	2,67	2,71	2,68		
Pieskovec	2,67	2,71	2,68	Brezovská skupina	Krieda (koňak – mástricht)
Ílovec	2,49	2,72	2,57		
Zlepenec	2,68	2,74	2,70		
Vápenec	2,67	2,71	2,68		

Podtatranská skupina

Podtatranská skupina (Gross et al., 1984) je prevládajúca horninová skupina paleogénu na území Slovenska. Vyskytuje sa najmä v Žilinskej kotline, Turčianskej kotline, Hornonitrianskej kotline, Podtatranskej kotline, Hornádskej kotline, Horehronskej kotline, v oblasti Skorušinských vrchov, Spišskej Magury, Levočských vrchov, Bachurne a Šarišskej vrchoviny. Vek tejto skupiny sa pohybuje od eocénu až po oligocén. Sedimentácia podtatranskej sku-

piny sa začína bazálnymi zlepencami a brekciami (borovské súvrstvie), ktoré predstavujú transgresívnu litofáciu. Transgresia postupovala generálne zo západu na východ, pričom je diachrónna aj v čase. Nad bazálnym súvrstvom obyčajne leží súbor ílovcov (hutianske súvrstvie) a vyššie typické flyšové sedimenty (zuberecké súvrstvie). Sedimentácia podtatranskej skupiny sa končí súvrstvom s prevládajúcim pieskovcovým vývojom (bielopotocké súvrstvie).

Tab. 11. Litostratigrafické členenie podtatranskej skupiny s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Stránska et al., 1986; Ibrmajer et al., 1989).

Tab. 11. Lithostratigraphy of the Central Carpathian Paleogene Basin sediments with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Stránska et al., 1986; Ibrmajer et al., 1989).

Horninový typ	σ_0 [g · cm ⁻³]	σ_m [g · cm ⁻³]	σ_p [g · cm ⁻³]
Bielopotocké súvrstvie	2,39 – 2,47	2,66	2,49 – 2,54
Zuberecké súvrstvie	2,43 – 2,53	2,66 – 2,72	2,52 – 2,60
Hutianske súvrstvie	2,46 – 2,55	2,68 – 2,72	2,54 – 2,60
Borovské súvrstvie	2,57 – 2,68	2,67 – 2,77	2,62 – 2,70

Budínsky vývoj

Budínsky vývoj paleogénu (vrchný eocén – spodný oligocén) sa vyskytuje iba na území južného Slovenska (hlavne oblasť Štúrova a Juhoslovenskej kotliny). Budínsky paleogén nie je integrálnou súčasťou Západných Karpát. Paleogénne sedimenty prikrývajú jednotky Maďarského stredohoria, ktoré boli do dnešnej pozície transformované v období miocénu. Sedimenty budínskeho paleogénu sú

charakteristické striedaním brakickej a morskej sedimentácie, a predovšetkým výskytom uhoľných slojov.

K sedimentom budínskeho paleogénu podľa Stránskej et al. (1986) je pridelený interval prirodzenej hustoty $2,40 - 2,49 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

Sedimenty neogénu

Sedimenty neogénu vyplňajú panvy a kotliny, ktoré sú spolu s jadrovými pohoriami najcharakteristickejšími morfolotektonickými štruktúrami Západných Karpát. Medzi panvy sa zaraďujú rozsiahle a často polyfázovo vznikajúce sedimentárne akumulácie sedimentov neogénu – Viedenská panva, Dunajská panva, Juhoslovenská panva a Východoslovenská panva.

Kotliny vytvárajú plošne menej rozsiahle a štruktúrne jednoduchšie sedimentárne akumulácie neogénu, často zovreté medzi pohoriami. Ku kotlinám sa zaraďujú aj severné výbežky Dunajskej panvy – blatnianska priehlbina, rišňovská priehlbina a komjatická priehlbina (Vass et al., 1986). Ipeľská kotlina, Rimavská kotlina a Lučenská kotlina sa často označujú spoločne aj ako Juhoslovenská panva. Ostatné neogénne kotliny sú: Trenčianska kotlina, Ilavská kotlina, Oravská kotlina, Bánovská kotlina, Hornonitrianska kotlina, Turčianska kotlina, Žiarska kotlina, Zvolensko-slatinská kotlina a Rožňavská kotlina. Charakteristickou črtou kotlin je zlomové obmedzenie neogénnej výplne vo vzťahu k okoliu. Sedimenty sa vyznačujú veľkou rozmanitosťou a lokálnymi názvami. Zastúpené sú najmä íly, piesky a štrky. V sedimentárnej výplni sú často prítomné neogénne vulkanity a vulkanoklastické formácie (napr. Východoslovenská panva, Bánovská kotlina, Hornonitrianska kotlina, Žiarska kotlina) a uhoľné sloje (Hornonitrianska kotlina, Ipeľská kotlina). Sedimentácia prebiehala v morskom, brakickom, ale aj v riečnom (deltové sedimenty) a jazernom prostredí. Vznik neogénnych panví a kotlin súvisí s tekto-

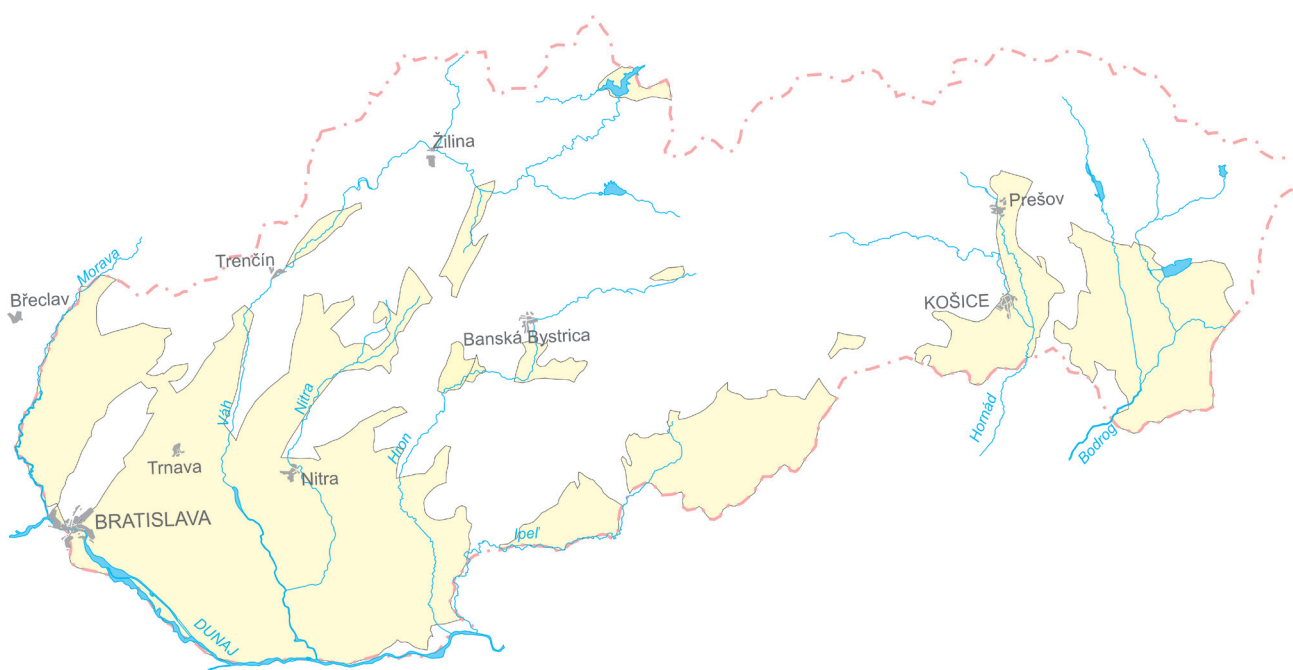
nickými procesmi, ktoré sa počas neogénu odohrávali vo Vonkajších Západných Karpatoch.

Hustota neogénnych sedimentov sa mení v horizontálnom aj vertikálnom smere. Ich variabilita závisí od obsahu psefiticko-psamitických zložiek, vulkanogénnych prímiesí v ílovitých súvrstviach a od stupňa diagenézy. Na základe výskumu hustoty neogénnych sedimentov z hlbokých vrtov je preukázané, že objemová hustota narastá s hĺbkou vplyvom kompaktácie (Eliáš a Uhmman, 1968; Ibrmajer et al., 1989). Uvedený hustotný gradient má takmer lineárny priebeh a dosahuje najvyššie hodnoty do hĺbky 2 – 2,5 km. V hĺbke 3 – 4 km sa nárast objemovej hustoty spomaľuje. Z výsledkov analýzy hustotných charakteristík hlbokých vrtov z oblasti neogénnych sedimentov Vnútorných Západných Karpát vyplýva, že objemová hustota týchto komplexov do hĺbky 1 000 m sa mení v rozmedzí $2,0 - 2,2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, v hĺbke od 1 000 do 2 000 m je $2,2 - 2,4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, od 2 000 do 3 000 m je $2,4 - 2,6 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a v hĺbke viac ako 3 000 m sa hustota neogénnych sedimentov približuje k hustote predkenozoického podložja (Ibrmajer et al., 1989).

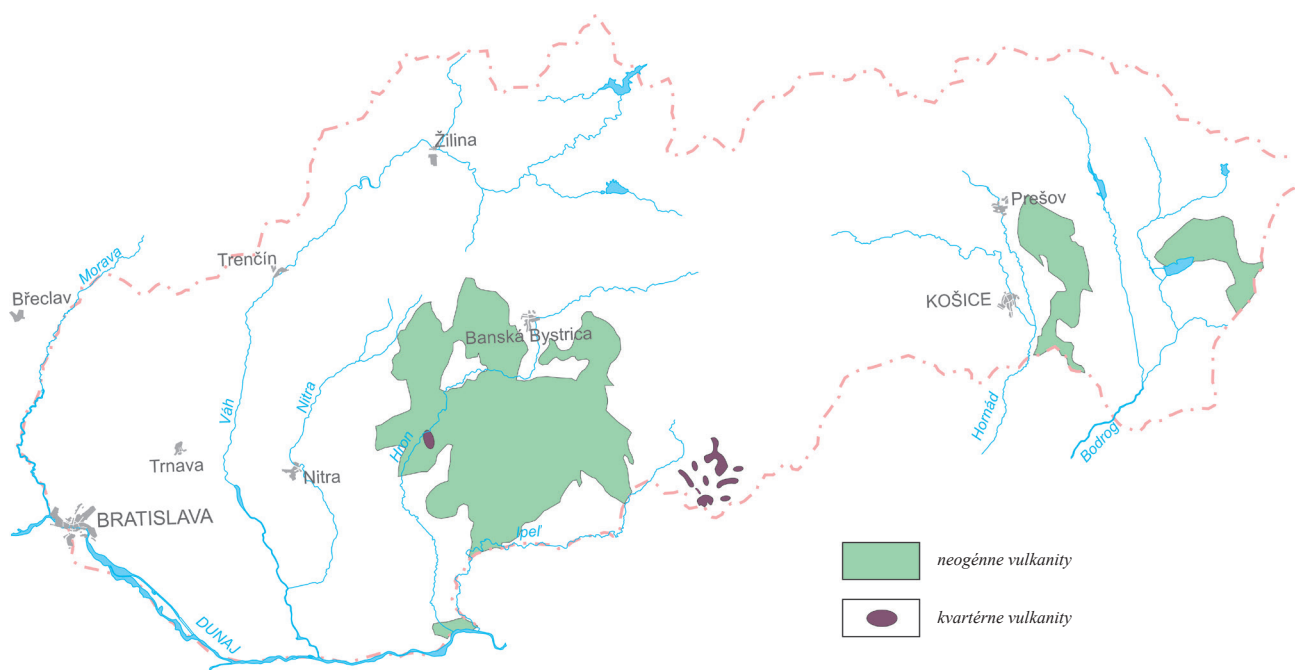
Charakteristická hustota na výslednej mape prirodzenej hustoty (obr. 9) je daná intervalom $2,00 - 2,60 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. V tomto prípade je pri interpretáciách potrebné zohľadniť nielen litologický charakter neogénnych sedimentov, ale aj ich hrúbku v danej oblasti.

Neogénne a kvartérne vulkanity

Neogénne a kvartérne vulkanity sa súborne označujú ako neovulkanity. Výskyt neovulkanitov na Slovensku je obmedzený v stredoslovenskej a východoslovenskej oblasti (obr. 8). V stredoslovenskej oblasti (stredoslovenské neovulkanity) tvoria pohoria Kremnické vrchy, Štiavnické vrchy, Vtáčnik, Pohronský Inovec, Poľanu, Javorie, Ostrôžky a Krupinskú planinu. Posledné produkty vulkanizmu v stredoslovenskej oblasti majú pliocénny až kvar-



Obr. 7. Lokalizácia výskytov neogénnych sedimentov Vnútorných Západných Karpát.
Fig. 7. Distribution of the Neogene sediments of the Internal Western Carpathians.



Obr. 8. Lokalizácia výskytov neogénnych a kvartérnych vulkanitov Vnútorných Západných Karpát.
Fig. 8. Distribution of the Neogene and Quaternary volcanic formations of the Internal Western Carpathians.

térny vek (Cerová vrchovina). Východoslovenskú oblasť tvoria Slanské vrchy a Vihorlatské vrchy.

Vo vývoji a následnosti vzniku neovulkanitov vzhľadom na geodynamický vývoj je možné sledovať jednotlivé etapy neogénneho vulkanizmu (Biely et al., 1996).

Kyslé alkalicko-vápenaté vulkanity areálneho typu sú tvorené prevažne ryolitmi, ryodacitmi a ich produktmi. Vekovo sú doložené zo spodného miocénu (tufy – Juho-slovenská panva a Východoslovenská panva) a z vrchného miocénu (predovšetkým stredoslovenská oblasť).

Intermediárne alkalicko-vápenaté vulkanity areálneho typu sú reprezentované predovšetkým andezitmi, dacitmi a ich produktmi. Vekovo sú doložené hlavne zo stredného miocénu (báden – sarmat). Tvoria najspodnejšiu časť stavby veľkých stratovulkánov (štiavnický stratovulkán, stratovulkán Javorie, stratovulkán Poľana).

Intermediárne alkalicko-vápenaté vulkanity oblúkového typu sú tvorené bazaltickými andezitmi, ojedinele dacitmi a ich produktmi. Vekovo sú doložené najmä zo stredného miocénu (sarmat). Priestorovo sa viažu predovšetkým na východoslovenskú oblasť (vulkanity Slanských vrchov a Vihorlatských vrchov).

Bázické alkalické vulkanity sú zastúpené predovšetkým bazaltmi a nefelinickými bazanitmi vystupujúcimi len v stredoslovenskej oblasti. Vekovo (vrchný miocén – kvartér) aj geodynamicky zodpovedajú záverečným fázam vulkanickej aktivity. Najmladšie produkty (nefelinické bazanity), ktorých vek je dokumentovaný na 100 000 až 140 000 rokov, sa vyskytujú pri Novej Bani (lokalita Putíkov vršok).

Hustota neovulkanických hornín je značne variabilná (tab. 12). Táto variabilita je vyvolaná nielen zložením pôvodnej magmy, ale aj podmienkami tuhnutia (obsah prechavých zložiek, teplotný gradient a pôsobenie hydrotermálnych roztokov). Hustota závisí od acidity. S rastúcou

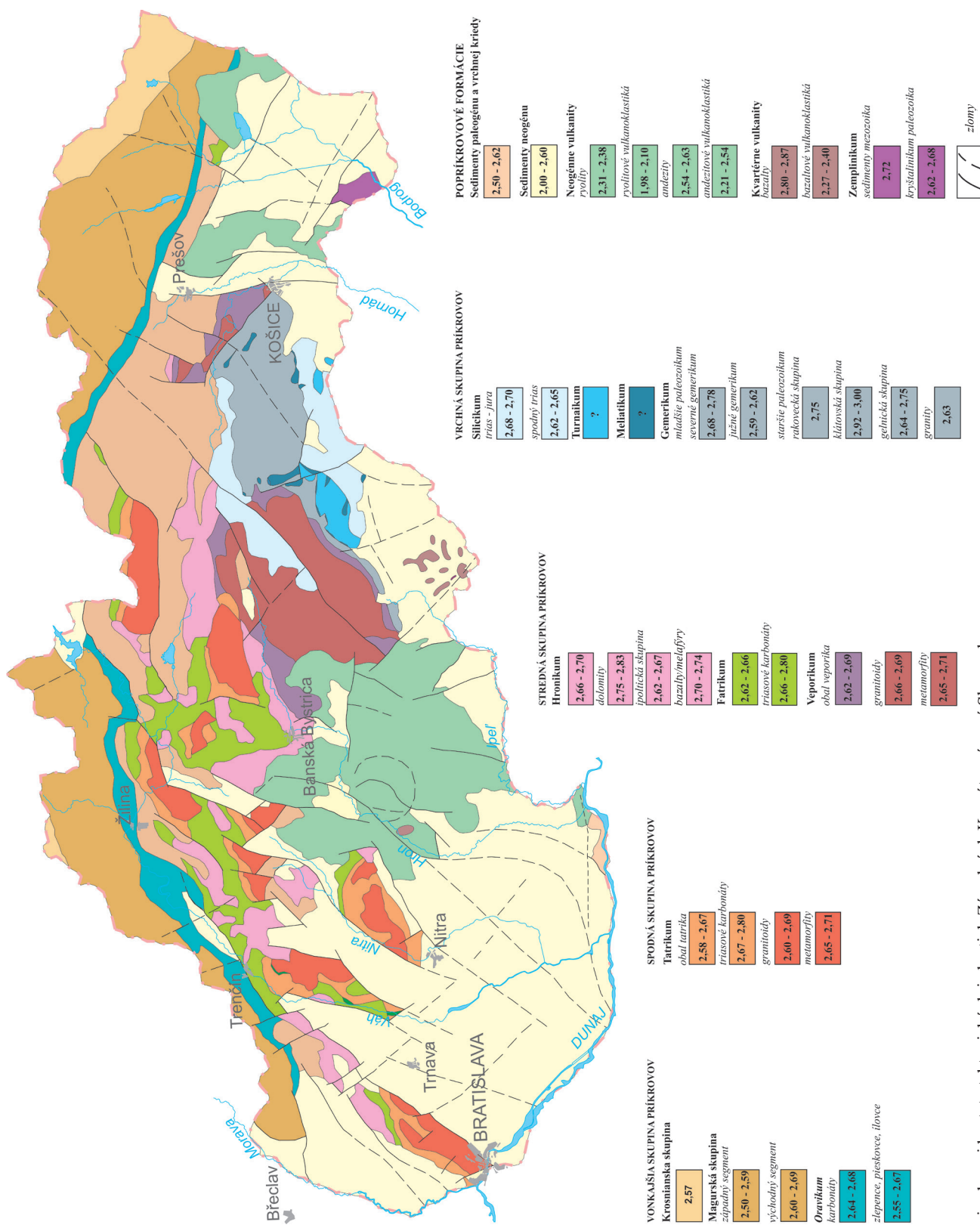
aciditou hornín ich objemová, mineralogická a prirodzená hustota klesá. Uvedená závislosť platí tak pri efúziivných a extruzívnych horninách, ako aj pri intruzívnych horninách. Prítomnosť terigénnych materiálov vedie k zníženiu objemovej, mineralogickej aj prirodzenej hustoty. Na základe analýzy vrtovej série GK (Biela, 1978) možno vysloviť predpoklad, že výskyt andezitov a andezitových vulkanoklastík je v pomere 1 : 3.

Hustota neogénnych vulkanitov na výslednej mape prirodzenej hustoty (obr. 9) je pre značnú variabilitu rozdelená na ryolity s intervalom 2,31 – 2,38 g · cm⁻³, ryolitové vulkanoklastiká s intervalom 1,98 – 2,10 g · cm⁻³, andezity s intervalom 2,54 – 2,63 g · cm⁻³ a andezitové vulkanoklastiká s intervalom 2,21 – 2,56 g · cm⁻³.

Tab. 12. Prehľad hustoty neogénnych a kvartérnych vulkanitov s príslušnou objemovou, mineralogickou a prirodzenou hustotou (Ibrmajer et al., 1989; Stránska et al., 1986).

Tab. 12. An overview of the densities of the Neogene and Quaternary volcanites with appropriate natural, matrix and dried sample densities (Ibrmajer et al., 1989; Stránska et al., 1986).

Horninový typ	σ_0 [g · cm ⁻³]	σ_m [g · cm ⁻³]	σ_p [g · cm ⁻³]
Ryolity	2,20 – 2,32	2,46 – 2,47	2,31 – 2,38
Ryolitové vulkanoklastiká	1,71 – 1,90	2,37 – 2,39	1,98 – 2,10
Andezity	2,49 – 2,61	2,63 – 2,69	2,54 – 2,63
Andezitové vulkanoklastiká	1,99 – 2,20	2,56 – 2,63	2,21 – 2,56
Bazalty	2,78 – 2,86	2,87 – 2,91	2,80 – 2,87
Pyroklastiká bazaltov	2,05 – 2,25	2,64	2,27 – 2,40



Obr. 9. Mapa prirodzenej hustoty tektonických jednotiek Západných Karpát na území Slovenska. Fig. 9. Map of the natural densities individual tectonic units of the Western Carpathians (Slovakia).

ZÁVER

Pri geologickej a geofyzikálnej interpretácii tiažového poľa je nutné poznať hustotu jednotlivých horninových komplexov a ich hustotnú variabilitu v rámci študovanej oblasti. Prírodná hustota tektonických jednotiek Západných Karpát na území Slovenska je značne ovplyvnená zložitou geologickou stavbou. Variabilita hustoty je pozorovateľná nielen v horizontálnom, ale aj vo vertikálnom smere.

Zostavená mapa podáva informácie o charakteristickej prírodzenej hustote jednotlivých tektonických jednotiek na území Slovenska. Tektonické jednotky sú vzhľadom na vek ich individualizácie rozčlenené na Vonkajšie Západné Karpaty a Vnútorne Západné Karpaty.

Vonkajšie Západné Karpaty tvorí vonkajšia skupina príkrovov. V rámci vonkajšej skupiny príkrovov je vyčlenená krosnianska jednotka, magurská jednotka a oravikum. Krosniansku jednotku na území Slovenska zastupuje najmä duklianska čiastková jednotka/príkrov. Prevažnú litologickú náplň uvedenej jednotky tvoria najmä pieskovce s prírodnou hustotou $2,57 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Magurskú jednotku môžeme z hľadiska rozdielnej litologickej náplne rozdeliť na západný a východný segment (Stránska et al., 1986). Západný segment tvoria pieskovce a ílovce v približne rovnakom pomernom zastúpení, pričom na výslednej mape hustoty ho charakterizuje interval prírodzenej hustoty $2,50 - 2,59 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Východný segment reprezentujú najmä pieskovce s intervalom hustoty $2,60 - 2,69 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Z hľadiska zonálneho usporiadania čiastkových jednotiek/príkrovov magurskej jednotky je pozorovateľný trend zvyšovania hustoty smerom k bradlovému pásmu (Šefara a Bielík, 2009): bielokarpatská jednotka $2,62 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, krynická jednotka $2,65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, bystrická jednotka $2,60 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, račianska jednotka $2,54 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Na výslednej mape prírodzenej hustoty je jednotka oravika rozčlenená na základe litostratigrafickej náplne na karbonáty (prevažne jura) s prírodnou hustotou $2,64 - 2,68 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a zlepenice, pieskovce a ílovce (prevažne krieda) s prírodnou hustotou $2,55 - 2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Karbonátové sedimenty predstavujú jadrá bradiel, pričom klastické sedimenty zastupujú tzv. „obal“ bradiel.

Vnútorne Západné Karpaty tvorí spodná, stredná a vrchná skupina príkrovov. V litostratigrafických tabuľkách jednotlivých tektonických jednotiek/skupín príkrovov sú uvedené príslušné hodnoty objemovej, mineralogickej a prírodzenej hustoty.

Spodnú skupinu príkrovov tvoria tektonické jednotky tatrika a váhika. Tektonická jednotka tatrika sa skladá z hornín kryštalínika, v rámci ktorého sú vyčlenené granitoidy s prírodnou hustotou $2,60 - 2,69 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a metamorfity s prírodnou hustotou $2,65 - 2,71 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. V nadloží kryštalínika vystupujú obalové sekvencie tatrika s prírodnou hustotou $2,58 - 2,68 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. V rámci obalových sekvencií tatrika sú zvlášť vyčlenené triasové karbonáty, ktorých prírodná hustota sa pohybuje v rozmedzí až $2,67 - 2,80 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Triasové karbonáty sú vyčlenené zvlášť hlavne vzhľadom na vyššiu hustotu dolomitov, ktorá značne ovplyvňuje interpretáciu v regiónoch s ich prednostným

výskytom. Tektonická jednotka váhika je dosiaľ vyčlenená iba v Považskom Inovci (Plašienka et al., 1994; Pelech et al., 2016). Vzhľadom na jej obmedzený regionálny výskyt nie sú k dispozícii žiadne údaje o prírodzenej hustote jej litologických členov.

Strednú skupinu príkrovov tvoria tektonické jednotky hronika, fatrika a veporika. Tektonická jednotka hronika sa generálne člení na karbonáty (trias – krieda) a vulkanicko-sedimentárne formácie ipolitickej skupiny (karbón – perm). Vzhľadom na výraznú odlišnosť prírodzenej hustoty dolomitov, ktoré v mnohých regiónoch výskytu hronika predstavujú hlavný litostratigrafický člen, sú dolomity s prírodnou hustotou $2,75 - 2,83 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ vyčlenené ako samostatný litologický člen. Nečlenené triasové až kriedové sedimenty hronika majú prírodnú hustotu $2,66 - 2,70 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Podobný princíp bol aplikovaný aj v prípade ipolitickej skupiny, ktorá má ako celok prírodnú hustotu $2,62 - 2,67 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Melafýry/bazalty v rámci ipolitickej skupiny majú prírodnú hustotu $2,70 - 2,74 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. V rámci tektonickej jednotky fatrika sú vyčlenené triasové karbonáty (ramsaušké dolomity a gutensteinské vápence) s prírodnou hustotou $2,66 - 2,80 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, pričom fatrikum ako celok má prírodnú hustotu $2,62 - 2,66 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Veporikum je podobne ako tatrikum celokôrová jednotka (*thick-skinned*) s vlastným sedimentárnym obalom (mladšie paleozoikum – mezozoikum) a horninami kryštalínika. Obal veporika sa skladá z klastických sedimentov a karbonátov, ktorých prírodná hustota je $2,62 - 2,69 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Kryštalínikum veporika je rozdelené na granitoidy s prírodnou hustotou $2,66 - 2,69 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a metamorfity s prírodnou hustotou $2,65 - 2,71 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

Vrchnú skupinu príkrovov zastupujú tektonické jednotky silicika, turnaika, meliatika a gemerika. Tektonická jednotka silicikum je rozčlenená na základe litologickej náplne na dve skupiny. Spodnotriasové sedimenty sú reprezentované piesčito-bridličnatými horninami s prírodnou hustotou $2,62 - 2,65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Ďalší hustotný interval reprezentujú stredno- až vrchnotriasové vápence (wettersteinské vápence) spolu s jurskými sedimentmi s prírodnou hustotou $2,68 - 2,70 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Meliatikum a turnaikum majú len reliktný výskyt, preto informácie o hustote jednotlivých litotektonických členov nie sú dostupné. V tektonickej jednotke gemerika je možné vyčleniť staropaleozoické podložie a jeho mladopaleozoické obalové sekvencie. Mladšie paleozoikum sa člení na severné gemerikum s prírodnou hustotou $2,68 - 2,78 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a južné gemerikum s prírodnou hustotou $2,59 - 2,62 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Členenie staršieho paleozoika je založené na kontrastnosti litologickej náplne a rozdielnom vekovom zaradení (rakovecká, klátovská a gelnická skupina a granity). Staršie paleozoikum tvorí rakovecká skupina (bazalty a produkty bazaltového vulkanizmu) s prírodnou hustotou $2,75 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, klátovská skupina (amfibolity, ruly, gabrodiority) s prírodnou hustotou $2,92 - 3,00 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, gelnická skupina (sedimenty flyšového charakteru, porfýroidy, lydity) s prírodnou hustotou $2,64 - 2,75 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a gemeridné granity vystupujúce v podloží celej stavby príkrovov gemerika s prírodnou hustotou $2,63 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

Zemplinikum je tektonická jednotka s nejasným tektonickým zaradením. Je rozčlenená na kryštalinikum (granitoidy a ruly) a obalovú sekvenciu tvorenú mladším paleozoikom (klastiká karbónu a permu) s prirodzenou hustotou $2,62 - 2,68 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a mezozoickými sedimentmi s prirodzenou hustotou $2,72 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$.

Poprirovové formácie zahŕňajú sedimenty vrchnej kriedy a paleogénu, sedimenty neogénu a neogénne a kvartérne vulkanity. Paleogénne sedimenty spolu s vrchnokriedovými sedimentmi charakterizuje hustotný interval $2,50 - 2,62 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Sedimenty neogénu vykazujú značnú variabilitu hustoty nielen v horizontálnom, ale aj vo vertikálnom smere (Ibrmajer et al., 1989). Hustota neogénnych sedimentov narastá s hĺbkou vplyvom kompaktácie v intervale $2,00 - 2,60 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Na základe jednotlivých etáp vulkanizmu môžeme vulkanické horniny rozčleniť na neogénne a kvartérne. Neogénne vulkanity reprezentujú ryolity s prirodzenou hustotou $2,31 - 2,38 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, ryolitové vulkanoklastiká s prirodzenou hustotou $1,98 - 2,10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, andezity s prirodzenou hustotou $2,54 - 2,62 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a andezitové vulkanoklastiká s prirodzenou hustotou $2,21 - 2,54 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Kvartérne vulkanity tvoria bazalty s prirodzenou hustotou $2,80 - 2,87 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ a bazaltové vulkanoklastiká s prirodzenou hustotou $2,24 - 2,40 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Z uvedených intervalov hustoty neovulkanitov je možné vyvodit' predpoklad, že s rastúcou aciditou klesá prirodzená hustota a prítomnosť terigénnych materiálov vedie k zníženiu hodnôt prirodzenej hustoty (Ibrmajer et al., 1989).

Pod'akovanie

Výskum bol podporovaný projektmi Agentúry pre vedu a výskum č. APVV-0212-12, APVV-16-0146, APVV-16-0482 a APVV-16-0121, projektmi VEGA č. 1/0115/18, 1/0141/15, 2/0042/15 a grantom Univerzity Komenského č. UK/268/2017.

LITERATÚRA

- Alasonati-Tašárová, Z., Afonso, J. C., Bielik, M., Götze, H.-J. a Hók, J., 2009: The lithospheric structure of the Western Carpathian-Pannonian Basin region based on the CELEBRATION 2000 seismic experiment and gravity modeling. *Tectonophysics*, 475, 1 – 3, 454 – 469.
- Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. X. Congress of Carpathian-Balkan Association. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 44.
- Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.), 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2, L – Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 360 s.
- Bezák, V., Broska, I., Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J., Polák, M., Havrila, M., Mello, J., Biely, A., Plašienka, D., Potfaj, M., Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B., Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlényi, M., Marko, F., Maglay, J. a Pristaš, J., 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky (1 : 500 000). Bratislava, Ministerstvo život. prostr. Slovenskej republiky, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bezák, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalínika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby (Proposal of the new dividing of the West Carpathian crystalline based on the hercynian tectonic building reconstruction). *Miner. Slov.*, 26, 1, 1 – 6.
- Biela, A., 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. *Region. geol. Západ. Karpát*, 10, 224 s.
- Bielik, M., Makarenko, I., Starostenko, V., Legostaeva, O., Dérerová, J., Šefara, J. a Pašteka, R., 2005: New 3D gravity modeling in the Carpathian-Pannonian basin region. *Contr. Geophys. Geod.*, 35, 1, 65 – 78.
- Biely, A. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 77 s.
- Birch, F., 1961: The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars (Part II). *J. geophys. Res.*, 65, 7, 1 083 – 1 102.
- Bouček, B. a Příbyl, A., 1959: O geologických pomnerech Zemplínskeho pohorí na východnom Slovensku. *Geol. Práce, Zoš.*, 52, 185 – 222.
- Bucha, V. a Blížkovský, M. (eds.), 1994: Crustal structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians. Berlin – Heidelberg, Springer-Verlag – Academia, 355 s.
- Eliáš, M. a Uhmman, J., 1968: Densities of the rocks in Czechoslovakia. *Praha, Geol. Surv.*, 84 s.
- Faryad, S. W., 1995: Geothermobarometry of metamorphic rocks from the Zemplinikum (Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath.*, 46, 2, 113 – 123.
- Gardner, G. H. F., Gardner, L. W. a Gregory, A. R., 1974: Formation velocity and density – The diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39, 6, 770 – 780.
- Geologická mapa Slovenska M 1 : 50 000 [online]. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 2013. Dostupné na internete: <http://apl.geology.sk/gm50js>.
- Grečula, P. a Együd, K., 1982: Litostratigrafia mladšieho paleozoika a spodného triasu Zemplínskych vrchov. *Miner. Slov.*, 14, 3, 221 – 239.
- Grečula, P. a Együd, K., 1977: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát. *Miner. Slov.*, 9, 6, 449 – 462.
- Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. Práce, Zpr.*, 81, 103 – 117.
- Guy, A., Edel, J.-B., Schulmann, K., Tomek, Č. a Lexa, O., 2011: A geophysical model of the Variscan orogenic root (Bohemian Massif): Implications for modern collisional orogens. *Lithos*, 124, 144 – 157.
- Havrila, M., 2011: Hronikum: paleogeografia a stratigrafia (vrchný pelsón – tuval), štrukturalizácia a stavba. *Geol. Práce, Spr.*, 117, 7 – 103.
- Hók, J., Šujan, M. a Šipka, F., 2014: Tectonic division of the Western Carpathians: an overview and a new approach. *Acta Geol. Slov.*, 6, 2, 135 – 143.
- Hók, J., Kováč, M., Pelech, O., Pešková, I., Vojtko, R. a Králiková, S., 2016: The Alpine tectonic evolution of the Danube Basin and its northern periphery (southwestern Slovakia). *Geol. Carpath.*, 67, 5, 495 – 505.
- Pašteka, R., 2017: Petrofyzika: hustoty a pórovitosť. Učebné materiály k predmetu Petrofyzika. Bratislava, Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky, PriF UK. Dostupné online: <http://www.kaeg.sk/wp-content/uploads/2014/09/hustoty1.pdf>.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J. a Stráňík, Z., 2002: Geologická minulosť České republiky. Praha, Academia, 436 s.
- Christensen, N. I. a Mooney, W. D., 1995: Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. geophys. Res.*, 100 (B7), 9 761 – 9 788.
- Ibrmajer, J., Suk, M., Blížkovský, M., Buday, T., Cidlinský, K., Čekan, V., Čermák, V., Daňko, J., Filo, M., Fusán, O., Hrouda, F., Kocák, A., Král, M., Krs, M., Kubeš, P., Lizoň, I., Manová, M., Marušíak, I., Matolín, I., Mořkovský, M., Muška, P., Novotný, A., Obernauer, D., Orlický, O., Ujezdská, V., Píchová, E., Pokorný, L., Stránska, M., Šalanský, K., Tkáč, J., Uhmman, J., Venhodová, D. a Weiss, J., 1989: Geofyzikální obraz ČSSR. 1. vyd. Praha, Ústř. Úst. geol., 354 s.

- Klinec, A., 1979: Geologické profily z niektorých oblastí Západných Karpát. In: Mahel', M. (ed.): Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 167 – 175.
- Kobr, M., 1997: Petrofyzika. Praha, Karolinum, 135 s.
- Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: Nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 5 – 202.
- Kozur, H. a Mock, R., 1973: Die Bedeutung der Trias – Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. Geol. paläont. Mitt., 3, 2, 1 – 14.
- Kysela, J. a Kullmanová, A. (eds.), 1988: Reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložia slovenskej časti Viedenskej panvy. Západ. Karpaty, Sér. Geol., 11, 7 – 51.
- Lachenbruch, A. H. a Morgan, P., 1990: Continental extension, magmatism and elevation. Formal relations and rules of thumb. Tectonophysics, 174, 1 – 2, 39 – 62.
- Ludwig, J. W., Nafe, J. E. a Drake, C. L., 1970: Seismic refraction. In: Maxwell, A. E.: The Sea. New York, Wiley Intersci., 53 – 84.
- Mišik, M., 1997: The Slovak part of the Pieniny Klippen Belt after pioneering works of D. Andrusov. Geol. Carpath., 48, 4, 209 – 220.
- Nafe, J. E. a Drake, C. L., 1957: Variations with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. Geophysics, 22, 523 – 552.
- Pelech, O., Hók, J., Havrila, M. a Pešková, I., 2016: Structural position of the Upper Cretaceous sediments in the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians). Acta Geol. Slov., 8, 1, 43 – 58.
- Plančár, J., Filo, M., Šefara, J., Snopko, L. a Klinec, A., 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. Západ. Karpaty, Sér. Geol., 2, 7 – 144.
- Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 125 s.
- Plašienka, D., Marschalko, R., Soták, J., Peterčáková, M. a Uher, P., 1994: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: Litostratigrafia a sedimentológia. Miner. Slov., 26, 311 – 334.
- Polák, M., Plašienka, D., Kohút, M., Putiš, M., Bezák, V., Maglay, J., Olšavský, M., Havrila, M., Buček, S., Elečko, M., Fordinál, K., Nagy, A., Hraško, E., Németh, Z., Malík, P., Liščák, P., Madarás, J., Slavkay, M., Kubeš, P., Kucharič, E., Boorová, D., Zlinská, A., †Siráňová, Z. a Žecová, K., 2012: Vysvetlivky ku geologickej mape Malých Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 287 s.
- Potfaj, M., 1986: Zhodnotenie geologických a geofyzikálnych poznatkov z oblasti Drietoma – Klanečnica. Manuskrpt. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 62 794), 33 s.
- Rozimant, K., Pašteka, V. a Šefara, J., 1994: Gravimetria. Bratislava, Univerzita Komenského, 309 s.
- Salaj, J. (ed.), Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. a Šucha, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 181 s.
- Samuel, O., Salaj, J. a Began, A., 1980: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. Bratislava, Západ. Karpaty, Sér. Geol., 6, 81 – 111.
- Slávik, J., 1976: Zemlinikum – možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. Geol. Práce, Spr., 65, 7 – 19.
- Sobolev, S. a Babeyko, A. Y., 1994: Modeling of mineralogical compositions, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks. Surv. Geophys., 15, 515 – 544.
- Soták, J., Spišiak, J. a Biroň, A., 1994: Metamorphic sequence with „Bündnerschiefer“ lithology in the Pre-Neogene basement of the East Slovakian Basin. Mitt. Österr. geol. Gesell., 86, 111 – 120.
- Straka, P., 1981: O veku série foederata. Geol. Práce, Spr., 75, 57 – 62.
- Stránska, M., Ondra, P., Husák, L. a Hanák, J., 1986: Hustotná mapa hornín Západných Karpát na území ČSSR. Záverečná správa. Manuskrpt. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (arch. č. 62 042), 261 s.
- Šefara, J. a Bielik, M., 2009: Geofyzikálny obraz Západných Karpát a ich okolia: geologická interpretácia geofyzikálnych meraní regionálneho a hlbinného charakteru. 1. vyd. Bratislava, Univerzita Komenského, 168 s.
- Šefara, J., Bielik, M., Bodnár, J., Čížek, P., Filo, M., Gnojek, I., Grecula, P., Halmešová, S., Husák, L., Janošík, B., Král, M., Kubeš, P., Kucharič, E., Kurkin, M., Leško, B., Mikuška, J., Muška, P., Obernauer, D., Pospíšil, L., Putiš, M., Šutora, A. a Velich, R., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie. Bratislava, Slov. geol. úrad – Brno, Geofyzika – Liberec, Uran. priem., 267 s.
- Šefara, J., Bielik, M., Vozár, J., Katona, M., Szalaiová, V., Vozárová, A., Šimonová, B., Pánisová, K., Schmidt, S. a Götze, H.-J., 2017: 3D density modelling of Gemeric granites of the Western Carpathians. Geol. Carpath., 68, 3, 177 – 192.
- Vass, D., Bodnár, J., Elečko, M., Gaál, L., Hanáček, J., Hanzel, V., Lexa, J., Mello, J., Pristaš, J. a Vozárová, A., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 179 s.
- Vozárová, A., 1991: Petrológia hornín kryštalínika zemlinika. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 14, 7 – 59.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1996: Terranes of West Carpathians – North Pannonian domain. Slov. Geol. Mag., 1, 65 – 85.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in the West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 314 s.
- Wagreich, M. a Marschalko, R., 1995: Late Cretaceous to Early Tertiary palaeogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria): implications from heavy mineral data. Geol. Rdsch., 84, 1, 187 – 199.
- Zoubek, V., 1957: Hranice gemerid s veporidami. Geol. Práce, Zoš., 46, 38 – 43.

SUMMARY

In the geological and geophysical interpretation of gravity field it is necessary to know the densities of individual rock complexes and their density variability within the studied area. The analysed data are composed in overview of the densities of tectonic units participating in the geological structure of the Western Carpathians on the territory of Slovakia. Geological structure of the Slovakia divided into the External Western Carpathians (EWC) and Internal Western Carpathians (IWC). EWC are represented by Flysch units and Oravicum. IWC includes of lower group of nappes (Vahic unit and Tatricum unit), Middle group of nappes (Hronicum, Fatricum and Veporicum units) and Upper group of nappes (Gemerium, Bôrka Unit, Meliaticum, Turnaicum and Silicicum) (sensu Hók et al., 2014). Overstep complexes are represented by the Cenozoic sediments and volcanites. Collected available data are processed in the lithostratigraphic columns of relevant tectonic units with represent natural, matrix and dried sample densities for particular lithostratigraphic formations. Particularly in the Cainozoic sediments, their densities vary both horizontally and vertically. The final output of this study is the map of the tectonic units of the Western Carpathians with

the values of the natural densities of the individual tectonic units. The presented map can serve as the principal background in geosciences interpretations.

The External Western Carpathians are represented by the External Group of Nappes, composed of the Krosno and Magura units and the Oravicum. The Krosno (sub-) unit is in the Slovak territory represented mainly by the Dukla (sub-) unit or nappe. Lithologically it mostly consists of sandstones with natural density 2.57 g.cm^3 . The Magura unit can be divided from the point of view of the different lithological content into the western and eastern segment (Stránska et al., 1986). The western segment is composed of sandstones and claystones with approximately the same proportion. Pictured in the resulting density map (Fig. 9) where it is characterized by the natural density interval $2.50\text{--}2.59 \text{ g.cm}^3$. The eastern segment is represented mainly by sandstones with a natural density interval $2.60\text{--}2.69 \text{ g.cm}^3$. The trend of density increase towards the Klippen Belt is observed in the Magura unit zonally arranged sub-units/nappes (Šefara and Bielik, 2009): Biele Karpaty unit 2.62 g.cm^3 , Krynica unit 2.65 g.cm^3 , Bystrica unit 2.60 g.cm^3 and Rača unit 2.54 g.cm^3 . The Oravicum is in the resulting map (Fig. 9) based on lithostratigraphic content divided into carbonates (mostly Jurassic in age) with natural density $2.64\text{--}2.68 \text{ g.cm}^3$ and siliciclastic rocks (mostly Cretaceous in age) with natural density $2.64\text{--}2.68 \text{ g.cm}^3$. The carbonates usually represent “cores” of klippen, while clastic sediments are the “klippen mantle”.

The Internal Western Carpathians are composed of Lower, Middle and Upper group of nappes. The schematic lithostratigraphic tables of particular tectonic units/group of nappes present the respective volumetric, mineralogical and natural density values in Tables 3–8. The Lower group of nappes is represented by Tatricum and Vahicum. The Tatricum is composed of crystalline basement rocks divided into granitoids with natural density $2.60\text{--}2.69 \text{ g.cm}^3$ and metamorphic rocks with natural density $2.65\text{--}2.71 \text{ g.cm}^3$. Tatric crystalline complexes are overlaid by sedimentary cover complexes with natural density ranging between $2.58\text{--}2.68 \text{ g.cm}^3$. It should be noted that particularly Triassic carbonates with natural density interval between $2.67\text{--}2.80 \text{ g.cm}^3$ should be treated separately due to presence of several dolomite formations (with higher density).

The Middle group of nappes is represented by the Hronicum, Fatricum and Veporicum. The Hronicum is divided carbonates (Triassic–Cretaceous) and volcanosedimentary Ipoltica Gropu (Carboniferous–Permian) (Tab. 4). Again, due to the marked difference in the natural density of dolomites that represent an important volume of Hronic sequence in particular region, are treated as separate lithological member with natural density $2.75\text{--}2.83 \text{ g.cm}^3$. Undivided Triassic to Cretaceous sediments of Hronicum have natural density $2.66\text{--}2.70 \text{ g.cm}^3$. A similar principle was applied to the Ipoltica Group, which has a natural density of $2.62\text{--}2.67 \text{ g.cm}^3$. Melaphyrs/basalts within the Ipoltica Group have a natural density of $2.70\text{--}2.74 \text{ g.cm}^3$. The Fatricum is divided into Triassic carbonates (Ramsau dolomite, Gutenstein limestone) with natural density

$2.66\text{--}2.80 \text{ g.cm}^3$, and the overall density of Fatricum is $2.62\text{--}2.66 \text{ g.cm}^3$ (Tab. 5). Veporicum is similar to Tatricum with crystalline basement complexes and sedimentary cover (late Paleozoic–Mesozoic, Tab. 6). The Veporic sedimentary cover is composed of clastic sediments and carbonates with natural density $2.62\text{--}2.69 \text{ g.cm}^3$. The Veporic crystalline basement is divided into granitoids with a natural density of $2.66\text{--}2.69 \text{ g.cm}^3$ and metamorphic rocks with a natural density of $2.65\text{--}2.71 \text{ g.cm}^3$.

The Upper group of nappes is composed of Silicicum, Tornaicum, Meliaticum and Gemicum. The Silicicum is divided based on its lithological character into Lower Triassic siliciclastics with natural density $2.62\text{--}2.65 \text{ g.cm}^3$ and Middle to Upper Triassic carbonates (mostly Wetterstein facies) and minor Jurassic sediments with density $2.68\text{--}2.70 \text{ g.cm}^3$ (Tab. 7). The Meliaticum and Turnaicum are found only in the relicts and information about their densities are not available. The Gemicum is divided into Lower Paleozoic and Upper Paleozoic sequences (Tab. 8). The Upper Paleozoic rocks are divided into Northern Gemic with density $2.68\text{--}2.78 \text{ g.cm}^3$ and South Gemic with density $2.59\text{--}2.62 \text{ g.cm}^3$. The Lower Paleozoic rocks are divided based on lithological content and different age into Rakovec, Klátov and Gelnica groups and granitoids. The Rakovec group (basalts and products of basaltic volcanism) are characterized by natural density 2.75 g.cm^3 , the Klátov group (amphibolites, gneisses and gabbro-diorites) with natural density $2.92\text{--}3.00 \text{ g.cm}^3$, Gelnica group (“flysch” – like sediments, acid metavolcanites and lydites) with natural density $2.64\text{--}2.75 \text{ g.cm}^3$ and Gemic granites with natural density 2.63 g.cm^3 . The Zemplinicum is divided into crystalline basement rocks (granitoids and gneiss) and the sedimentary cover sequence consisting of the Upper Paleozoic (Carboniferous and Permian siliciclastics) with a natural density of $2.62\text{--}2.68 \text{ g.cm}^3$ and Mesozoic sediments with a natural density of 2.72 g.cm^3 .

The post-nappe formations are represented by Upper Cretaceous and Paleogene sediments as well as Neogene and Quaternary volcanites. The Paleogene Upper Cretaceous sediments are characterized by a density $2.50\text{--}2.62 \text{ g.cm}^3$ (Tabs. 10 and 11) The Neogene sediments exhibit considerable density variability not only in the horizontal but also in the vertical direction (Ibrmajer et al., 1989). The density of the Neogene sediments increases with a depth due to compaction in the interval $2.00\text{--}2.60 \text{ g.cm}^3$. The Neogene volcanites are represented by rhyolites with a natural density of $2.31\text{--}2.38 \text{ g.cm}^3$, rhyolite volcanoclastics with a natural density of $1.98\text{--}2.10 \text{ g.cm}^3$, andesites with a natural density of $2.54\text{--}2.62 \text{ g.cm}^3$ and andesite volcanoclastics with a natural density of $2.21\text{--}2.54 \text{ g.cm}^3$. The Quaternary volcanites consist of basalts with a natural density of $2.80\text{--}2.87 \text{ g.cm}^3$ and basaltic volcanoclastics with a natural density of $2.24\text{--}2.40 \text{ g.cm}^3$ (Tab. 12).

Manuskript doručení: 30. 7. 2018

Revidovaná verzia doručená: 18. 9. 2018

Rukopis akceptovaný redakčnou radou: 11. 12. 2018