

GEOLÓGIA A TEKTONIKA STYČNEJ OBLASTI CENTRÁLNYCH A EXTERNÝCH KARPÁT NA ZÁPADNOM SLOVENSKU – PREHĽAD NOVÝCH VÝSLEDKOV A KONCEPCIÍ



Geology and tectonics of the contact zone of the Central and External Carpathians in western Slovakia – a review of new results and conceptions

Dušan Plašienka

Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského, Mlynská dolina, Ilkovičova 6, 842 15 Bratislava 4, Slovenská republika; e-mail: plasienka@fns.uniba.sk

(25-Bytča, 35-Trnava)

Key words: Western Carpathians, Pieniny Klippen Belt, Fatricum, Gosau basins, tectonic evolution

Abstract

New data gathered in the Pieniny Klippen Belt (PKB) and adjacent zones along the Central–External Carpathians boundary in western Slovakia allow for a formulation of an updated model of its structure and tectonic evolution. In general, these zones evolved as an accretionary complex in front of the prograding Central Western Carpathian orogenic wedge during the latest Cretaceous to Paleogene. Step-by-step forward accretion of Oravic units of the PKB (Šariš, Subpieniny, Pieniny) with piggyback frontal elements of the Fatric units (Drietoma, Manín, Klape) was followed by incorporation of the External Carpathian Biele Karpaty and Magura units and brought about transfer of the Oravic elements from the wedge tip to its rear. The wedge growth was accompanied by steepening of the PKB structures up to final overturning and backthrusting to the south in places. By this process, the PKB were ultimately placed in the centre or southern limb of an asymmetric fan-wise accretionary wedge, i.e. in a backstop position between the wedge and rigid Central Carpathian block. Consequently, the original fold-and-thrust structures of the PKB were modified or largely obliterated by superimposed out-of-sequence thrusting, transpressional and transtensional deformation. In addition to a rather poor brittle structural record that is mostly related to younger post-thrusting deformation, these processes are nicely registered by synorogenic clastic sediments in both the trench-foredeep basins in the lower plate of the convergent system (Oravic units) and in the piggyback, wedge-top basins above the deformed wedge (Gosau-type basins). Sedimentary record in the wedge-top area is differentiated into several transgression/regression cycles that are interpreted in terms of the critical wedge theory.

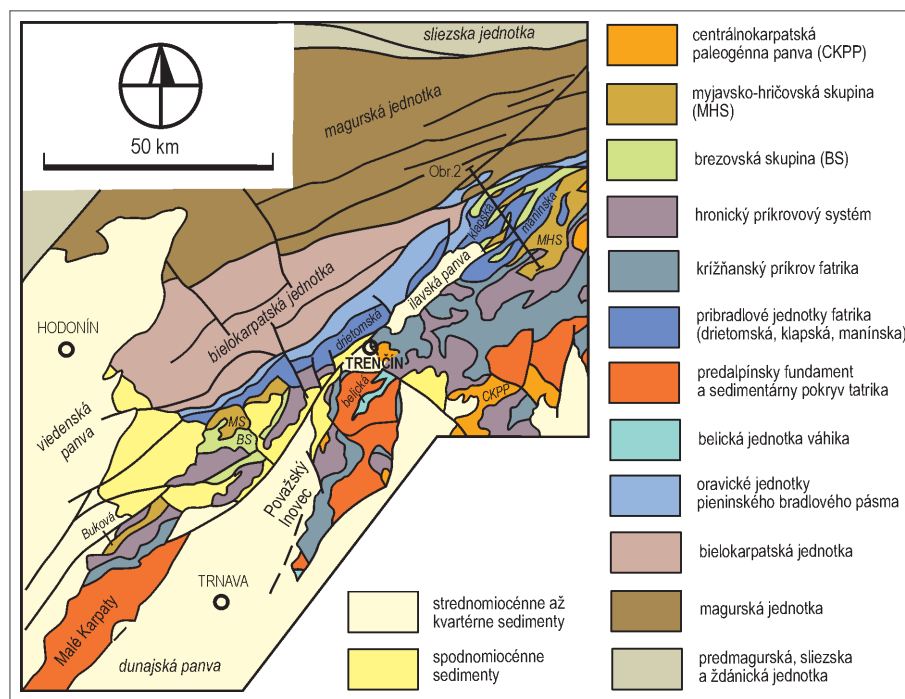
Úvod

Styčná oblasť centrálnych a externých Západných Karpát predstavuje komplikovanú sutúrnu zónu s množstvom tektonických a litostratigrafických jednotiek pochádzajúcich z často pôvodne vzdialených paleogeografických oblastí. Tieto sa do súčasnej pozície dostali po dlhodobom zložitom tektonickom vývoji, ktorý zahrnoval spodnojurský rifting triasového kontinentálneho, karbonátovo-klastického šelfu, otvorenie nových oceánskych domén napojených cez alpské penninské oceány na stredný Atlantik a ich rozširovanie počas strednej jury až spodnej kriedy. Oceánske panvy boli neskôr počas vrchnej kriedy a paleogénu postupne deštruované subdukčnými procesmi sprevádzanými progradácnym rastom akrečného klina a jeho deformáciou a sedimentáciou litologicky veľmi pestrých súvrství v rôznorodých depozičných prostrediach. Napokon bola styčná oblasť dotvorená neogénnymi transpresnými a transtenznými pohybmi.

Cieľom tohto príspevku je podať stručný prehľad geologickej stavby a tektonického vývoja danej oblasti s dôrazom na nové zistenia v predneogénnych jednotkách, ktoré sa premietajú aj do formulovania aktualizovaných vývojových tektonických modelov. Podstatná časť uvádzaných nových poznatkov je výsledkom výskumu širokého autorského kolektívu podieľajúceho v ostatných rokoch sa na riešení výskumných projektov na pracovisku zosťavovateľa tohto článku, z ktorých tie podstatné sú uvedené v zozname citovanej literatúry.

Geologická stavba a tektonické jednotky styčnej oblasti

Oblasť, ktorou sa budeme zaoberať, zahŕňa z geografického hľadiska severnú časť Malých Karpát (Biele hory, Brezovské a Čachtické Karpaty), Myjavskú pahorkatinu, Biele (Bílé) Karpaty, Javorníky a sz. časti Strážovských vrchov a Považského Inovca. Z regionálneho geologického hľadiska sú to najjužnejšie zóny z. časti externých Karpát (bielokarpatská a magurská jednotka), pieninské bradlové pásmo (podbrančsko-trenčiansky a púchovský úsek), čelné časti centrálnokarpatských príkrovov fatrika a hronika, ako aj jednotiek tatrika v ich podloží a sedimentov gosauskej superskupiny v ich nadloží (obr. 1). V tektonickej superpozícii odspodu nahor obsahujú tieto zóny nasledovné hlavné tektonické jednotky: 1 – magurský príkrov (bystrická podjednotka); 2 – bielokarpatská jednotka (bošácky, zubácky a javorinský príkrov sensu Potfaj in Bezák ed. 2004); 3 – jednotky oravika bradlového pásma (šarišská, subpieninská a pieninská jednotka); 4 – belická jednotka váhika; 5 – najexternejšie jednotky tatrika resp. infratatrika (napr. inovecký príkrov); 6 – jednotky fatrika pribradlovej zóny (klapská, manínska a drietomská jednotka); 7 – čelá hronických jednotiek; 8 – senónsko-strednoeocénne sedimenty gosauskej superskupiny. Uvedieme teraz charakteristiku niektorých novovyčlenených jednotiek resp. aktuálne názory na ich postavenie a vývoj aj s príslušnými literárnymi zdrojmi



Obr. 1: Schematická mapa rozloženia hlavných tektonických jednotiek styčnej oblasti externých a centrálnych Karpát na západnom Slovensku a východnej Morave. Zjednodušené podľa Plašienku a Sotáka (2015).

Fig. 1: Schematic map of distribution of the principal tectonic units of the contact area of the Central and External Carpathians in territories of western Slovakia and eastern Moravia. Simplified after Plašienka and Soták (2015).

z ostatných zhruba desiatich rokov, v ktorých sú citované aj všetky staršie relevantné publikácie.

Jednotky oravika reprezentujú v stavbe pieninského bradlového pásma (PBP) jeho najvýraznejší tektonický i morfoštruktúrny element, sú prítomné pozdĺž celého jeho priebehu a boli derivované zo samostatnej paleotektonickej a paleogeografickej domény známej ako czorsztyňský chrbát a jeho svahy. Chrbát bol budovaný fragmentom kontinentálnej kôry umiestneným počas jury a kriedy medzi dvomi vetvami oceánskej kôry penninika – z juhu ligursko-piemontsko-váhickým oceánom a zo severu valaisko-rhenodanubicko-magurským oceánom (napr. Froitzheim et al. 2008 a tamojšie citácie). V súčasnosti vyčleňujeme tri základné príkrovové jednotky oravika, a to odspodu nahor jednotku šarišskú, subpieninskú a pieninskú (Plašienka – Mikuš 2010; Plašienka 2011, 2012; Plašienka – Soták 2015). Okrem toho sú nové litologicko-stratigrafické poznatky o jednotkách PBP na západnom Slovensku uvedené aj v práci Schlögl et al. (2009), vrátane opisu najvýznamnejších lokalít.

Šarišská jednotka je novo vymedzený element oravika (Plašienka – Mikuš 2010), ktorý buduje podstatnú časť pieninského a šarišského úseku PBP na východnom Slovensku. Ide vlastne o pokračovanie jednotky Grajcarka z poľských Pienin, ale so širším stratigrafickým rozsahom a hlavne s ináč chápaným tektonickým postavením (cf. Oszczyk et al. 2010). Šarišská jednotka zahrnuje tektonicky značne rozčlenené fragmentárne, ale kompozitne súvislé sledy s prevahou hlbokovodných pelagických a kondenzovaných facií od spodnej jury až po stredný

eočén. Ich typickými členmi sú napr. spodnoliasové synriftové klastiká grestenského typu, vrchnoliasové tmavé škvrtité slieňovce a bridlice (allgäuske s.), spodnodogerské čierne ílovce a sludnaté turbiditové pieskovce (tzv „čierny flyš“, szlachtowské s.; napr. Gedl – Józsa 2015 a tamojšie citácie), vrchnodogerské a spodnomalmské radiolarity, titónsko-spodnokriedové pelagické rohovcové a škvrtité vápence, rôzne tmavé strednokriedové slieňovce, ílové bridlice a silicity, ďalej vrchnokriedové pestré, zväčša nevápnité červené ílovce typu Cretaceous Oceanic Red Beds (CORB; malinowské s.) a predovšetkým charakteristické jarmutské súvrstvie mástrichtského a pročské súvrstvie paleocén-spodnoeočénneho veku. Tie sú tvorené nahor hrubnúcimi synorogénnymi klastikami

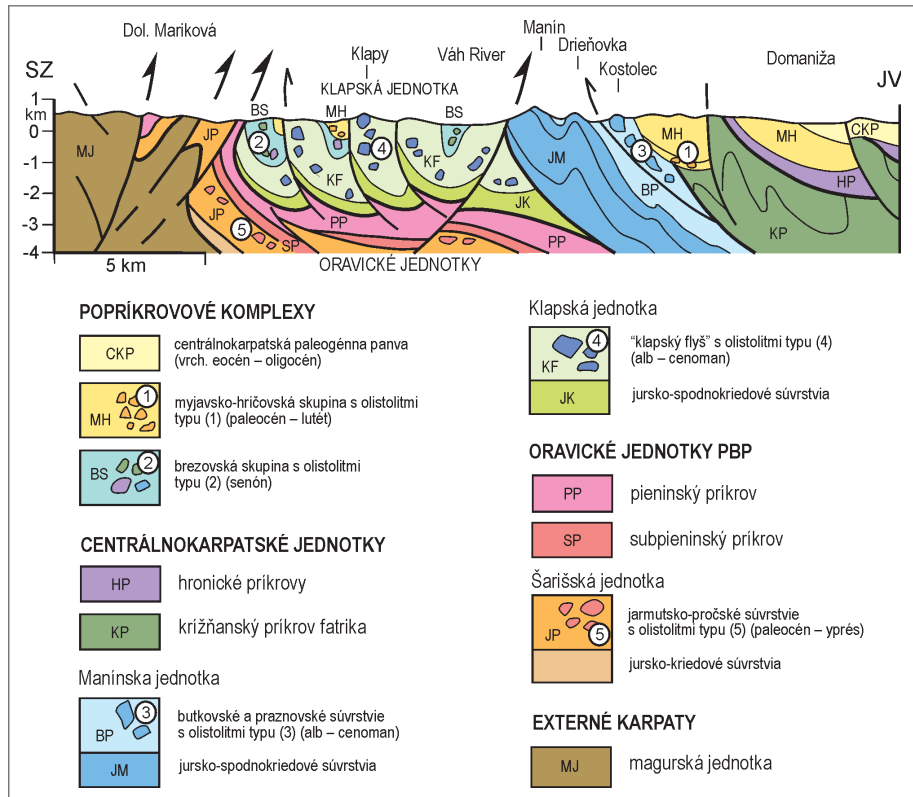
– vápnitými ílovcami, turbiditovými kremeň-karbonátovými pieskovecami, zlepcami s obsahom exotických obliakov a olistostrómovými brekciami (milpošská brekcia; Plašienka – Mikuš 2010; Plašienka 2012). Brekcie a v nich ležiace olistolity až hektometrových rozmerov sú tvorené materiálom vyššie ležiacich oravických jednotiek, predovšetkým subpieninskej s charakteristickou czorsztyňskou sukcesiou. Interpretované sú ako sklzové telesá typu chaotických netriedených masových tokov s materiálom derivovaným z progradujúceho čela subpieninského a nadložného neseného pieninského príkrovu.

Kým šarišská jednotka v stavbe niektorých častí východoslovenského PBP dominuje a jej fragmenty sú bežné aj v oravskom a varínskom (kysuckom) úseku, na západnom Slovensku do nej možno zaradiť len niektoré šupiny na rozhraní PBP a bielokarpatskej jednotky budované paleogénnymi sedimentmi typu pročského súvrstvia (kopanický vývoj – Picha et al. 2006; kartografické vymedzenie Cháb et al. 2007; brvnišská šupina – Potfaj in Mello ed. 2011) a len s menšou istotou aj staršie kriedové pelagické súvrstvia lokálnej jednotky Fodorka („čierna krieda“ – Salaj 1995). Šarišská jednotka mala svoj najpravdepodobnejší pôvod na severných svahoch czorsztyňského chrbta klesajúcich do hlbokovodných paniev dnešných externých Karpát, predovšetkým bielokarpatskej, keďže klastické súvrstvia magurskej jednotky obsahujú len minimum karbonátového materiálu a prakticky žiadny z oravických jednotiek PBP.

Subpieninský príkrov je budovaný viacerými litostratigrafickými sukcesiami, v prvom rade czorsztyňskou,

ale aj niektorými „prechodnými“, ktoré boli pôvodne umiestnené na južných svahoch czorsztynského chrbta (napr. niedzická, pruská, czertezická sukcesia). Czorsztynská sukcesia obsahuje panvové hemipelagické dysoxické sedimenty spodnej jury až áľenu, v bajoku ale nastalo náhle splytčenie zaznamenané plytkovodnými piesčito-krinoidovými vápencami a prizlomovými brekciami (Aubrecht – Szulc 2006). Splytčenie je interpretované ako prvý výrazný výzdvih czorsztynského chrbta spojený s otváraním váhického oceánu, ktorý ho oddelil od severotatrického okraja centrálneokarpatského bloku (Plašienka 2003, 2012). Následná termálna subsidencia viedla k usadzovaniu typických červených hľuznatých vápencov fácie „ammonitico rosso“ od batu až po kimeridž. Titónsko-spodnokriedové vápence sú opäť relatívne plytkovodné, bohaté na bioklastický materiál, v západoslovenskom úseku PBP sa však vyskytujú len ojedinele. Skôr sú tu zaznamenané znaky vynorenia, krasovatenia a erózie starších karbonátov až po úroveň strednojurských sedimentov, napr. v bradlách Ostrá hora (Horné Sŕnie) a Vršatec (Aubrecht et al. 2006). Hlavný výzdvih a vynorenie chrbta nastalo zrejme počas barému a aptu, pretože sedimenty tohto veku sa v czorsztynských sledoch vôbec nevyskytujú. Po tomto hiáte sa czorsztynský chrbát opäť ponoril a od albu až do kampánu na ňom sedimentovali pestré pelagické slieňovce fácie „couches rouges“, v bradlovom pásme známe aj ako púchovské sliene. Významné paleogeografické otázky kladie zistenie hojnej prítomnosti chróm-spinelidov v ťažkej frakcii sedimentov na báze tohto nového sedimentačného cyklu (Aubrecht et al. 2009). Novým zistením v subpieninskej jednotke je aj prítomnosť pravdepodobne vrchnokriedových vulkanitov charakteru submarinných výlevov hyaloklastitových láv alkalických bazaltov až bazanitov, ktoré boli objavené v skupine Vršatských bradiel (Bučová et al. 2010; Spišiak et al. 2011).

Sedimentárne sledy subpieninskej jednotky sa zväčša končia „flyšovými“ synorogénnymi klastikami jarmutského súvrstvia mástrichtského veku. Podobne ako v prípade jarmutského a pročského súvrstvia šarišskej jednotky, obsahuje aj jarmutské súvrstvie subpieninskej jednotky karbonatické olistostromatické brekcie, označované v tomto prípade ako gregoriánske. Tie obsahujú výlučne materiál derivovaný z nadložnej pieninskej jednotky



Obr. 2: Geologický rez cez bradlové pásmo a príslušné zóny na strednom Považí (lokalizácia rezu je naznačená na obrázku 1). Upravené podľa Plašienku et al. (2015).

Fig. 2: Geological cross-section through the Pieniny Klippen Belt and adjacent zones in the area of the Middle Váh River Valley (see Fig. 1 for the position of the section). Adapted from Plašienka et al. (2015).

(hlavne spodnokriedové vápence pieninského súvrstvia, v menšej miere aj jurské radiolaryty) a sú podobne ako milpošské brekcie šarišskej jednotky interpretované ako masové toky derivované z čela nasúvajúceho sa pieninského príkrovu (Plašienka – Mikuš 2010; Plašienka – Soták 2015). Ich analógom sú na Orave známe zaskalské brekcie tvorené najmä klastami strednokriedových slieňovcov. Niekoľko lokalít s podobnými klastikami sa našlo aj v púchovskom úseku, tie ale zatiaľ neboli podrobnejšie spracované.

Pieninský príkrov obsahuje prevažne hlbokovodné pelagické sedimenty od spodnej jury do vrchnej kriedy (napr. Michalík et al. 2009), pričom jej jednotlivé, sčasti odlišné litostratigrafické sukcesie ako sú pieninská s.s., kysucká, braniská a pravdepodobne aj nižnianska (Józsa – Aubrecht 2008) sa zväčša končia nahor hrubnými synorogénnymi klastikami vrchného turónu až santónu, vrátane tzv. exotických zlepcov. Tektonické nadložie pieninskej jednotky je tvorené presunutými frontálnymi elementmi centrálneokarpatských príkrovov, ktoré v súčasnosti zaraďujeme do fatrického príkrovového systému (drietomská, klapská a manínska jednotka – obr. 1 a 2). Do pieninskej jednotky sme ako príkrovovú trosku, spolu s menšou šupinou pravdepodobne czorsztynskej sukcesie, zaradili aj problematický výskyt bradlových jednotiek uprostred bystrickej zóny magurskej jednotky pri Dolnej Marikovej (Plašienka et al. 2010), ktorý bol pôvodne interpretovaný ako tektonické okno.

Drietomská jednotka vystupuje v myjavskom, trenčianskom a púchovskom úseku PBP, kde je štruktúrne úzko spätá s podložnými oravickými jednotkami. Tvoria ju hlbokovodné pelagické súvrstvia jury a spodnej kriedy, ktoré sú svojou náplňou blízke zliechovskej sukcesii krížňanského príkrovu fatrika. Za jej súčasť sa pokladali aj komplexy strednokriedových synorogénnych klastík, ktoré ale podľa novších výskumov tvoria samostatnú štruktúru korelovanú s klapskou jednotkou (Hók et al. 2009).

Manínska jednotka vystupujúca na strednom Považí je jedným z najkontroverznejších prvkov stavby Západných Karpát, pretože od interpretácie jej postavenia sa odvíjajú základné názory na vzťah medzi centrálnymi a externými zónami Karpát. Neistota pretrváva napriek tomu, že litostratigrafia manínskej jednotky je relatívne veľmi dobre známa (napr. Michalík et al. 2012, 2013). Hlavným problémom je to, že kým jursko-strednokriedové sedimentárne sledy manínskej jednotky majú čo do vývoja blízko ku centrálneokarpatským jednotkám či už tatrika alebo fatrika, na oblasť vystupovania manínskej jednotky sú viazané aj relatívne hrubé komplexy senónskych uloženín, čo je znak typický pre PBP. Pritom vzťah týchto senónskych hornín k podložným kriedovým súvrstviám je stále chápaný rozporuplne – podľa starších názorov ide o kontinuálnu sukcesiu bez prerušenia sedimentácie, podľa iných predstáv je ale medzi nimi významná tektonická línia a senónske komplexy sú súčasťou kysuckej sukcesie vystupujúcej spod manínskeho príkrovu vo forme tektonických okien (Rakús – Hók 2005; Mello ed. 2011). Treťou možnosťou, aplikovanou v práci Plašienku a Sotáka (2015) je, že senónske sedimenty reprezentujú nový transgresívny cyklus a usadili sa po príkrovovom presune manínskej jednotky zaraďovanej do centrálneokarpatskej superjednotky fatrikum (krížňanský príkrov s. l., pozri tiež Prokešová et al. 2012). V takom prípade sú tieto senónske horniny súčasťou gosauskej superskupiny, čo ostatne pre analogické horniny v oblasti klapskej jednotky navrhoval už Salaj (2006).

Klappská jednotka je známa predovšetkým mohutnými telesami hlbokomorských „upohlavských“ zlepenecov albsko-cenomanského veku s podstatným zastúpením obliakového materiálu problematického pôvodu, pre ktorý sa tieto zlepence označujú ako „exotické“. O pôvode tohto materiálu a tektonickej príslušnosti celej klapskej jednotky bolo vyslovených viacero hypotéz, žiadna z nich však nateraz nevysvetľuje uspokojivo všetky fenomény. Nové, hlavne petrologické výskumy obliakov granitoidov a vysokotlakových metamorfítov, však podporujú koncepciu „južnej“ proveniencie tohto materiálu, t.j. pôvodu zo zón okolo predpokladanej sutúry neotetydného meliatskeho oceánu medzi dnešnými centrálnymi a internými Karpátmi (napr. Kissová et al. 2005, Ivan et al. 2006), aj keď časť obliakov najmä mladších senónskych zlepenecov môže mať svoj pôvod aj v prilahlom tatriku (Uher et al. 2013). Inventár obliakového materiálu upohlavských zlepenecov zosumarizovali naposledy Mišík a Reháková (2004).

Gosauská superskupina v koncepcii Plašienku a Sotáka (2015) zahrnuje senónsku brezovskú a paleocén-

no-strednoeocénnu myjavsko-hričovskú skupinu, ktoré reprezentujú nový transgresívny sedimentačný cyklus po finálnom umiestnení centrálneokarpatských príkrovov fatrika a hronika do dnešnej pribradlovej zóny počas vrchného turónu. Transgresívny charakter je evidentný najmä v prípade brezovskej skupiny v severnej časti Malých Karpát, kde koňacké karbonátové zlepence ležia priamo nad triasovými karbonátmi hronika. Na strednom Považí je ale situácia komplikovaná tým, že spodnosenónske zlepence ležia niekedy v zdanlivo kontinuálnom slede nad strednokriedovými sedimentmi podložnej klapskej a manínskej jednotky, a boli preto najčastejšie interpretované ako súčasť sedimentárnych sledov týchto jednotiek. Miestami je ale ich transgresívny charakter tiež evidentný (Salaj 2006), navyše na hranici turón/koňak došlo k zásadnej zmene depozičných podmienok z hlbokovodnej klastickej sedimentácie strednokriedových „flyšových“ komplexov klapskej a manínskej jednotky, na relatívne plytkovodnú sedimentáciu senónskych a vyššie ležiacich paleocénnych súvrství s početnými prerušeniami sedimentácie, rífovými biohermami a hojnosťou bioklastického materiálu, pólovou zmenou smeru prínosu klastického materiálu atď. Zväzujúcim prvkom s podložíom je však stála prítomnosť „exotického“ obliakového materiálu, čo Plašienka a Soták (2015) vysvetľujú jeho preplavením z podložných upohlavských zlepenecov klapskej jednotky. Treba ale pripustiť, že tento názor nie je všeobecne prijímaný.

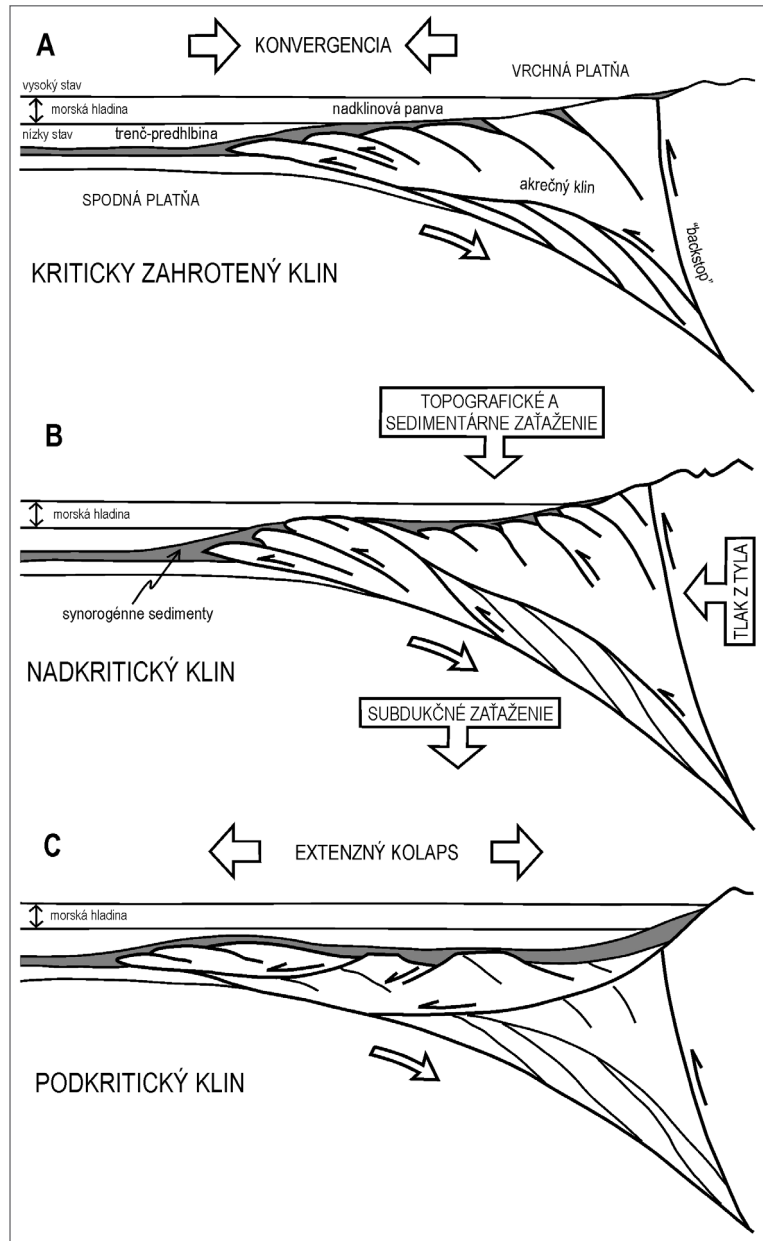
Jednotky PBP obsahujú okrem pestrého obliakového materiálu aj početné veľké syndimentárne bloky – olistolity rôzneho zloženia a pôvodu. V reakcii na zavádzajúci článok Golonku et al. (2015), v ktorom sa prakticky všetky bradlá v púchovskom úseku PBP mylne pokladajú za olistolity (napr. aj vrchy Manín a Butkov), sme syndimentárne bradlá (olistolity) vystupujúce v PBP rozdelili do piatich základných genetických typov (Plašienka et al. 2015; obr. 2): (1) redeponované bloky dezintegrovaných tanetských bioherm v myjavsko-hričovskej skupine; (2) olistolity senónskych rudistových rífov, urgónskych a triasových platformových vápencov v brezovskej skupine; (3) kostolecké olistolity v albsko-cenomanských sedimentoch manínskej jednotky; (4) veľké olistolity plytkovodných jurských vápencov v strednokriedovom „klapskom flyši“ klapskej jednotky (napr. vrch Klapy); (5) olistolity jursko-kriedových sedimentov najmä czorsztynskej sukcesie uložených v milpošských brekciách pročského súvrstvia šarišskej jednotky. Všetky tieto typy olistolitov majú rozdielne zloženie, vek, provenienciu, charakter a vek hostiteľských synorogénnych sedimentov, vystupujú v rozdielnych jednotkách pochádzajúcich z odlišných paleogeografických domén a boli generované pri rôznych tektonických procesoch. Nemožno ich teda spájať do jednej skupiny a na tom základe interpretovať stavbu a vývoj celého PBP, ako to urobili vyššie uvedení autori.

Belická jednotka bola v 90-tych rokoch, na základe unikátnej oceánskej litostratigrafickej náplne a tektonickej pozície v podloží inoveckého príkrovu fundamentu najexternejšieho tatrika (infratatrika), definovaná ako samostatný element stavby na úrovni superjednotky

(váhikum, obr. 1) a ako analóg vrchných penninských jednotiek Álp derivovaných z ligursko-piemontského oceánu. Vzhľadom na malý rozsah a problematické vystupovanie bola však táto koncepcia spochybnená (Rakús – Hók 2005; Putiš et al. 2008), pôvodná interpretácia ale zatiaľ nebola na základe nejakých jednoznačných argumentov vyvrátená (Plašienka 2012).

Náčrt tektonického vývoja počas vrchnej kriedy až paleogénu

Pri nedostatku údajov o deformačnom štruktúrnom vývoji v tomto období je model kompresného tektonického vývoja PBP a príslušných zón založený najmä na údajoch o veku a zložení a na interpretácii paleotektonického depozičného prostredia synorogénnych, senónsko-eocénných klastických sedimentárnych sekvencií. Tie sa usadili v systéme depocentier predpolia a čela progradujúceho orogénneho klinu, ktoré zahŕňajú migrujúcu trenčovo-predhlinovú flexúrnu panvu spodnej platne a nesené nadklinové panvy vrchnej platne (modelovo znázornené na obr. 3). Periférne predhliny oravických jednotiek PBP sú charakterizované klastickými vejármi a apronmi s trendom hrubnutia nahor. Ich hrubý, neopracovaný a nezrelý materiál (napr. gregoriánske a milpošské brekcie) bol derivovaný z aktívnych čiel nasúvajúcich sa príkrovov a do panvy sa dostával epizodickými masovými gravitačnými tokmi umiestnenými v hlbokovodných hemipelagických a distálnych turbiditových sedimentoch. Súčasťou hrubozrnných klastík sú lokálne aj dobre opracované „exotické“ obliaky, ktoré boli pravdepodobne recyklované zo strednokriedových zlepcov klapskej jednotky fatrika (Plašienka 2012; Plašienka – Soták 2015). Panvy predhliny sa v jednotkách oravika vyvíjali postupne – najskôr počas spodného senónu v pieninskej jednotke (sromovské súvrstvie), potom počas mástrichtu až dónu? v subpieninskej jednotke (jarmutské súvrstvie) a napokon v najexternejšej šarišskej jednotke v najmladšej kriede až spodnom eocéne (pročské súvrstvie). Naproti tomu nadklinové panvy gosauského typu majú koňackú transgresívnu bázu, spočiatku trend zjemňovania nahor a prekrývajú čelá centrálnokarpatských príkrovov fatrika a hronika. Okrem materiálu derivovaného z podložných komplexov, opäť vrátane resedimentovaných exotických obliakov, obsahujú tiež podstatné množstvo plytkovodného biogénneho detritu a dezintegrovane rífové telesá (napr. tanetské kambühelské vápence). Senónsko-spodnoeocénne gosauské sledy sú zostavené do viacerých transgresno-regresných



Obr. 3: Terminológia synorogénnych paniev a faktory kontrolujúce dynamiku a depozičné systémy aktívneho akrečného klinu. A – vyrovnaný klin udržiavajúci si kritické zahrotenie; B – nestabilný, deformačne zhrubnutý nadkritický klin; C – podkriticky zahrotený klin po extenznom kolapse. Detaily v práci Plašienku a Sotáka (2015).

Fig. 3: Terminology of synorogenic basins and factors controlling dynamics and depositional systems of an active accretionary wedge. A – steady-state wedge maintaining the critical taper; B – unstable overthickened wedge with supercritical taper; C – collapsed subcritical wedge taper. For details see Plašienka and Soták (2015).

cyklov kontrolovaných subdukčno-kolíznymi procesmi, pohybovou dynamikou podložného klinu a kolísaním morskej hladiny (Plašienka – Soták 2015).

Tektonický vývoj klinu a nadklinových nesených paniev interpretujeme v intenciách modelu kritického zahrotenia násunového klinu (obr. 3). Nadkriticky zhrubnutý klin je v nesených panvách zaznamenaný regresiou a deštrukciou okrajových rífových telies, kým predhĺbiny boli vyplňané množstvom klastického materiálu erodovaného z vyzdvihnutého klinu. Následný gravitačný kolaps

viedol k podkriticky zahrotenému klinu, čo je zaznamenané transgresiou a prehĺbovaním v nadklinových panvách, ako aj všeobecnou unifikáciou depozičných podmienok v celom systéme paniev predpolia, poklesom prínosu terigénneho aj biogénneho detritu a prevažne batyálnou hemipelagickou sedimentáciou. Vo vývoji klina a jeho predpolia takto rozoznávame sedem štádií (Plašienka – Soták 2015): 1) vrchný turón až spodný santón (cca 90–85 Ma) – podkritický až kritický klin (umiestnenie centrálnokarpatských príkrovov, subdukcia váhika, mimosekvenčné nasúvanie v kline, snežnicko-sromovská predhlbina); 2) vrchný santón až stredný kampán (85–75 Ma) – podkritický klin (subdukcia váhika, extenzný kolaps klina, púchovská hemipelagická panva); 3) vrchný kampán až najstarší dán (75–65 Ma) – nadkritický klin (subdukcia váhika, akrcia pieninskej jednotky, počiatok kolízie klina s czorsztynským chrptom, jarmutská predhlbina); 4) dán až yprés (65–50 Ma) – nadkritický klin (kolízia a akrcia subpieninskej jednotky, pročská predhlbina); 5) vrchný yprés až lutét (50–40 Ma) – podkritický klin (subdukcia magurského oceána, extenzný kolaps klina, súľovsko-domanížská panva); 6) bartón až vrchný rupel (40–30 Ma) – nadkritický klin (akrcia šarišskej a bielokarpatskej jednotky, spätné nasúvanie v tyle klina); 7) vrchný rupel až spodný burdigal (30–20 Ma) – podkritický klin (extenzný kolaps tyla klina, centrálnokarpatská paleogénna panva).

Až od šiesteho štádia vývoja klina môžeme s určitou mierou pravdepodobnosti k týmto záverečným etapám tektonického vývoja priradiť aj mezoskopický štruktúrny záznam. Ten je reprezentovaný výlučne krehkými štruktúrami, najmä zlomovými, ktoré pri známej orientácii a kinematike umožňujú ich paleonapäťovú analýzu a interpretáciu vývoja napäťového poľa kontrolujúceho deformačné procesy. Takto bolo na strednom Považí spracované veľké množstvo materiálu (vyše 1 000 zlomov), na základe ktorého sa vyčlenili viaceré paleonapäťové štádiá (napr. Bučová et al. 2010; Šimonová – Plašienka 2011). Vo všeobecnosti je pre ne príznačná postupná rotácia hlavnej horizontálnej osi kompresného napätia v smere pohybu hodinových ručičiek zo smeru zhruba Z–V až po SV–JZ. V závislosti od orientácie hlavnej kompresnej osi napätia voči regionálnym štruktúram sa menil aj tektonický režim od ortogonálneho skrakovania počas starších štádií formovania akrečného klina, cez dextrálnu transpresiu v spodnom, sinistrálnu transtenziu v strednom, až po generálnu extenziu vo vrchnom miocéne. Od tejto rotácie

však treba odpočítať spodnomiocénnu rotáciu proti smeru pohybu hodinových ručičiek celého západokarpatského bloku o najmenej 50°. Rotácia napäťového poľa je preto v obdobiach pred blokovou rotáciou do značnej miery len zdánlivá a hlavná os napätia bola po dlhé obdobie konzistentne orientovaná zhruba v smere J–S. To je v súlade s kinematikou platňových pohybov v alpsko-karpatskom priestore, predovšetkým transláciou kontinentálneho bloku Adria smerom na sever, ktorá bola zrejme aj hlavným zdrojom tektonických napätí. Uvedená blokovaná rotácia Západných Karpát bola nedávno overená paleomagnetickými meraniami aj na vrchnokriedových súvrstviach pestrých slieňovcov PBP na viacerých lokalitách pozdĺž celého jeho oblúka (Márton et al. 2013).

Záver

Na základe sedimentárneho a štruktúrneho záznamu tektonických procesov reprezentujú zóny združené okolo PBP na západnom Slovensku bývalý vrásovo-násunový akrečný klin, ktorý sa počas vrchnej kriedy a paleogénu vyvíjal v čele centrálnokarpatského orogénneho systému. Ortogonálny rast klina bol riadený „piggyback“ štýlom frontálneho nasúvania a akrcie stále externejších jednotiek, pričom sa napr. elementy PBP postupne prenášali z čela do tyla klina. Tam sa dostávali do subvertikálnej pozície až sa prevracali smerom na J až JV. Počas maximálneho zhrubnutia klina dochádzalo v jeho tyle aj k spätným násunom a klin tak získal asymetrický vejárovitý tvar, pričom jednotky PBP sa nachádzajú buď v jeho osovej časti, alebo v strmšom jv. krídle. Takým spôsobom sa jednotky PBP ocitli v tektonicky exponovanej pozícii subvertikálnej dorazovej zóny (backstop) v tyle klina a na vonkajšej hrane rigidného bloku centrálnych Karpát. Rast klina bol epizodicky prerušovaný kolapsovými extenznými štádiami a v záverečných kolíznych štádiách aj značne modifikovaný naloženými transpresnými a transtenznými deformáciami, ktoré v PBP spôsobili dezintegráciu pôvodných vrásovo-násunových štruktúr a aj značné rozčlenenie vrstvových sledov za vzniku typického „bradlového“ štýlu stavby.

Podakovanie

Táto práca vznikla v rámci riešenia projektu APVV-0212-12 „Transfer“. Za finančnú podporu ďakujeme slovenskej Agentúre na podporu výskumu a vývoja. Anonymnému recenzentovi ďakujeme za cenné pripomienky.

Literatúra

- Aubrecht, R. – Szulc, J. (2006): Deciphering of the complex depositional and diagenetic history of a scarp limestone breccia (Middle Jurassic Krasin Breccia, Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). – *Sedimentary Geology*, 186, 265–281.
- Aubrecht, R. – Krobicki, M. – Sýkora, M. – Mišík, M. – Boorová, D. – Schlögl, J. – Šamajová, E. – Golonka, J. (2006): Early Cretaceous hiatus in the Czorsztyn succession (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): submarine erosion or emersion? – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 76, 161–196.
- Aubrecht, R. – Méres, Š. – Sýkora, M. – Mikuš, T. (2009): Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). – *Geologica Carpathica*, 60, 6, 463–483.
- Bezák, V. (ed.) (2004): Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. – Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
- Bučová, J. – Plašienka, D. – Mikuš, V. (2010): Geology and tectonics of the Vršatec klippen area (Pieniny Klippen Belt, Western Slovakia). – *Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki. Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece. Spec. Vol.*, 100, 197–207.
- Froitzheim, N. – Plašienka, D. – Schuster, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – In: McCann, T. (ed.): *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*. Geological Society Publishing House, London, 1141–1232.
- Gedl, P. – Józsa, Š. (2015): Early?–Middle Jurassic dinoflagellate cysts and foraminifera from the dark shale of the Pieniny Klippen Belt between Jarabina and Litmanová (Slovakia): age and palaeoenvironment. – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85, 1, 91–122.
- Golonka, J. – Krobicki, M. – Waškowska, A. – Cieszkowski, M. – Ślącza, A. (2015): Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. – *Geological Magazine*, 152, 269–286.
- Hók, J. – Pešková, I. – Potfaj, M. (2009): Litostratigrafická náplň a tektonická pozícia drietomskej jednotky (západný úsek bradlového pásma). – *Mineralia Slovaca*, 41, 313–320.
- Cháb, J. – Stráník, Z. – Eliáš, M. (2007): Geologická mapa České republiky 1 : 500 000. – Česká geologická služba, Praha.
- Ivan, P. – Sýkora, M. – Demko, R. (2006): Blueschists in the Cretaceous exotic conglomerates of the Klape Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): their genetic types and implications for source areas. – *Geologia*, 32, 47–63.
- Józsa, Š. – Aubrecht, R. (2008): Barremian–Aptian erosion of the Kysuca–Pieniny trough margin (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). – *Geologica Carpathica*, 59, 2, 103–116.
- Kissová, D. – Dunkl, I. – Plašienka, D. – Frisch, W. – Marschalko, R. (2005): The Pieninic exotic cordillera (Andrusov Ridge) revisited: new zircon FT ages of granite pebbles from Cretaceous conglomerates of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). – *Slovak Geological Magazine*, 11, 1, 17–28.
- Márton, E. – Grabowski, J. – Plašienka, D. – Túnyi, I. – Krobicki, M. – Haas, J. – Pethe, M. (2013): New paleomagnetic results from the Upper Cretaceous red marls of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: Evidence for general CCW rotation and implications for the origin of the structural arc formation. – *Tectonophysics*, 592, 1–13.
- Mello, J. (ed.) (2011): Vysvetlivky ku geologickej mape stredného Považia 1 : 50 000. – Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava, 378 str.
- Michalík, J. – Reháková, D. – Halásová, E. – Lintnerová, O. (2009): The Brodno section – a potential regional stratotype of the Jurassic/Cretaceous boundary (Western Carpathians). – *Geologica Carpathica*, 60, 3, 213–232.
- Michalík, J. – Lintnerová, O. – Reháková, D. – Boorová, D. – Šimo, V. (2012): Early Cretaceous sedimentary evolution of a pelagic basin margin (the Manín Unit, central Western Carpathians, Slovakia). – *Cretaceous Research*, 38, 68–79.
- Michalík, J. – Vašíček, Z. – Boorová, D. – Golej, M. – Halásová, E. – Hort, P. – Ledvák, P. – Lintnerová, O. – Měchová, L. – Šimo, V. – Šimonová, V. – Reháková, D. – Schlögl, J. – Skupien, P. – Smrečková, M. – Soták, J. – Zahradníková, B. (2013): Vrch Butkov – kamenný archív histórie slovenských vrchov a druhohorného morského života. – *Veda*, Bratislava, 164 str.
- Mišík, M. – Reháková, D. (2004): Psefitické horniny (štrky, brekcie, zlepenec) Západných Karpát. – *Veda*, Bratislava, 132 str.
- Oszczypko, N. – Jurewicz, E. – Plašienka, D. (2010): Tectonics of the Klippen Belt and Magura Nappe in the eastern part of the Pieniny Mts. (Western Carpathians, Poland and Slovakia) – new approaches and results. – *Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki. Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece. Spec. Vol.*, 100, 221–229.
- Picha, F. J. – Stráník, Z. – Krejčí, O. (2006): Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians and their foreland, Czech Republic. – In: Golonka, J. – Picha, F. J. (eds): *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*. AAPG Memoir, 84, 49–175.
- Plašienka, D. (2003): Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 94 (2001), 79–98.
- Plašienka, D. (2011): The Pieniny Klippen Belt – structure, evolution and position in the Carpathian tectonic framework. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 2011/1, 39–44.
- Plašienka, D. (2012): Jurassic syn-rift and Cretaceous syn-orogenic, coarse-grained deposits related to opening and closure of the Vahic (South Penninic) Ocean in the Western Carpathians – an overview. – *Geological Quarterly*, 56, 4, 601–628.
- Plašienka, D. – Mikuš, M. (2010): Geologická stavba pieninského a šarišského úseku bradlového pásma medzi Litmanovou a Drienicou na východnom Slovensku. – *Mineralia Slovaca*, 42, 2, 155–178.
- Plašienka, D. – Soták, J. (2015): Evolution of Upper Cretaceous – Paleogene synorogenic basins in the Pieniny Klippen Belt and adjacent zones (Western Carpathians, Slovakia): tectonic controls over a growing orogenic wedge. – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85, 1, 43–76.
- Plašienka, D. – Sýkora, M. – Aubrecht, R. – Krobicki, M. – Józsa, Š. (2010): Reinterpretation of the lithostratigraphy and tectonic position of the Mariková Klippen (Middle Váh Valley, western Slovakia). – *Acta Geologica Slovaca*, 2, 1, 1–9.
- Plašienka, D. – Michalík, J. – Soták, J. – Aubrecht, R. (2015): Comment on „Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians“. – *Geological Magazine*, 152, submitted.

- Prokešová, R. – Plašienka, D. – Milovský, R. (2012): Structural pattern and emplacement mechanisms of the Krížna cover nappe (Western Carpathians, Slovakia). – *Geologica Carpathica*, 63, 1, 13–32.
- Putiš, M. – Gawlick, H.-J. – Frisch, W. – Sulák, M. (2008): Cretaceous transformation from passive to active continental margin in the Western Carpathians as indicated by the sedimentary record in the Infratatic unit. – *International Journal of Earth Sciences*, 97, 799–819.
- Rakús, M. – Hók J. (2005): Manínska a klapská jednotka – lithostratigrafická náplň, tektonické zaradenie, paleogeografická pozícia a vzťah k váhiku. – *Mineralia Slovaca*, 37, 1, 9–26.
- Salaj, J. (1995): Geológia stredného Považia. Bradlové a pribradlové pásmo so súľovským paleogénom a mezozoikom severnej časti Strážovských vrchov – 3. časť. – *Zemní plyn a nafta*, 40/1, 3–51.
- Salaj, J. (2006): Microbiostratigraphy of the Gosau development in the Klape Unit, Western Carpathian Palealpine accretionary belt. – *Mineralia Slovaca*, 38, 1, 1–6.
- Schlögl, J. – Michalík, J. – Plašienka, D. – Aubrecht, R. – Reháková, D. – Tomašových, A. – Bučová, J. – Mikuš, V. – Sýkora, M. – Golej, M. (2009): Jurassic to Lower Cretaceous deposits of the Pieniny Klippen Belt and Manín Unit in the Middle Váh Valley (Biele Karpaty and Strážovské vrchy Mts, Western Slovakia). – *Geologia*, 35, 3/1, 119–181.
- Spišiak, J. – Plašienka, D. – Bučová, J. – Mikuš, T. – Uher, P. (2011): Petrology and palaeotectonic setting of Cretaceous alkaline basaltic volcanism in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). – *Geological Quarterly*, 55, 1, 27–48.
- Šimonová, V. – Plašienka, D. (2011): Kinematická a paleonapätová analýza zlomov v butkovskom lome (manínska jednotka, Západné Karpaty). – *Acta Geologica Slovaca*, 3, 1, 21–31.
- Uher, P. – Plašienka, D. – Ondrejka, M. – Hraško, L. – Konečný, P. (2013): Uranium-rich monazite-(Ce) from the Krivá type granite cobbles in conglomerates of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia: composition, age determination and possible source areas. – *Geological Quarterly*, 57, 2, 343–352.