

Geologická stavba pieninského a šarišského úseku bradlového pásma medzi Litmanovou a Drienicou na východnom Slovensku

DUŠAN PLAŠIENKA a VOJTECH MIKUŠ

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského,
Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; plasienka@fns.uniba.sk; mikusv@fns.uniba.sk

Geological setting of the Pieniny and Šariš sectors of the Klippen Belt between Litmanová and Drienica villages in the eastern Slovakia

The paper outlines the tectonic setting, lithostratigraphic composition and structural evolution of the Pieniny Klippen Belt (PKB) and neighbouring zones in the north-eastern Slovakia. The newly-defined Šariš Unit is the lowermost structural element of the PKB s.s. (Oravic Superunit) that overrides and/or juxtaposes the External Carpathian Magura Superunit – its innermost Krynica (Čergov) Zone. The Šariš Unit is dominantly composed of Upper Cretaceous hemipelagic variegated shales and by the coarsening-upward, deep-marine clastics (Maastrichtian – Lower Eocene Jarmuta and Proč Fms.) terminated by the chaotic breccias with olistoliths derived from the overriding Subpieniny Nappe. In fact, lots of “klippen”, considered to be of tectonic origin until now, appear to represent olistoliths. The Subpieniny Nappe includes ridge-related, comparatively shallow-water PKB successions (Czorsztyn, Niedzica, Czertezik) ending with uppermost Cretaceous synorogenic turbidites and breccias composed of material originated in the highermost Oravic unit – the Pieniny Nappe. The latter consists of basinal successions ranging from the Middle Jurassic to the Lower Senonian. The outward younging synorogenic clastic formations of the three superposed Oravic units clearly record their latest Cretaceous to Early Eocene stacking succession. The post-stacking period was first governed by extensional collapse and deposition of the overstepping, Middle Eocene – Oligocene Údol Succession. Subsequently, the PKB attained its final tectonic form by the post-Paleogene dextral transpression. During transpression, the Oravic nappe stack was strongly modified, up to almost entirely disintegrated by additional shortening, narrowing and along-strike stretching within the wrench corridor that follows the Central/External Carpathian boundary. The PKB usually centres a broad positive structural flower, whereby the originally linear fold-and-thrust structures were in many places transformed to systems of en-echelon brachyfaults oriented at acute angles to the PKB boundaries.

Key words: Pieniny Klippen Belt, lithostratigraphy, regional tectonics, structural evolution, Western Carpathians

Úvod

Na svete je len málo konvergentných orogénov, v ktorých by ich externé zóny – akrečný klin, resp. vrásovo-násunové pásmo predpolia – boli tak dôkladne ostro oddelené od interných zón budovaných kôrovými príkrovmi fundamentu, ako je tomu v Západných Karpatoch. Tento kontakt je tu navyše sprevádzaný výnimočne dlhou a výnimočne úzkou zónou s výnimočne komplikovanou vnútornou stavbou, ktorú poznáme ako pieninské bradlové pásmo (ďalej len PBP). Nečudo, že už od prvých pokusov o implementáciu princípov platňovej tektoniky do posudzovania stavby a vývoja Karpát sa bradlové pásmo považuje za sutúrnú zónu, aj keď na jeho povrchovej stavbe ofiolitové komplexy v primárnej pozícii nikde nevystupujú, a teda hovoriť priamo o oceánskom šve nemožno. Predsa však nahromadenie jednotiek odlišnej, neraz vzdialenej paleogeografickej proveniencie a často bez priamych

vzťahov k okolitým jednotkám, indikuje mimoriadny rozsah skrátenia v tejto úzkej zóne. Paleogeografická samostatnosť hlavnej súčasti PBP – jednotiek oravika – zasa svedčí o tom, že PBP reprezentuje fosílné platňové rozhranie, dokonca dvojnásobné. Označenie sutúra je preto celkom oprávnené.

Pre sutúry sú všade po svete typické chaotické, vnútorne dezorganizované, horninové komplexy. Do značnej miery to platí aj pre PBP, ktoré obsahuje mnoho hruboklastických sedimentárnych formácií typu olistostróm alebo „divokého flyša“ a aj samotná bradlová stavba akoby často nemala žiadny plán. Aj preto ho svojho času Andrusov označil za „ohromnú tektonickú brekciu“, Birkenmajer jeho určité úseky prirovnal k „hroziakam v koláči“, ďalší spomínali „neobyčajný chaos“, „bizarný štýl“, „melanž“, „div prírody“, či dokonca „tektonicky jedno z najzložitejších území na Zemi“ (Andrusov a Scheibner, 1968). V bradlovom pásme aj napriek jeho relatívne malému plošnému rozsahu bolo

vyčlenené množstvo tektonických jednotiek, príkrovov, sérií či sukcesí, „vývojov“ a „typov“, súvrství a členov a vyslovený bol nespočet názorov o ich paleogeografickej a tektonickej príslušnosti.

Otázka preto, celkom v súlade s teóriou chaosu, znie: dá sa v tomto bradlovom chaose nájsť nejaký poriadok, nejaké znaky vnútornej organizácie? Najväčší znalec bradlového pásma Andrusov svojho času napísal: „The intricacy of the tectonic structure of the Klippen Belt due to Laramide and post-Paleogene folding is so great that it could seem useless to look for some regularities or clear-cut types of tectonics“ (Andrusov, 1974, p. 154). Ako ale vyplynie z nasledujúcej kapitoly, mnohí z našich predchodcov (i sám Andrusov) tam nejaké znaky organizácie aspoň miestami predsa len našli, aj keď skoro každý nejaké iné. Ukazuje sa tak, že PBP, ako celok, nie je vždy len melanžou či tektonickým megakonglomerátom, ale často aj súborom normálnych sedimentárnych a príkrovových jednotiek, ktorých stratigrafické sledy cez sedimentárny záznam registrovali meniace sa podmienky sedimentácie a tým aj nepriamo tektonické udalosti riadiace tieto zmeny. Na druhej strane, vzhľadom na svoju pozíciu v orogéne a vnútornú mechanickú nehomogenitu a anizotropiu, reagovali horninové komplexy PBP veľmi citlivo aj na štruktúrotvorné napätia cez rôznorodý deformačný postih. Deformácie sa ale v podstatnej miere odohrávali vo vysokej štruktúrnej pozícii v krehkom tektonickom režime, čo veľmi sťažuje relatívne i absolútne datovanie tektonických udalostí. V súčasnosti s pestrým sedimentárnym záznamom a koreláciou paleonapätových štádií s lepšie kalibrovanými okolitými oblasťami však možno prekonať aj tento problém. Horninové komplexy, ktoré sú do stavby PBP zahrnuté, susedia s ním, či sú naň naložené, tak cez svoj sedimentárny a štruktúrny záznam poskytujú informácie o takmer nepretržitom slede tektonických udalostí od spodnej jury až po vrchný miocén, čo je dobrých 190 Ma. To je zároveň aj obdobie, počas ktorého vznikali základné rysy stavby celých Západných Karpát. Z tohto hľadiska je preto úloha PBP pri rekonštrukcii stavby a vývoja Karpát nezastupiteľná a naozaj kľúčová. Avšak skôr, ako budeme môcť aj túto vlastnosť PBP plne využiť, musíme jeho stavbu a vývoj čo najlepšie poznať v detailoch, teda v jeho jednotlivých úsekoch.

Cieľom tohto príspevku je naznačiť nový pohľad na stavbu a vývoj PBP na severovýchodnom Slovensku, ktorý vzišiel z geologických výskumov v rámci projektu APVV-0465-06 „Tektogenéza zón intenzívneho skrátenia na rozhraní externých a centrálnych Karpát“ (Tectogen), ktorý riešime v ostatných rokoch. Projekt je pomerne rozsiahly a rozsiahle sú aj doteraz získané poznatky, na ďalších sa intenzívne pracuje. To, čo je prezentované v tejto práci, je ale predovšetkým výsledkom klasického terénneho výskumu, ktorý vykonávali autori tohto príspevku.

Prehľad doterajších výskumov a názorov

Aj keď za klasickú oblasť PBP, kde sa v druhej polovici 19. storočia utvárali predstavy o jeho stavbe, možno považovať Považie a najmä poľské Pieniny, nadväzujúci

úsek pri Starej Lubovni svojou spektakulárnou bradlovou stavbou pútal podobnú pozornosť. Nie je na tomto mieste možné spomenúť, či dokonca rozobrať všetky publikované práce, ktoré sa zaoberajú predmetným úsekom PBP. Spomenieme preto len tie hlavné, ktoré možno považovať za kľúčové pre vývoj názorov na stavbu a vývoj PBP. Za hlavné mílniky názorového progresu v otázkach tektoniky pieninského a sčasti aj šarišského úseku bradlového pásma možno považovať práce Melchiora Neumayra, Viktora Uhliga, Meczišława Limanowského, Ludwika Horwitza, Aloisa Matějku, Bartolomeja Leška, Zdeňka Stráňníka, Krzystofa Birkenmajera, Wacława Sikoru, Mariana Książkiewicza, Jána Nemčoka a nepriamo aj syntetizujúce diela Dimitrija Andrusova a Ervína Scheibnera (citácie v ďalšom texte). Neumayr (1871), autor termínu „Pieninische Klippenzug“, tu ako prvý na základe rôzneho faciálneho vývoja rovnovekých súvrství vyčlenil dva odlišné „vývoje“ – vysokokarpatský (relatívne plytkovodný, dnes známy ako czorsztynská sukcesia) a subkarpatský (hlbokovodný, dnes označovaný ako pieninská, resp. kysucká sukcesia). Uhlig (1890, 1903) tieto nevhodné Neumayrove názvy nahradil najskôr ešte nevhodnejšími – „Versteinerungsreiche Facies“ (fácia bohatá na skameneliny) a „Hornsteinkalfacies“ (fácia rohovcových vápencov, chudobná na skameneliny). V tomto období bol ešte odporcom príkrovovej teórie a vzájomný vzťah obidvoch sérií vnímal ako síce výrazne tektonický v intenzívne deformovanej, ale v podstate autochtónnej bradlovej zóne. Bradlá samotné pokladal za akési trosky – útesy erodovaného staršieho pohoria (Inselgebirge), morfológicky vyčnievajúce nad okolité panvy, vyplňané sedimentmi bradlového obalu. To bolo podstatou tzv. „archipelovej“ (ostrovnej) hypotézy vzniku PBP, ku ktorej sa podaktorí autori utiekali ešte aj omnoho neskôr. Až v geniálnej práci z roku 1907 zaviedol Uhlig dlhodobo používané termíny subpieninský vývoja pieninský vývoj a zdôraznil pásmovú distribúciu týchto rôznych vývojov (Uhlig, 1907). Vtedy už pod vplyvom Lugeona a Suessa príkrovovú koncepciu plne akceptoval a stal sa priam ultranapistom, ako ukazuje jeho generálny profil cez Západné Karpaty. Subpieninská a pieninská séria sú tak vnímané aj v tektonickom zmysle ako čiastkové jednotky bradlového pásma (Südliche Klippenzone), ktoré celé je rozsiahlou príkrovovou štruktúrou plocho ležiacou nad beskydským príkrovom flyšového pásma (Sandsteinzone) a pod jednotkami karpatského penninika (vysokotatranský a subtatranský príkrov). Takáto interpretácia bola na svoju dobu naozaj novátorská a ani tektonickí mobilisti s ňou počas skoro celého nasledujúceho storočia príliš nepočítali, predovšetkým z hľadiska totálnej alochtónnosti subpieninskej jednotky. V určitom zmysle sa k tejto koncepcii vraciame až teraz. Predmetný Uhligov profil bol posledne prekreslený v práci Plašienku (2006), kde možno nájsť aj stručný prehľad vývoja názorov na tektoniku bradlového pásma ako celku.

V súčasnosti viac alebo menej všeobecne prijímaný model stavby PBP (napr. Birkenmajer, 1986) počíta s prítomnosťou príkrovových jednotiek líšiacich sa štruktúrnou pozíciou, ako aj rozsahom a zložením ich jursko-kriedových litostratigrafických sukcesí. Sú to

najmä dve hlavné, paleogeograficky protikladné sukcesie – prahová czorsztyňská a panvová pieninská, ktoré sú späť cez viaceré „prechodné“ sukcesie so zastúpením niektorých členov typických pre tú, alebo onú hlavnú sukcesiu. Na predmetnom území sú to najmä czertezická a niedzická sukcesia, otázná je prítomnosť kysuckej (braniskej) sukcesie. Názory na vek vzniku príkrovovej stavby sa v priebehu desaťročí takisto značne menili – Uhlig (1907), preberajúc západoalpínsky príkrovový model, predpokladal popaleogénny vek, Andrusov (1938) zaviedol tzv. pieninskú príkrovovú fázu medzi spodnou a strednou kriedou (pred albom), neskôr po preukázaní súvislých spodno-strednokriedových sledov v bradlových sukcesiach ju priestorovo zredukoval len na manínsku jednotku a premenoval na manínsku výzdvihovú fázu (Andrusov, 1959). Ustálil sa tak názor o subhercýnskej (predgosauskej) príkrovovej fáze v turóne, kedy vznikli príkrovy PBP spolu s príkrovmi centrálnych Karpát (napr. Andrusov, 1959, 1968; Birkenmajer, 1960; Matějka, 1963). Scheibner (1967), vcelku správne, predpokladal progradáciu vrásovo-príkrovových deformácií PBP od juhu na sever a od turónu po kampán. Podobne Matějka (1963; Matějka in Fusán, ed., 1963) pripisoval subhercýnskej fáze presun haligoveckej jednotky, kým pieninská jednotka sa presunula na czorsztyňskú až počas laramského vrásnenia. Birkenmajer (1986, 1970) píše o neskorej subhercýnskej fáze vo vrchnom kampáne a nadväzujúcom laramskom spätnom násune magurskej jednotky Grajcarka. Ďalší autori pripisujú hlavný význam laramskému vrásneniu na hranici kriedy a paleogénu (Andrusov, 1974; Biely, ed., 1996), všeobecnejšie „mezoalpínskym“ udalostiam (laramsko-pyrenejským – Maheľ, 1989), ilýrskej resp. pyrenejskej fáze v eocéne (Leško, 1960; Srnánek a Salaj, 1965; Stráník, 1967; Leško a Samuel, 1968; Nemčok et al., 1990), alebo až sávskeму vrásneniu v spodnom miocéne (Uhlig, 1907; Sikora, 1974; Książkiewicz, 1977; Kováč a Hók, 1996; Potfaj, 1998).

Od posudzovania veku vzniku príkrovovej stavby PBP sa odvíjali aj pohľady na postavenie sedimentov „bradlového obalu.“ Andrusov (1938) rozoznával tri úrovne tohto obalu, oddelené regionálnymi diskordanciami: strednokriedový obal (alb – cenoman); senónsky, ktorý sa usadil po subhercýnskom vrásnení (upohlavské zlepenie sa vtedy pokladali za transgresívne) a paleogénny, usadený po laramskom vrásnení. Neskôr, po akceptovaní subhercýnskeho vrásnenia ako hlavnej príkrovovej fázy, sa rozlišovali už len dve úrovne popríkrovových komplexov, a to vrchnokriedové (senónske) a paleogénne. Andrusov (1959) tak vyčleňoval tzv. rašovský (slienito-flyšový) a jarmutský (zlepencovo-pieskovcový) vývin senónskych sedimentov. Paleogénne sedimenty v severnom leme bradlového pásma na východnom Slovensku potom zaradil do tzv. zemplínskeho pásma, do ktorého združil rôzne „výviny“ iných autorov (kremnianský, údolský, lackovský, inovský – cf. Andrusov, 1965). V rámci zemplínskeho pásma, ktoré ale vyčlenil z PBP a považoval ho za najjužnejšiu zónu magurskej jednotky, vymedzil „karpскую sériu“, pozostávajúcu z pročského súvrstvia (vrátane strednoeocénnych pestrých ílovcov a globigerinových

slienov), ležiaceho transgresívne na mezozoických členoch bradlového pásma v dôsledku laramského vrásnenia a vrchno-eocénno-spodnooligocénna „ombronskú sériu“ s menilitovým a krosnianskym (malcovským) súvrstviem.

V šesťdesiatych rokoch minulého storočia vyšlo v súvislosti so zostavovaním geologickej mapy ČSSR 1 : 200 000 viacero ďalších rozsiahlych a významných prác, ktoré sa touto problematikou podrobne zaoberajú. Spomenieme Matějke texty (Matějka, 1963, in Fusán, ed., 1963), v ktorých sú okrem iného definované paleogénne „priútesové“ vývoje nášho územia i kremňanský, ujacký a kyjovský. Sú charakterizované ako transgresívne, usadené po laramskom vrásnení a vzniku hlavných rysov stavby PBP, so stratigrafickým rozsahom paleocén – vrchný eocén. Stráník (1965) opisuje paleogénne sedimenty šarišského úseku PBP ako „lackovecký vývoj“, v ktorom podobne ako v susediacej čerchovskej (magurskej) jednotke odlišuje tzv. spodný oddiel (predvrchno-eocénny) a vrchný (vrchno-eocénny), ktoré sú oddelené ilýrskou fázou, znamenajúcou počiatky synsedimentárnej individualizácie neskorších tektonických jednotiek. Predpokladal ale laterálne faciálne nadväznosti medzi bradlovými a magurskými paleogénnymi vývoji a aj tektonickú spätosť PBP s magurskou jednotkou, najmä počas sávskeho spätného násunu magurskej jednotky.

Birkenmajer publikoval od začiatku 50-tych rokov minulého storočia množstvo prác o lito- a biostratigrafii, stavbe a vývoji PBP na poľskom území. Jeho názory sa najskôr tiež vyvíjali, ale zhruba od 70-tych rokov sa už temer nemenili. Birkenmajer dospel k ucelenému a vnútorne konzistentnému modelu, ktorého sa drží a ktorý cez svoju autoritu aj dodnes presadzuje. Nemôžeme tu zachádzať do detailov, ale keďže Birkenmajerove názory sa v mnohom dotýkajú aj predmetného územia, aspoň stručne spomenieme hlavné rysy jeho koncepcie cez prehľad tektonického vývoja PBP (napr. Birkenmajer, 1986, 2001): 1. vrchnokriedové (neskorosubhercýnske, teda pospodnokampánske) vrásnenie a vznik príkrovovej stavby jednotiek štruktúrne vyšších ako czorsztyňská, v mástrichte synogénna – v bradlovom pásme transgresívna molasová a v jednotke Grajcarka flyšová sedimentácia jarmutského súvrstvia; 2. v spodnom paleocéne spätný juhovergentný násun magurskej jednotky Grajcarka na czorsztyňskú jednotku, ktorá bola ešte stále v autochtónnej pozícii; 3. v eocéne sedimentácia „autochtónneho magurského paleogénu“, zachovaného dnes v synklinálnych zónach uprostred PBP v Malých Pieninách, a to najmä v nadloží jednotky Grajcarka; 4. spodnomiocénne sávske vrásnenie, ktoré spôsobilo prevrásnenie všetkých starších komplexov PBP a vznik bradlového štýlu stavby, zároveň odtrhnutie czorsztyňskej jednotky od svojho podkladu a jej lokálne „diapírové“ vrásnenie, vznik smerne-posuvných okrajových zlomov PBP; 5. strednomiocénna štajerská fáza so vznikom priečných zlomov segmentujúcich PBP, andezitový žilný magmatizmus. Snáď najväčšou slabinou tejto koncepcie je idea spätného násunu grajcarskej jednotky, ktorá bola na Slovensku úplne odmietnutá a s ktorou nesúhlasia ani niektorí poľskí autori (napr. Jurewicz, 1997; Oszczytko a Jurewicz, 2009).

V posledných desaťročiach minulého storočia mapoval oblasť západnejšej časti PBP a flyšového pásma na východnom Slovensku Ján Nemčok. Svoje výsledky a názory zverejnil v niekoľkých článkoch a v publikovanej mape 1 : 50 000 i vo vysvetlivkách k nim (Nemčok et al., 1990). Jeho názory sú v mnohom pozoruhodné a originálne, často diametrálne odlišné od názorov jeho predchodcov i súčasníkov. Predovšetkým charakterizoval pročko-jarmutské súvrstvie ako dominantný komplex „bradlového obalu“, zjednocujúci rôzne paleogénne „vývoje“ (ich predvrchnoeocénne časti) vyčlenené staršími autormi (kremniansky, ujacký, kyjovský a pod.). Do tohto celku zahrnul pôvodné pročské (Leško, 1960), ako aj jarmutské a zlatnianske súvrstvie poľských autorov, pričom u všetkých predpokladal len ich paleogénny vek. Zdôraznil aj úlohu predvrchnoeocénnych (ilýrskych) pohybov, počas ktorých hlavné rysy stavby PBP vznikli, pretože si dobre všimol významné rozdiely v deformačnom postihu starších a „poilýrskych“ sedimentov, ktoré kolmatujú deformované podložie a znamenajú aj zjednotenie sedimentačných podmienok v magurskom pásme, PBP a CKPB (ombronská skupina – Nemčok et al., 1990). Silné mladšie vrásnenie potom prebehlo niekedy medzi vrchným oligocénom a stredným miocénom. Určité rysy týchto Nemčokových názorov akceptujeme aj v tejto práci. Na druhej strane nemožno potvrdiť jeho niektoré ďalšie predstavy, najmä tú o megaolistostromatickom charaktere celého bradlového pásma (Nemčok, 1980, 1984). Nemčok nerozlišoval rôzne sukcesie a čiastkové jednotky PBP, pokladal všetky bradlá a dokonca sčasti aj „bradlový obal“ (vrchnokriedové pestré slieňovce) za olistolity, a tak aj celé bradlové pásmo za sedimentárne a nie tektonické teleso. Dopustil sa tiež značného omylu (účelového) v tom, že kriedové flyšové sedimenty pieninskej jednotky (snežnické, sromowské súvrstvie) zahrnul do paleogénneho jarmutsko-pročského súvrstvia. Na druhej strane však v sledovanom úseku PBP môžeme vedľa tektonicky generovaných bradiel plne potvrdiť aj prítomnosť skutočných sedimentárnych bradiel – olistolitov, a to dosť početných. Nemčok správne postrehol dôležitosť telies brekcií v pročko-jarmutskom flyši nesúcich olistolity, ktoré boli opísané pod názvom gregoriánske brekcie (Nemčok et al., 1989).

Ostatnou dôležitou prácou, publikovanou o problematike paleogénnych sedimentov „bradlového obalu“ vo vzťahu k magurskej jednotke, je článok Oszczycka et al. (2005). Títo autori stanovili spodnomiocénny vek novodefinovaného kremnianskeho súvrstvia a pričlenili ho k magurskému príkrovu ako jeho najmladší člen v normálnej stratigrafickej postupnosti nad eocénno-oligocénnym magurským súvrstvom. Podľa najnovších výskumov je dokonca kremnianske súvrstvie súčasťou „autochtónneho magurského paleogénu“ v Malých Pieninách, kde vystupuje vo forme tektonických okien spod jednotky Grajcarka (Oszczycka et al., in press). To by znamenalo, že posledné významné násuny jednotiek PBP na externejšie zóny treba predpokladať až v poegenburskom období.

Súhrnne sa dá k uvedeným tektonickým koncepciám stavby a vývoja PBP na východnom Slovensku povedať asi toľko, že neistota pri určovaní hlavnej fázy alebo fáz

vrásnenia pramenila, ako to aj väčšinou sami autori týchto koncepcií priznávajú, zo systematickej neprítomnosti znakov uhlovej diskordancie medzi pred- a popríkrovovými členmi obalových bradlových sledov. Opierali sa tak o nepriame indície, ako sú stratigraficky dokumentované prerušenia sedimentácie (Andrusovova pieninská a neskôr manínska fáza), prítomnosť hrubých zlepenčových polôh pokladaných (mylne) za transgresívne (post-subhercýnske upohlavské zlepence, laramské jarmutské súvrstvie) alebo diskordancia medzi kriedovými a paleogénnymi sedimentmi vyplývajúca z obrazu geologickej mapy. V podstate všetci autori však prehlasujú, či ako vrchnokriedové, tak aj paleogénne sedimenty, za súčasť „bradlového obalu“, teda za uloženiny ležiace vždy v pôvodnom nadloží jursko-spodnokriedových sledov samotných bradiel a všetky komplikácie stavby, najmä vo vzťahu bradiel k paleogénnym sedimentom, pripisujú intenzívnej popaleogénnej (sávskej resp. štajerskej) deformácii. Celé dlhé desaťročia panovala predstava, že paleogénne komplexy magurskej jednotky sú takisto súčasťou bradlového obalu, resp. že bradlové pásmo, sčasti už deformované, tvorí normálne stratigrafické podložie magurských sukcesí. Dokonca, aj keď boli známe dosť zásadné rozdiely medzi magurským a „bradlovým paleogénom“ a ich miestami výrazná tektonická separácia, pokladali sa paleogénne komplexy PBP za nanajvýš samostatné pásmo magurskej jednotky, v štruktúrnom zmysle však aj spolu s celým bradlovým pásmom skoro vždy za jej súčasť (napr. Andrusov, 1965; Scheibner, 1967; Stráník, 1967). Výnimkou bol v tomto smere Leško, ktorý presadzoval predstavu štruktúrnej samostatnosti PBP a jeho paleogénneho obalu (tzv. „beňatinský flyš“) a aj príkrovovej pozície PBP nad magurskou jednotkou (napr. Leško, 1960; Leško, ed., 1964). Takúto pozíciu PBP vo vzťahu k magurským jednotkám neskôr potvrdil, aspoň bodovo, hlbinný vrt Hanušovce-1 (Leško et al., 1984). Až v ostatných desaťročiach podrobné výskumy jasne preukazujú tektonickú a vývojovú nezávislosť PBP a magurskej, resp. bielokarpatskej jednotky (napr. Potfaj, 1993, 1998), napriek ich miestami intímnej štruktúrnej spätosti. Zásadné rozdiely sú napr. v pôvode materiálu klastických formácií, najmä „exotických“ zlepenčov (Mišík et al., 1991a, b; Oszczycka et al., 2006), ale aj v tektonotermálnej histórii rôznych jednotiek (Hurai et al., 2006).

Vymedzenie územia a metódy výskumu

V zmysle geomorfologického členenia územia Slovenska (Mazúr a Lukniš, 1986), ktoré zväčša nerešpektuje PBP ako samostatný orografický element, patrí opisované územie častiam viacerých celkov – Pienin, Lubovnianskej vrchoviny, Spišsko-šarišského medzihoria a pohoria Čergov. Jednotky PBP budujú morfológicky výrazný hrebeň Pienin, dosahujúci výšky okolo 1 000 m, len v západnej časti územia, kým ďalej na východ ich nachádzame v morfológicky členitom južnom podhorí horských masívov budovaných najmä hrubými pieskovcovými komplexmi magurskej jednotky (Eliášovka, Široký vrch, Orlovská Magura, Minčol, Čergov).

Podľa zaužívaného členenia bradlového pásma na jednotlivé úseky (napr. Scheibner, 1967) patrí daná oblasť najvýchodnejšej časti pieninského úseku a najzápadnejšej časti šarišského úseku. Na západe je hranica tu opisovaného územia daná predĺženou spojnicou sedlo Rozdiel Z od Litmanovej – vrch Vysoká na SZ od Kamienky, zhruba pozdĺž slovensko-poľskej štátnej hranice. Smerom k východnému okraju opisovaného územia sa šírka PBP postupne zužuje a pri Červenej Vode a Drienici náhle až temer vyklinuje v dôsledku spätného prešmyku čergovského masívu magurskej jednotky (obr. 3). Medzitým je PBP, medzi pieninským a šarišským úsekom pri Plavči, asi na 3 km prekryté paleogénnymi sedimentmi údolskej sukcesie (bývalá „ujacká séria“) uloženými v priečnej štruktúre označovanej ako „plavečský gráben“ (o žiadny gráben však nejde).

Predkladaná práca je založená predovšetkým na podrobnom terénnom výskume, ktoré na danom území vykonávali autori intenzívnejšie od roku 2006. Terénny výskum pozostával najmä z geologického mapovania v mierke 1 : 10 000 – celé opisované územie sme zmapovali úplne nanovo – a sprievodnej analýzy mezoskopických štruktúr. Pri mapovaní sa sledovali aj vzťahy mezo- a makroštruktúr, bradiel a ich „obalu“, ako aj časovo-priestorová distribúcia deformačných prvkov. Študované drobné štruktúry zahrnujú foliáciu paralelnú s vrstvitosťou, miestami penetračnú kliváž, nepočítané, ale tvarovo pestré vrásky, a najmä strižné zóny prestupujúce temer všetkými horninovými komplexmi. Strižné zóny sú duktilno-krehké v nekompetentných bridliciach a slieňoch a krehké (zlomy, tektonické zrkadlá) v kompetentných vápencoch a pieskovcoch. Výsledky štruktúrneho výskumu tu nebudeme bližšie rozoberať, pretože ich plánujeme publikovať v samostatnom článku. Osobitne sa budú publikovať aj výsledky ďalších špecializovaných štúdií kolegov – spoluriešiteľov projektu „Tectogen“, ako sú litologicko-sedimentologické a biostratigrafické poznatky z povrchových profilov i štruktúrnych vrtoch, alebo interpretácie geofyzikálnych meraní (detailná gravimetria, geoelektrika) na viacerých profiloch naprieč PBP. Vo všetkých týchto sférach má autorský kolektív k dispozícii rozsiahly materiál, ktorý sa postupne spracováva. Tento predložený článok už čiastočne vychádza aj z výsledkov analytických prác, založený je ale predovšetkým na terénnych výskumoch autorov a prezentuje tak doterajšie výsledky projektu „Tectogen“ na úrovni predbežného modelu. Ten ale určite nie je konečný, ponecháva mnoho otázok otvorených a možno ho považovať za pracovnú hypotézu, ktorú ešte čakajú ďalšie testy.

Vyčlenené tektonické jednotky a ich litostratigrafická náplň

Na skúmanom území vyčleňujeme regionálne tektonické jednotky dvoch hierarchických rádov, ktoré sú vo vzájomnom superpozičnom či juxtapozičnom vzťahu (obr. 1, 2, 3, 4). Ich horninovú náplň tvoria sledy oblastných litostratigrafických jednotiek, teda súvrství a členov, ktoré bolo možné vyčleniť pri geologickom mapovaní.

Rozoznávame nasledovné regionálne tektonické jedgovská jednotka), oravická superjednotka (šarišská, subpieninská a pieninská jednotka) a sčasti potektonický, vrchnoeocénno-spodnomiocénny sedimentárny pokryv týchto superjednotiek (údolská sukcesia nadväzujúca na podtatranskú skupinu). Neďaleko na západ od opisovaného územia je, do južnej časti PBP, inkorporovaná ešte haligovská jednotka, ktorú považujeme za analóg manínskej jednotky, a teda pôvodom za súčasť centrálnokarpatského fatrika. Z juhozápadnej strany sa PBP stýka so sedimentmi centrálnokarpatskej paleogénnej panvy (CKPP) pozdĺž lineárneho subvertikálneho zlomu smeru SZ – JV.

Krynická (čergovská) jednotka

Najnútornejšie časti magurskej superjednotky v tesnom susedstve PBP budujú na danom území len paleogénne, z podstatnej časti eocénne a oligocénne sedimentárne komplexy. Spodnomiocénny vek kremnianskeho súvrstvia pokladáme na základe biostratigrafických indícií za pravdepodobný (Oszczypko et al., 2005), ale jeho priestorový rozsah, pozícia a vzťah k podloženým súvrstviám krynickej jednotky zostáva nateraz nejasný. Litostratigrafia krynickej – čergovskej jednotky na slovenskom území nie je zatiaľ ustálená, problémy spôsobuje najmä členenie mohutných súborov masívnych pieskovcov magurského typu bez jednoznačných biostratigrafických údajov, čo súvisí aj s rozsiahlymi redepozíciami mikrofosílií vo flyšových komplexoch. Nemčok et al. (1990) rozlišovali v pribradlovej oblasti čergovské súvrstvie stredného eocénu (pieskovcový flyš s konglomerátmi a sklzovými telesami), pestré ílovcové súvrstvie spodného priabonu a strihovské (spodné malcovské) súvrstvie vrchného eocénu (hrubopsamitický flyš s pieskovcami a zlepcami magurského typu). Nadložné menilitové a malcovské vrstvy sú zaradené do „ombrónskej geotektonickej skupiny“. Na digitálnej geologickej mape Slovenska 1 : 50 000 (www.geology.sk) je vyčlenené strihovské súvrstvie, v ňom vystupujúce „exotické zlepence“ sú zaradené do zlínskeho súvrstvia, kým kremniansky „vývoj“ je označený ako raciborské súvrstvie. Masív Čergova je podľa tejto mapy budovaný pieskovcovým flyšom „magurského súvrstvia“, ktoré zahŕňa magurské pieskovce, čergovské súvrstvie a strihovské vrstvy. Na novej geologickej mape Slovenska 1 : 200 000 (Polák, ed., 2008) sú tieto komplexy združené ako „čergovské a magurské súvrstvie“ (spodný až stredný eocén), horizont pestrých ílovcov je zaradený do inovského súvrstvia (stredný eocén) a kremniansky „vývoj“ je označený ako malcovské súvrstvie (vrchný eocén – spodný oligocén). Z uvedeného je vidieť, že litostratigrafická klasifikácia čergovskej jednotky nie je ešte ani zďaleka ustálená.

Jednoznačnejšie a vhodnejšie sa zdá byť členenie, ktoré použili Oszczypko et al. (2005) pre krynickú jednotku (cf. obr. 1). Tí celý paleogénny, 2 000 – 2 500 m hrubý flyšový komplex označujú ako *magurské súvrstvie*, ktoré pozostáva z viacerých členov – spodný, označený ako *vrstvy Piwnicznej*, zodpovedá Nemčokovmu čergovskému

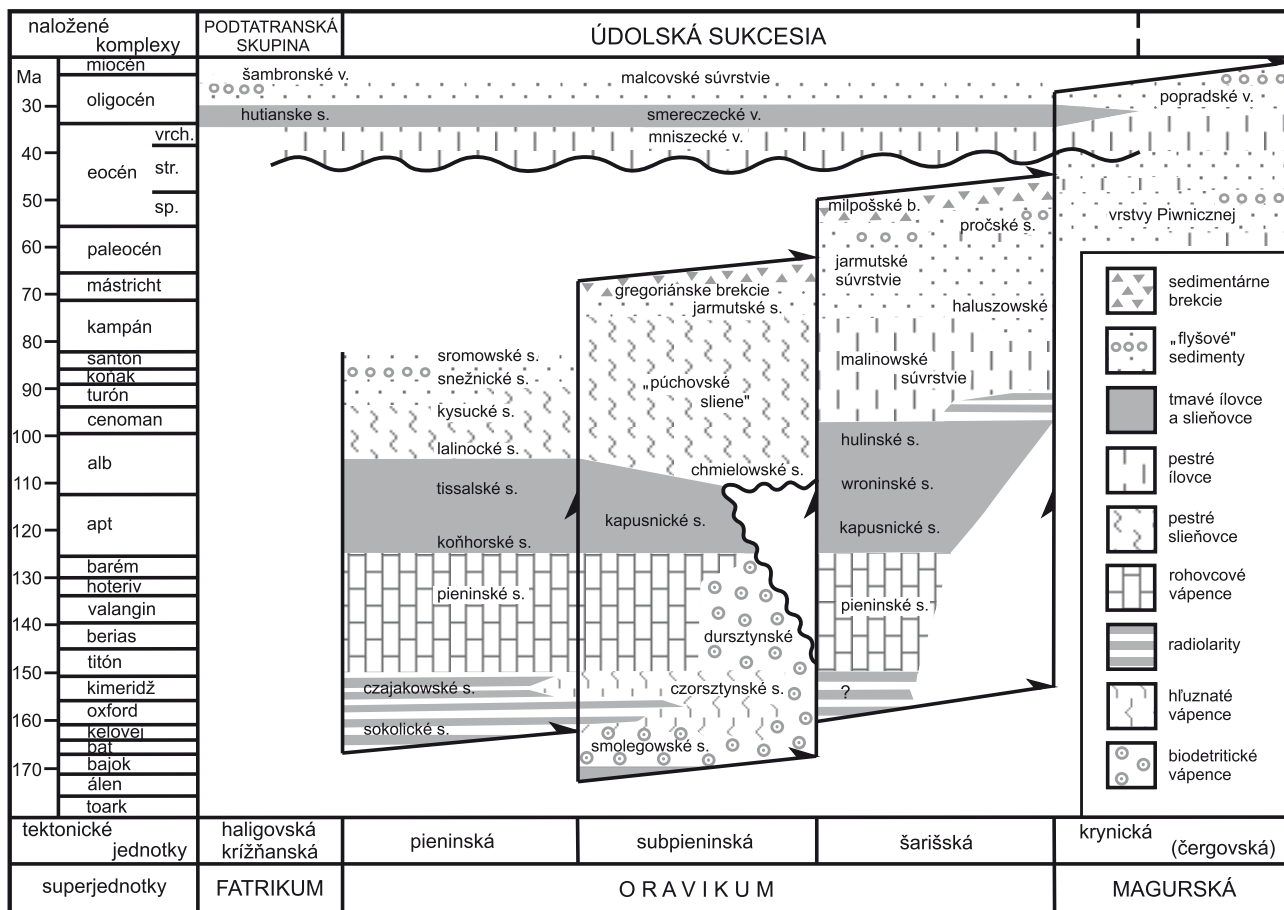
súvrstviu, stredný, *mniszecský člen*, predstavujú pestré ílovce, vrchný, popradský člen, zhruba zodpovedá strihovskému súvrstviu. Vrchnoeocénno-oligocénne *popradské vrstvy* by pritom mali pri Kremnej a Matysovej plynulo prechádzať do spodnomiocénneho *kremnianskeho súvrstvia*, kým v oblasti plavečskej depresie ležia nad mniszeckými pestrými vrstvami globigerinové sliene, menilitové vrstvy a potom oligocénny flyš malcovského súvrstvia (údolská sukcesia, pozri nižšie).

Šarišská jednotka

Šarišská jednotka je nový termín, ktorý zavádzame pre jednu z najdôležitejších tektonických jednotiek PBP na východnom Slovensku. Je to štruktúrne najspodnejší element stavby PBP, teda jednotka podstielajúca ako pieninskú, tak aj subpieninskú (s. l. czorsztyńskú) jednotku. V mapovom obraze (obr. 2, 3) vystupuje šarišská jednotka najmä v externom – severovýchodnom pruhu PKB v priamom tektonickom styku s magurskými jednotkami. Táto jednotka bola najskôr definovaná pod provizórnym názvom *fakľovská jednotka* (Plašienka, 2009; Plašienka in Oszczypko et al., in press). Po akceptovaní jej regionálneho

rozšírenia v temer celom priebehu PBP na východnom Slovensku, typicky práve v šarišskom úseku, navrhujeme tento jednoznačnejší termín.

Možno povedať, že šarišská jednotka sa priestorovo do značnej miery kryje s „paleogénom zemplínskeho pásma“ resp. „zemplínskou čiastkovou jednotkou“ magurskej jednotky (Andrusov, 1965). Tento Andrusov termín ale nepoužijeme z viacerých dôvodov – jednak sa vôbec neujal, jednak Andrusov svoju zemplínsku čiastkovú jednotku úplne vyčlenil z bradlového a zaradil ju do magurského pásma, s čím na základe našich výskumov nemožno súhlasiť, a navyše sa medzičasom termín zemplínska jednotka a zemplínikum začal používať pre úplne inú tektonickú jednotku v stavbe Západných Karpát (napr. Slávik, 1976). Náplň šarišskej jednotky tiež do určitej miery zodpovedá náplni tzv. jednotky Grajcarka definovanej v poľských Pieninách (napr. Birkenmajer, 1986 a tamojšie citácie), resp. analogickej jednotky Huliny (Sikora, 1971, 1974). Birkenmajerova tektonická interpretácia jednotky Grajcarka a podobne aj Sikorova pre hulinskú jednotku sú ale úplne odlišné od našej interpretácie šarišskej jednotky, považujeme preto za vhodné zaviesť nový názov. Najtypickejšou a najrozšírenejšou súčasťou šarišskej



Obr. 1. Litostratigrafická schéma sedimentárnych sukcesíí v texte vyčlenených tektonických jednotiek a naložených komplexov.

Fig. 1. Lithostratigraphic scheme of the sedimentary successions of tectonic units and overstepping complexes discerned in the text. Legend (from the top to bottom): sedimentary breccias; „flysch“ sediments; dark shales and marlstones; variegated shales; variegated marlstones; cherty limestones; radiolarites; nodular limestones; biotrititic limestones.

jednotky sú jarmutské a pročské súvrstvie, všeobecne považované za súčasť tzv. bradlového obalu, teda komplexov ležiacich generálne v nadloží starších bradlových sukcesí. Ako uvedieme nižšie, naše výsledky indikujú, že tento názor nie je správny a jarmutský či pročský „flyš“ sú súčasťou štruktúrne samostatnej – šarišskej jednotky, ktorá je pozíčne najspodnejšou jednotkou stavby PBP na východnom Slovensku.

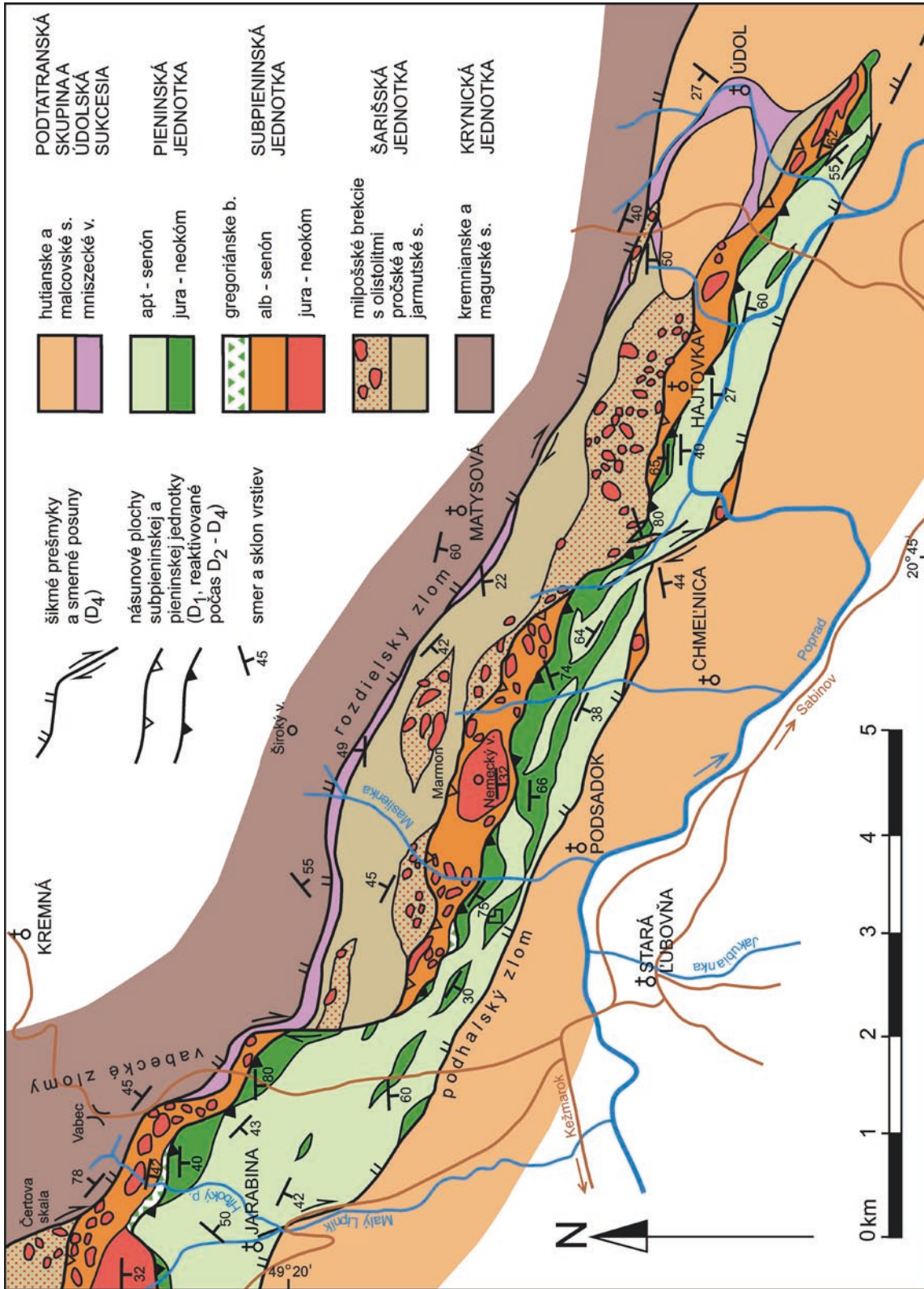
Šarišská jednotka zahrnuje pestrý sedimentárny sled siahajúci od spodnej kriedy po zhruba spodný eocén. Nie je vylúčené, že podobne ako v Poľsku (jednotka Grajcarka) sú jeho súčasťou aj vrchnojurské až spodnokriedové uloženiny (czajakowské a pieninské súvrstvie). Problémom príslušnosti týchto sedimentov ku šarišskej jednotke na slovenskom území je to, že vystupujú v samostatných menších šupinách s väčšinou nejasným vzťahom ku okolitým mladším sedimentom. Navyše majú hlbokovodný pelagický charakter (vrchnojurské rádiolarity, spodnokriedové pieninské vápence), ktorý je veľmi podobný pieninskej sukcesii a môžu tak reprezentovať aj šupiny či olistolity pieninskej alebo subpieninskej jednotky (niedzickej sukcesie) nachádzajúce sa uprostred mladších členov šarišskej jednotky. To je jeden z vážnych problémov stavby externej severnej zóny PKB na styku s komplexmi magurskej superjednotky. Prinajmenšom 90 % plošného obsahu šarišskej jednotky však pripadá na jarmutské a pročské súvrstvie a s nimi združené telesá olistostrom.

Najstaršie horniny, ktoré s vysokou mierou pravdepodobnosti môžeme zaradiť do šarišskej jednotky, sú svetlosivé, slabo slienité, tenkodoskovité, celistvé, často škvrnité vápence litologicky zodpovedajúce vrchným častiam *pieninského súvrstvia*. Vystupujú v úzkych zovretých šupinovitých antiklinálach na západných svahoch Faklovky nad Litmanovou a v doline potoka Malý Lipník nad Jarabinskými tiesňavami. Na iných miestach je ich príslušnosť ku šarišskej jednotke neistá, hoci napr. okolo Milpoša sa zdá byť pravdepodobná. V ich nadloží a aj na iných miestach (Kyjov, Milpoš) sa nachádzajú slieňovce, slienité a ílové bridlice sivých, zelenosivých a zriedkavejšie červenohnedých farieb. Slieňovce sú často bioturbované, pestré ílové bridlice sú zase miestami úplne nevápnité. Podľa pozície zaraďujeme tento súbor predbežne do aptu až albu a korelujeme ho s *kapušnickým, wroninským* a *hulinským súvrstviem* poľských Pienin (Birkenmajer, 1977; Oszczykko, 2006; cf. obr. 1). V profile rokliny na SV od Kyjova nachádzame v rámci týchto sedimentov do 5 m hrubý horizont tmavočervených doskovitých rádiolaritov. Ich vek sa zatiaľ nepodarilo preukázať, podľa pozície ide pravdepodobne o tzv. *grońské rádiolarity* albského veku (Birkenmajer, 1977). Pod nimi vystupuje súvrstvie tmavosivých až čiernych ílových bridlíc s doskami sivých siliciklastických, výrazne sludnatých pieskocov, ktoré sa neformálne označuje ako „čierny flyš“ a bolo a je veľmi rôzne označované a stratigraficky zaradované buď do strednej jury („flyšový álen“ – Birkenmajer, 1960; *szlachetowské súvrstvie* – Birkenmajer, 1977) alebo spodnej kriedy (*vrstvy Sztolnia* – Sikora, 1971, 1974). Problém nie je uzavretý, súvrstvie sa dnes označuje mnohorakými názvami a veľmi ostrá diskusia o jeho veku v poľskej literatúre pokračuje

(cf. Oszczykko et al., 2004 vs. Birkenmajer et al., 2008 a tamojšie citácie; tiež Jurewicz, 2005). Na území opisovanom v tejto práci sú sedimenty „čierneho flyša“ vždy združené s evidentne kriedovými horninami, neobsahujú jurské makrofosílie („posidónie“) a možno preto predpokladať ich stredno-vrchnokriedový vek, aj keď je spolu s okolitými sedimentmi výrazne deformované, zošupinovatené a navyše slabo odkryté.

Vrchnú kriedu (pravdepodobne cenoman až kampán) reprezentujú pestré, najmä tmavosivočervené nevápnité laminované ílovce označované ako *malinowské súvrstvie* (Birkenmajer, 1977). Litologicky ich možno do určitej miery korelovať aj s *ondrášoveckými vrstvami* lopenického súvrstvia (Potfaj, 1993), resp. s *kaumberským súvrstviem* (Švábenická et al., 1997) bielokarpatskej jednotky na západnom Slovensku.

Najmladším a priestorovo najrozšírenejším súvrstviem šarišskej jednotky je súvrstvie, ktoré sa na poľskom území označuje ako jarmutské a na slovenskom území väčšinou ako pročské. V ponímaní týchto súvrství existuje mnoho rozporov a nejasností, ktoré sčasti vychádzajú už z pôvodných nepresných či zmätočných definícií – napr. Birkenmajer (1977) definoval jarmutské súvrstvie ako mástrichtské klastické sedimenty usadené v tom istom čase v najrôznejších prostrediach – od riečnych štrkov, cez príbrežné klifové brekcie, až po hlbokovodné turbidity. Nemčok (1980 a iné práce) argumentoval, že pročské vrstvy tzv. inovského vývoja beňatinského flyša (Leško, 1960) a jarmutské súvrstvie, ako aj zlatnianske vrstvy (Sikora, 1971) poľských Pienin sú litofaciálne identické a predpokladal aj ich rovnaký – paleogénny vek, preto ich združil pod názvom pročsko-jarmutské súvrstvie. O faciálnej zhode pročských a jarmutských vrstiev písal už Leško (1960) a o nadväznosti pročských vrstiev (resp. rôznych vývojov „bradlového paleogénu“ – ujackého, kyjovského, lackoveckého či inovského) na jarmutské sa zmienili viacerí ďalší autori – napr. Leško (ed., 1964), Srnánek a Salaj (1965), Stráník (1967). Treba však povedať, že na rozdiel od pročského súvrstvia nie je definícia jarmutského súvrstvia jednoznačná, napriek tomu (alebo práve preto), že sa v literatúre používa už od 30-tych rokov minulého storočia (cf. Andrusov a Samuel, 1983). Birkenmajerova (1977) definícia jarmutského súvrstvia je dvojznačná a geneticky nekompatibilná – ich hrubozrnné zlepencové variety sa pokladali za transgresívne (molasové, či dokonca sladkovodné) na zvrásnený podklad PBP a slúžili ako dôkaz o subhercýnskej fáze vrásnenia (Birkenmajer, 1986). V inej pozícii je však jarmutské súvrstvie v magurskej jednotke Grajcarka – ako jej terminálny, flyšový či wildflyšový člen nadväzujúci na podložné malinowské súvrstvie (Birkenmajer, 1977; Oszczykko, 2006), pričom mástrichtské jarmutské pieskovce a zlepence obsahujú bradlový klastický materiál vrátane veľkých olistolitov. V inej koncepcii by tieto olistolity mali byť derivované z čela nadložného czorsztynského príkrovu (napr. Jurewicz, 1997, 2005). Neskôr Birkenmajer et al. (1987) a Birkenmajer a Dudziak (1991) preukázali nielen mástrichtský, ale aj paleocénny vek jarmutského súvrstvia, a to aj z matrixu sklzového zlepencového telesa s exotickým aj lokálnym



Obr. 2. Zjednodušená geologická mapa lubovniansko-údolského segmentu piensiného úseku Bradlového pásma. Kvartérne uloženiny sú vynechané.

Fig. 2. Simplified geological map of the Lubovňa–Údol segment of the Pieniny sector of the Klippen Belt. Quaternary deposits are omitted. Legend (from the top to bottom): Podtatra Group and Údol Succession (Huty, Malcov and Mniszek Fms.); Pieniny Unit (Aptian–Senonian and Jurassic–Neocomian formations); Subpiensiny Unit (Gregoriánka Breccia, Albian–Senonian and Jurassic–Neocomian formations); Šariš Unit (Milpoš Breccia with olistoliths, Proč and Jarmuta Fms.); Krynica Unit (Kremná and Magura Fms.); Structural symbols: oblique reverse and strike-slip faults (D₄); thrust planes of the Subpiensiny and Pieniny Units (D₁, reactivated during D₂–D₄); bedding attitudes.

bradlovým materiálom. Táto vyššia časť jarmutského súvrstvia nepochybne zodpovedá tomu, čo sa na Slovensku označuje ako pročské súvrstvie. Na slovenskom území máme teda analogickú situáciu s tým rozdielom, že pročské súvrstvie aj s olistostrmami a olistolitmi je zväčša preukázateľne až paleogénneho veku (Nemčok et al., 1989), pričom ale mástrichtský vek spodnej časti súvrstvia je pravdepodobný. Podobne sú kampánsko-mástrichtské jarmutské a paleocénno-spodnoeocénne pročské vrstvy vyčlenené aj na tektonickej mape SR (Bezák, ed., 2004) a spolu klasifikované ako „neoalpínsky štrukturované vrchnokriedové a mladšie sedimenty bradlového pásma“, ktoré však „pravdepodobne mali diskordantný vzťah k vlastným bradlám a aj k staršiemu kriedovému obalu bradiel“.

Na druhej strane však vôbec nemožno akceptovať variant vzťahu jarmutského a pročského súvrstvia vyjadrený na novej prehľadnej mape SR (Polák, ed., 2008), kde je paleogénne pročské súvrstvie medzi Šarišským Jastrabím a Demjatou tektonicky oddelené od PBP a zaradené do magurskej – krynickej „tektonicko-litofaciálnej“ jednotky a všetky výskyty analogických sedimentov v bradlovom pásme sú zaradené len do kampánsko-mástrichtského jarmutského súvrstvia. Na digitálnej mape SR 1 : 50 000 (www.geology.sk – február 2010) je ale to isté súvrstvie od Jarabiny až po Lutinu zaradené do paleogénneho pročského súvrstvia, ktoré je zase medzi Jarabinou a Litmanovou (a aj v doline Lutinky) celkom umelo zlomovo oddelené od jarmutského súvrstvia. Takéto zaradenie vychádza z koncepcie Potfaja a Rakúsa (in Žec, ed., 1997; Janočko, ed., 2000; Žec et al., 2006), podľa ktorej sú súčasťou bradlových sukcesí len sledy po mástrichtské jarmutské súvrstvie, kým paleogénne pročské súvrstvie zaradujú už do magurskej jednotky. Za paleogénne sedimenty samotného bradlového pásma (vrátane beňatinského sledu) pokladajú len transgresívne súľovské zlepenca a žilinské súvrstvie a jeho analógy (vrchný paleocén – eocén). Pomery na našom území však použitie takejto klasifikácie neumožňujú.

Jarmutské a pročské súvrstvie šarišskej jednotky nie je na danom území možné pri terénnom mapovaní bežnými metódami rozlíšiť, a preto ani kartograficky vymedziť. Na základe bodových biostratigrafických údajov (známych z literatúry i našich vlastných) by obidve súvrstvia mali zabrať vekový diapazón od mástrichtu po spodný eocén. Základným charakteristickým znakom obidvoch súvrství je prevaha silne vápnitých pieskocov až piesčitých vápencov nad vápnitými ílovcami a v hrubozrnnejších varietach evidentná prítomnosť „bradlového“ materiálu – zväčša ostrohranných klastov najrôznejších členov jursko-kriedových sukcesí pochádzajúcich z nadložnej subpieninskej a pravdepodobne aj pieninskej jednotky. Dominantným litotypom sú masívne, resp. hrubolavicovité, drobnozrné, zväčša bezštruktúrne, len niekedy laminované vápnité pieskovce (fluxoturbidity) prechádzajúce miestami do hrubozrnnejších variet s charakteristickými vtrúsenými granulami rôznych vápencov a silicítov. Typické tenkorytmické gradačné turbidity striedajúce sa s podradnejšími sivými vápnitými ílovcami sú zriedkavejšie (prínajmenšom v odkryvoch)

a zrejme zodpovedajú skôr *haluzsowskému súvrstviu* (podľa Birkenmajera, 1977, je toto súvrstvie kampánskeho veku). Pieskovce predpokladaného haluzsowského súvrstvia majú na rozdiel od jarmutských či pročských pieskocov prevahu siliciklastického materiálu, vrátane šupiniek muskovitu. Prírodných odkryvov je ale v tomto súvrství veľmi málo, dokumentované boli najmä v doline Riečka na SZ od Kamičky. Pestré, najmä cvikločervené ílovce s tenkými doskami odlišných – modrozelených, siliciklastických jemnozrných a výrazne bioturbovaných pieskocov – tvoria šošovkovité telesá uprostred jarmutského a pročského súvrstvia. Tieto ílovce sú zväčša nevápnité a obsahujú len aglutinovanú a často preplavenú mikrofaunu (Nemčok et al., 1990), ich stratigrafické i štruktúrne postavenie je preto neisté – aspoň sčasti ide aj o tektonické šupiny vyššie spomínané vrchnokriedové malinowské súvrstvie. Inde však môže ísť aj o mníševské vrstvy údolskej sukcesie, prípadne aj o paleocénne ílovce ako normálnu súčasť pročského súvrstvia, tak ako to predpokladali aj Nemčok et al. (1990).

Osobitné postavenie v rámci komplexu jarmutského a pročského súvrstvia majú tzv. gregoriánske brekcie (Nemčok et al., 1989). Tie tvoria stratiformné, šošovkové až tabulárne, niekedy veľmi rozsiahle telesá vo vrchných častiach komplexu (obr. 1, 2). Telesá brekcií sú zhruba 5 až 100 m hrubé, uložené uprostred jemnozrnnejších turbiditových pieskocov striedajúcich sa s podradnejšími sivými ílovcami a slieňovcami. Hruboklastický materiál brekcií tvoria najmä strednojurské až spodnokriedové vápence evidentne derivované najmä z nadložnej subpieninskej jednotky, základná hmota je piesčitá až ílovito-vápnitá (obr. 5A). V brekciách sú uložené bloky – olistolity hornín czorsztynskej, niedzickej a prípadne czertezickej sukcesie, ktoré dosahujú až rozmery megaolistolitov o objeme mnoho stoviek až tisícok m³ (pozri tiež Oszczytko et al., 2005). Nemožno vylúčiť ani prítomnosť olistolitov derivovaných z pieninskej jednotky. Za olistolity pokladáme mnohé bradlá týchto sukcesí vystupujúce v severnejšej zóne PBP, napr. známe bradlá pri sútoku potokov Rozdiel a Litmanovka v Litmanovej, Čertovu skalú, niektoré bradlá severne od Starej Lubovne, ďalej Marmon a okolité bradlá, mnohé bradlá severne od Hajtovky až po údolské bradlá, ktoré však už sčasti reprezentujú aj dezintegrované čelá subpieninskej jednotky. Po prerušení PBP pri Plavči nachádzame tieto olistolitové bradlá opäť okolo potoka Olšavec južne od Čirča, pri Kyjove, olistolitom je aj spektakulárne bradlo Sokol v doline Kamenického potoka (obr. 5B), a ďalej potom nachádzame veľké množstvo sedimentárnych bradiel medzi Lúčkou a Lutinou. Tam je to najmä teleso megabrekcií s početnými veľkými bradlami pri Milpoši a množstvo veľkých i menších bradiel okolo Hanigovského hradu.

Nemčok et al. (1989) podrobnejšie opisovali gregoriánske brekcie zo štyroch lokalít: Litmanová, Jarabina, Milpoš a Terňa, pričom za typovú lokalitu si zvolili Gregoriánku pri Jarabine. Podľa našich pozorovaní sa ale brekcie práve z tejto lokality od ostatných troch výrazne líšia, patria inej tektonickej jednotke, majú odlišné zloženie a pravdepodobne aj stratigrafický vek. Ponechávame preto

názov gregoriánska brekcia len pre brekcie z tejto typovej lokality (pozri nižšie), kým pre ostatné tri lokality opisované Nemčokom et al. (l. c.) a mnohé iné, zavádzame predbežne nový termín *milpošské brekcie* (obr. 1). Ich podrobnejší opis a paleotektonická interpretácia však bude predmetom inej pripravovanej publikácie.

Subpieninská jednotka

Termín subpieninská jednotka zaviedol V. Uhlig a používal ho ako v litologicko-stratigrafickom, tak aj v tektonickom zmysle (Uhlig, 1907 – Subpieninsche Decke) pre spodnejšiu jednotku stavby PBP ležiacu pod pieninským príkrovom a nasunutú na beskydskú (magurskú) jednotku. Neskôr sa tektonická koncepcia zmenila, subpieninská jednotka bola premenovaná na czorsztyńskú, ktorá sa pokladala za de facto autochtónnu vo vzťahu ako k pieninskej jednotke, tak dokonca aj k paleogénnym flyšovým sledom magurskej jednotky chápaným ako súčasť bradlového obalu (Andrusov, 1938). Z tejto autochtónnej pozície mala byť czorsztyńská jednotka „vykorenená“ až neskôr počas sávskeho vrásnenia (Birkenmajer, 1986). Na základe stále uprešňovaných litostratigrafických sledov sa v PBP po Uhligovi postupne vyčleňovali ďalšie jednotky (kysucká, pruská, podbielska, niedzická, czertezická, braniská atď.), ktoré sa zväčša aj v tektonickom zmysle začali považovať za samostatné príkrovové štruktúry nasunuté na jednotnú czorsztyńskú jednotku. Na základe stavby PBP na skúmanom území túto predstavu nezdialame a vraciame sa k duchu Uhligovej koncepcie (Uhlig, 1907), kde czorsztyńská jednotka chápaná litostratigraficky – čiže sukcesia – je síce dominantnou, ale nie jedinou sukcesiou tvoriacou samostatný tektonický element, pre ktorý navrhujeme staronový termín subpieninská jednotka. Podobne chápal túto jednotku aj Książkiewicz (1977), ponechal jej však názov czorsztyńská. Rovnako Andrusov (1965, s. 181) odmietol tektonickú samostatnosť rôznych „prechodných vývinov“ a pokladal ich za série lokálneho rozšírenia. V prípade subpieninskej jednotky ide o zložitý, imbrikovaný systém násunových šupín, ležatých vrás a duplexov, do ktorého sú okrem typickej czorsztyńskej sukcesie pojaté aj ďalšie „prechodné“ sukcesie PBP, a to najmä niedzická a prípadne aj czertezická (cf. Wierzbowski et al., 2004 vs. Birkenmajer, 2007). Sú to všetko prahové, resp. svahové sukcesie pochádzajúce z veľmi členitého sedimentačného priestoru, čo bolo zrejme aj primárnou príčinou ich značnej dezintegrácie v procesoch odliepania od subdukovaného substrátu a príkrovového presúvania cez externejšiu panvovú šarišskú jednotku.

Subpieninská jednotka vystupuje zhruba v strednej alebo južnej okrajovej časti PBP, v severnej časti len v príkrovej troske nad šarišskou jednotkou pri Litmanovej (obr. 2, 3, 4). Jej čelné partie sú rozčlenené do sústavy imbrikovaných šupín s často obráteným vrstvom sledom, kde rigidnejšie jurské vápence „plávajú“ uprostred nekompetentných vrchnokriedových slieňovcov. Zároveň tieto čelné šupiny nadväzujú na telesá olistostróm podložnej šarišskej jednotky. Z týchto vzťahov je evidentné, že proces príkrovového nasúvania subpieninskej jednotky

bol úzko spätý s gravitačnou dezintegráciou a masovým transportom materiálu subpieninskej jednotky do pročského flyšového bazénu v predpolí. Takýto typ stavby czorsztyńskej jednotky bol v minulosti často označovaný ako „diapírový“ (Andrusov, 1938, 1974; Birkenmajer, 1959, 1960; „hrozienska v koláčik“ či bradlá typu Czerwonej skaly podľa Andrusova a Scheibnera, 1968). Termín diapírová tektonika je ale v tomto prípade celkom nevhodný, do určitej miery ho možno pripustiť len v zmysle mechanickej inverzie medzi kompetentnými bradlami a ich nekompetentným „obalom“, teda ako štruktúrne osamostatňovanie sa bradiel v procese progresívnej deformácie. Predpokladaný vertikálny prienik – protrúziu bradiel do nadložných nekompetentných súvrství bradlového obalu, čo je esencia diapírovej koncepcie, však nemožno nijako dokumentovať a ide tak v podstate o mýtus.

Litostratigrafia, či už czorsztyńskej alebo niedzickej sukcesie, je veľmi dobre známa, nebudeme sa jej tu preto bližšie venovať. Spomenieme len, že i keď z početných bradiel týchto sukcesí je na danom území známa väčšina členov, súvislejšie profily nachádzame len vo väčších bradlách. Najstarším známym členom je *skrzypnianske súvrstvie* tmavých anoxických ílových bridlic s charakteristickými diskovitými konkréciami pelosideritov, ktoré slúžili ako hlavný horizont odlepenia nadložných sukcesí od bližšie neznámeho podložja podsúvaného pod internejšie karpatské jednotky.

V *czorsztyńskej sukcesii* nasledujú červené a biele piesčito-krinoidové vápence (*smolegowské* a *krupianske*), červené hluznaté vápence (*czorsztyńské*) prechádzajúce do menej výrazne hluznatých variet masívnych a lavicovitých vápencov (*bohnických*), na ktoré úzko nadväzujú titónske biodetritické a mikritické kalpionelové vápence krémových a béžových farieb (*dursztynské*, *rogoźnická lumachela*). Mladšie spodnokriedové členy sú veľmi zriedkavé. Korodovaný a skrasovatý povrch jurských vápencov je prekrytý albskými červenými pelagickými slieňovcami *chmielowského súvrstvia* (Birkenmajer, 1977; Andrusov et al., 1959; Aubrecht et al., 2006). Červené globotrunkánové slieňovce, miestami s početnými doskami sivozelených siliciklastických turbiditových pieskovcov, siahajú stratigraficky až do kampánu a na slovenskom území sú tradične označované ako púchovské slieňovce (obr. 1).

V najvyšších častiach subpieninských sledov sa objavujú žltosivé vápnité pieskovce, sčasti turbiditové s bioglyfmi (typické sú helmintoidy), sčasti masívne bezštruktúrne (fluxoturbidity), ktoré sa zaraďujú do *jarmutského súvrstvia*. Litofaciálne je toto súvrstvie analogické vyššie opísanému jarmutskému súvrstviu šarišskej jednotky a pôvodne sa zjavne usadili v rôznych častiach tej istej panvy. Subpieninská časť panvy však zrejme na rozhraní kriedy a paleogénu zanikla pochovaním pod presúvaný pieninský príkrov, kým v externejšej šarišskej časti pokračovala sedimentácia paleogénnym pročským súvrstvím. Sukcesívna späťosť jarmutského súvrstvia a podložných pestrých pelagických slieňovcov czorsztyńskej sukcesie bola v ostatnom čase vyjadrená na geologickej mape stredného Považia ich združením do púchovsko-jarmutskej skupiny (Mello, ed., 2005). Ani v tomto prípade to však nezodpovedá pôvodnej

definícii jarmutského súvrstvia v PBP ako transgresívneho na deformovaný bradlový, predovšetkým czorsztyński substrát (Birkenmajer, 1977; Andrusov a Samuel, 1983). Pravdou je ale aj to, že takáto transgresívna pozícia jarmutského súvrstvia sa vlastne ani v PBP nevyskytuje resp. nebola náležite dokumentovaná.

Jarmutské súvrstvie je v subpieninskej jednotke pomerne tenké a často úplne chýba. Má synorogénny, nahor hrubnúci trend a v niektorých profiloch sa končí telesami chaotických *gregoriánskych brekcií*, typicky vyvinutých najmä na typovej lokalite pri Jarabine opísanej Nemčokom et al. (1989). Na rozdiel od vyššie opísaných milpoškých brekcií obsahujú gregoriánske brekcie s. s. len ostrohranný klastický materiál z nadložnej pieninskej jednotky, a to okrem sporadických rádiolaritov najmä celistvé vápence a čierne rohovce pieninského súvrstvia (obr. 5F). Okrem typovej lokality pri Jarabine sa takéto brekcie vyskytujú aj na hrebeni Lubovnianskeho hradu, a aj východne od tu opisovaného územia vo väčších bradlách pri Demjate (cf. Kaličiak, ed., 1991).

Do *niedzickej sukcesie* možno zaradiť len tie bradlá, ktoré majú zachované kompletnejšie sledy typické pre túto sukcesiu. Tie obsahujú *skrzywnianske súvrstvie*, *smolegowské* a *krupianske súvrstvie*, tzv. spodné hľuznaté vápence (*niedzické súvrstvie*), červené doskovité rádiolarity (*czajakowské súvrstvie*), vrchné hľuznaté vápence (*czorsztyńské súvrstvie*) a doskovité rohovcové kalpionelové vápence (*pieninské súvrstvie*). Mladšie členy sú zrejme podobné ako v czorsztyńskiej sukcesii a v zložito deformovanom teréne ich nemožno od seba oddeliť. Problémy so zaradením však nastávajú vtedy, keď sú strednojursko-spodnokriedové súvrstvia niedzickej sukcesie rozčlenené do samostatných bradiel. Bradlá krinoidových vápencov môžu patriť ako czorsztyńskiej, tak aj niedzickej sukcesii, podobne ako izolované bradlá červených hľuznatých vápencov. Naproti tomu samostatné bradlá a šupiny czajakowských rádiolaritov a pieninských vápencov sa ničím podstatným nelíšia od podobných súvrství pieninskej či kysuckej sukcesie. Pri zaradovaní sme preto vychádzali aj z celkovej pozície takýchto rozčlenených „nekompletných“ bradiel, pričom samozrejme mohlo dôjsť aj k omylom. Na posudzovanie celkovej stavby a vývoja PBP to však nemá zásadnejší vplyv.

Z tektonického hľadiska rozoznávame v rámci subpieninskej jednotky dva typy čiastkových štruktúrnych jednotiek. Prvým typom sú koherentné násunové šupiny či imbrikované duplexy. Tvorené sú len czorsztyńskou sukcesiou s relatívne hrubým súvrstvom strednojurských krinoidových vápencov, ktoré tvorí kompetentnú kostru násunových šupín. Takýto typ subpieninskej jednotky budeme označovať ako **jarabinská čiastková jednotka**. V profile potoka Malý Lipník, severne od Jarabiny, sú nad sebou dve až tri takéto násunové šupiny (obr. 5C). Tento typ hrubých násunových šupín je zrejme viazaný na tie časti pôvodného czorsztyńského prahu, kde mali krinoidové vápence najväčší priestorový rozsah a hrúbku. Tie však boli priestorovo veľmi nestále, čo sa prejavilo sekundárne aj v laterálne nepriebežnom vystupovaní jarabinskej čiastkovej jednotky. Tá tvorí dvojoso vo brachyantiklinálne

imbrikované duplexy, resp. antiformalné násunové stohy (antiformal thrust stacks) pri spomínanej Jarabine, v oblasti Nemeckého vrchu severne od Podsadku a na bradle hradu Kamenica, čo sú aj objemovo i plošne najväčšie výskyty czorsztyńskej sukcesie na danom území (obr. 3).

Druhým typom čiastkových jednotiek subpieninskej jednotky je detailne imbrikovaný systém rozčlenených bradiel, ako czorsztyńskej, tak aj niedzickej sukcesie, ktoré sú relatívne malé (zhruba do 200 – 400 m³) a úplne osamostatnené „plávajú“ uprostred vrchnokriedových slieňovcov. V niektorých prípadoch možno v skupinách týchto bradiel pozorovať reliktu makrovásových štruktúr (napr. pri Údole). Viaceré imbrikácie majú obrátený vrstvový sled, čo tiež možno považovať za dôsledok zošupinovatenia zovretých antiklinálnych makrovás. Podľa typového výskytu v doline potoka Maslienka, severne od Podsadku, budeme túto čiastkovú jednotku označovať ako maslienska. **Maslienska čiastková jednotka** vystupuje v čele a čiastočne v nadloží jarabinskej čiastkovej jednotky, pokiaľ je ale táto vôbec prítomná. Objavuje sa sz. od Kameniky okolo kameňolomu v doline Riečiky, ďalej vystupuje okolo južného úpätia Faklovky, v príkrovej troske severne od Litmanovej a potoka Malý Lipník, na hrebeni medzi Litmanovou a Jarabinou (obr. 5D), na hrebeni Lubovnianskeho hradu s pokračovaním do doliny Maslienky a potom v úzkom pásme smerom na V ku Chmelnici, po krátkom prerušení pokračuje od severného okolia Hajtovky až k Údolu. V šarišskom úseku zaradujeme do maslienskej čiastkovej jednotky pásmo Babích skaliek pri Šarišskom Jastrabí, zošupinovatené czorsztyńské a niedzické bradlá južne od Sosnovej hory pri Pustom Poli, bradlá Predné a Zadné skálie medzi Kyjovom a Kamenicou, ako aj silne zošupinovatené partie kamenického hradného brala.

Morfologicky i náplňou sú bradlá maslienskej čiastkovej jednotky veľmi blízke olistolitom vystupujúcim v milpoškých brekciách pročského súvrstvia podložnej šarišskej jednotky, navyše vystupujú často vedľa seba a sú vlastne aj geneticky úzko späté. Čelné časti subpieninskej jednotky boli zrejme umiestňované gravitačne do prostredia pročskej panvy, pričom dochádzalo k ich dezintegrácii až do formy uvoľnených sedimentárnych olistolitov. Zásadný rozdiel medzi olistolitmi a tektonickými bradlami je ale v ich „bradlovom obale“. Kým milpošské olistolity ležia uprostred brekcií alebo polymiktných pieskovcov pročského súvrstvia, tektonické maslienske bradlá vystupujú ako rigidné inklúzie vo vrchnokriedových slieňovcoch púchovského typu. V zakrytom teréne však nie je vždy možné matrix bradiel dobre identifikovať, preto aj hranica medzi olistolitmi a „pravými“ bradlami nie je vždy jasná. Navyše na niektorých miestach (napr. sv. od Litmanovej a Jarabiny a pri Údole) ležia uprostred, resp. v nadloží pročského súvrstvia, celé rozsiahle, aj keď vnútorne dezintegrované sklzové telesá maslienskej jednotky – teda tektonicky i sedimentárne rozčlenené bloky jurských vápencov premiešané so slieňovcovou matrix. Rozdiely medzi pôvodne tektonickými bradlami a z nich derivovanými olistolitmi sa tak miestami celkom stierajú. Pre genézu milpoškých olistolitov to znamená, že ich vznik bol podmienený predchádzajúcim tektonickým drobením rigidných členov subpieninskej

jednotky. Tektonické bradlá subpieninskej jednotky a olistolity šarišskej jednotky majú z tohto dôvodu aj rovnaký štruktúrny záznam (napr. klivážové systémy) a je to aj argument v prospech toho, aby sme aj šarišskú jednotku považovali za súčasť PBP s. s., teda oravika.

Pieninská jednotka

Štruktúrne najvyššou príkrovovou tektonickou jednotkou PBP na opisovanom území je pieninská jednotka. O jej príkrovovom charaktere nebolo u väčšiny autorov ani v minulosti pochyb, a aj na predmetnom území celkom evidentne tektonicky prekrýva či už subpieninskú, alebo miestami priamo šarišskú jednotku, aj keď jej násunová plocha je väčšinou silne prevrásnená v dôsledku naložených deformácií. Vystupuje, aj keď nepriebežne, najmä v najinternejšej, t. j. najjužnejšej zóne PBP. Nachádzame ju v (do 1 km) širokom pruhu severne od Kamienky, okolo Jarabiny, Lubovnianskeho hradu a Podsadku, Chmelnice až po Hajtovku, kde sa tento pruh smerom k Údolu zužuje na pár sto a potom len desiatok metrov (obr. 2, 3). Všade v týchto oblastiach je pieninská jednotka výrazne samostatnou príkrovovou štruktúrou s osobitým litostratigrafickým sledom. V šarišskom úseku sa pieninské bradlá opäť objavujú pri Ďurkovej a pieninská jednotka potom dosahuje najväčšiu šírku pri Šarišskom Jastrabí. Pri Kyjove a Kamenici sa opäť zužuje a od Lúčky pokračuje pieninská jednotka ďalej na východ už len ojedinelými úzkymi šupinovitými bradlami v synklinálach nad šarišskou jednotkou (obr. 3). V tomto prípade však môže ísť aj o amputované súvrstvia niedzickej sukcesie, pretože ich tvoria len hlbokovodné vrchnojursko-spodnokriedové členy (czajakovské a pieninské súvrstvie).

Pre sedimentárne sukcesie, tvoriace náplň pieninskej jednotky, sú charakteristické niekedy dobre zachované súvislé sledy, a najmä hlbokovodný pelagický charakter jursko-vrchnokriedových členov bez výraznejších hiátov, ako aj spodnosenónsky synorogénny turbiditový komplex (obr. 1). Zaraďujú sa sem najmä pieninská sukcesia s. s. a kysucká sukcesia (ekvivalentná sukcesii Braniska vyčleňovanej v poľských Pieninách), ako aj viaceré iné sukcesie s niektorými osobitnými znakmi, opisované najmä z oravského úseku PBP (napr. podbielska resp. oravská, alebo nižnianska sukcesia). Rozdiely medzi pieninskou a kysuckou sukcesiou však nie sú podstatné a definovateľné sú vlastne len v súvislých, stratigraficky dobre dokumentovaných sledoch. Na danom území buduje pieninskú jednotku sukcesia, ktorá má podľa definície predsa len bližšie k hlbokovodnejšej pieninskej sukcesii.

Jedným zo znakov **pieninskej sukcesie** na opisovanom území je nedostatok členov starších ako sokolické a czajakovské rádiolaritové súvrstvie (obr. 1). Šošovky sivých, slabo slienitých doskovitých vápencov s nerovnými vrstvovými plochami a medzipolohami tmavosivých slienitých bridlíc, ktoré zodpovedajú „posidóniovým vrstvám“, teda *harcygrundskému* resp. *podzamczianskemu* súvrstviu sensu Birkenmajer (1977), sa nachádzajú len na pár miestach. Nadložné rádiolarity sú dobre známe najmä z lokalít pri Šarišskom Jastrabí a Podsadku (Ožvoldová

a Frantová, 1997). Spodná časť rádiolaritového komplexu je tvorená sivozelenými ílovito-kremitými bridlicami (*sokolické súvrstvie*), hlavnú časť ale budujú doskovité červenohnedé, zväčša celkom nevápnité rádiolarity (*czajakovské súvrstvie*), prechádzajúce až do čiernohnedých silicítov s kusovou odlučnosťou a výrazným Mn zrudnením (Rojkovič et al., 2003). Pri Podsadku sú rádiolarity svetlosivé až biele a striedajú sa s kremitými vápencami. Nad nimi sa iba miestami (Šarišské Jastrabie, Kamenica) nachádza pár metrov hrubá poloha červených, nevýrazne hluznatých rohovcových vápencov zaraďovaných do *czorsztynského súvrstvia*. Toto zaraďovanie nepokladáme za vhodné, lebo na rozdiel od typických czorsztynských vápencov fácie „ammonitico rosso“ sú tieto vápence kremité, často s hluzami a šošovkami sýtočervených rohovcov a neobsahujú amonity ani nijaký makroskopický bioklastický materiál.

Najcharakteristickejším členom pieninskej sukcesie je *pieninské súvrstvie* – svetlosivé celistvé, doskovité „kalpionelové“ vápence s hluzami, šošovkami až doskami väčšinou tmavých rohovcov. Je to aj najhrubší člen sukcesie, odhadom okolo 100 m. Na viacerých miestach v nich možno pozorovať synsedimentárne sklzové štruktúry, vrátane mezoskopických izoklinálnych vrás. Pieninské súvrstvie postupne prechádza do strednokriedových tmavosivých, len miestami červenohnedých bioturbovaných slieňovcov, ktoré možno korelovať s *tissalským súvrstviem*. Slieňovce sú miestami výrazne silicifikované. V ich nadloží vystupujú najmä v oblasti južne od Jarabiny pestré, najmä sivozelené, sporadicky aj červené slieňovce (*lalinocké* a *kysucké súvrstvie*).

Nasledujú svetlejšie, sivozelenkavé laminované vápnité ílovce s tenkými doskami jemnozrnných sivozelených pieskocov s hieroglyfmi (*snežnické súvrstvie*). Snežnické „flyšové“ súvrstvie je dobre odkryté v koryte rieky Poprad pod mostom vedúcim z Plavnice do Údolu. Jeho pravdepodobne najmladšie časti tvoria aj polymiktne „exotické“ zlepenie *sromovského súvrstvia* (Chmelnica, Lubovniansky hrad), ktoré by podľa Birkenmajera a Jednorowskej (1987) malo zastupovať vrchný turón – spodný kampán. Mladšie členy, ktoré by sme s určitosťou mohli zaradiť do pieninskej sukcesie, sme na danom území zatiaľ neidentifikovali.

Údolská sukcesia

Tektonická superpozícia vyššie spomínaných troch základných oravických jednotiek PBP vznikala počas kompresných tektonických udalostí od najvyššej kriedy až do stredného eocénu. Nad zvrásnenými a sčasti erodovanými oravickými a magurskými jednotkami sa potom miestami nachádzajú mladšie, „naložené“ strednoeocénno-oligocénne sedimenty, sčasti kolmatujúce staršie štruktúry podložných jednotiek (obr. 1, 2, 6). Aj tieto sedimenty boli ale počas spodného miocénu deformované, aj keď s iným štruktúrnym záznamom (pozri nižšie), takže ich „naloženosť“ je v zakrytom teréne len ťažko dokumentovateľná. Predsa však, tieto znaky si všimli už viacerí starší autori a napr. Książkiewicz a Leško (1959) a Leško (1960) tieto sedimenty označili ako transgresívne „menilitovo-krosnenské vrstvy“. To viedlo ku koncepcii „ilýrskej (resp. staropyrenejskej)

fázy vrásnenia“ a vyčlenení „ombronskej série“ či skupiny, resp. „vrchného oddielu paleogénu“, „richvaldskej série“, a pod. (cf. Świdziński, 1961; Andrusov, 1965; Scheibner, 1967; Stráník, 1967; Nemčok et al., 1990; Oszczytko et al., 2005).

Za najspodnejší člen údolskej sukcesie (obr. 1) možno považovať súvrstvie pestrých, väčšinou fialovočervených, nevápnných ílovcov s doskami sivozelených kremito-vápnných pieskocov s výraznými hieroglyfmi. Aglutinované foraminifery s charakteristickou *Reticulophragmium amplexans* (predtým *Cyclammina amplexans*; Soták – ústna informácia) poukazujú na strednoeocénny vek a hlbokomorské prostredie pestrých ílovcov, ktoré boli nedávno nazvané *mniszecské vrstvy* (Oszczytko et al., 2005). Na pestré ílovce nadväzujú vrchnoeocénne, tzv. globigerinové slieňe (*leluchowské vrstvy* sensu Oszczytko et al., 2005) vystupujúce v odkryvoch v Údole. Ich nadložie tvoria hnedočierne kremité ílovce menilitového typu (*smereczecské vrstvy*), ktoré postupne prechádzajú do oligocénneho *malcovského súvrstvia* tvoreného tmavými ílovcami, sčasti tiež „menilitového typu“, s turbiditovými vrstvami siliciklastických pieskocov s vápnným tmelom, ako aj so šošovkami laminovaných jasielskych, resp. *tylawských slieňov*. V najvýchodnejšej slovenskej časti PBP označil Potfaj (in Žec, ed., 1997) sedimenty identické so sledom údolskej sukcesie ako inovské súvrstvie, ktoré ale zaradil do „magurského paleogénu s. I.“ Leško pôvodne tieto sedimenty spolu s podložným pročským súvrstvom zaradil do tzv. inovského (resp. severného) vývinu bradlového paleogénu, nazývaného „beňatinský flyš“ (Leško, 1960; Leško a Samuel, 1968).

Takmer všetci autori zaoberajúci sa malcovským súvrstvom vo všeobecnosti, a v oblasti plavečského „grábenú“ zvlášť, predpokladali úzke faciálne a stratigrafické vzťahy medzi malcovským a krosnianskym súvrstvom na jednej a medzi malcovským súvrstvom a sedimentmi podtatranskej skupiny CKPP na strane druhej (napr. Leško, 1960; Świdziński, 1961; Stráník, 1967; Nemčok et al., 1990; Oszczytko et al., 2005). Iný názor mal jedine Andrusov (1938, 1965), ktorý celú „ujackú fáciu“ radil do magurského paleogénu. Môžeme ale potvrdiť, že na danom území niet medzi malcovským súvrstvom a okrajovými sedimentmi CKPP, aspoň makroskopicky, žiadnych podstatných rozdielov, preto sú aj na priloženej geologickej mape a tektonickej skici územia zaradené pod spoločnú položku legendy (obr. 2, 3).

Regionálna stavba

V tejto kapitole stručne opíšeme stavbu PBP na danom území, a to na základe, ako mapového obrazu makroštruktúr, tak aj na základe mezoskopických deformačných štruktúr dokumentovaných na odkryvoch. Predpokladáme pritom úzky vzájomný geometrický i genetický vzťah mezo- a makroštruktúr.

PBP, ako celok, je ako od magurských jednotiek, tak aj od CKPP, oddelené viac alebo menej výraznými zlomovými štruktúrami smeru ZSZ – VJV. Severný okrajový zlom, ktorý tu budeme nazývať rozdielskym zlomom (obr. 3), má

podľa mapového priebehu, i podľa štruktúr v jeho blízkosti, celkovo charakter strmo na SV skloneného šikmého dextrálneho prešmyku. Nie je to ale jeden jednoduchý zlom, ale sústava postupne sa vyvíjajúcich zlomov v dextrálnej transpresnej zóne. Predovšetkým je rozdielsky zlom segmentovaný subvertikálnymi smernými posunmi smeru SSZ – JJV, z ktorých niektoré presekávajú celé PBP. Výraznými zlomami tohto systému sú kulisovité vabecké zlomy, a ďalej na východe olšavský a olejníkovský zlom, ktorý prechádza do drienického spätného prešmyku (obr. 3). Tieto zlomy geometricky zodpovedajú syntetickým Riedlovým strihom *R* v dextrálnej strižnej zóne PBP na východnom Slovensku (cf. Ratschbacher et al., 1993).

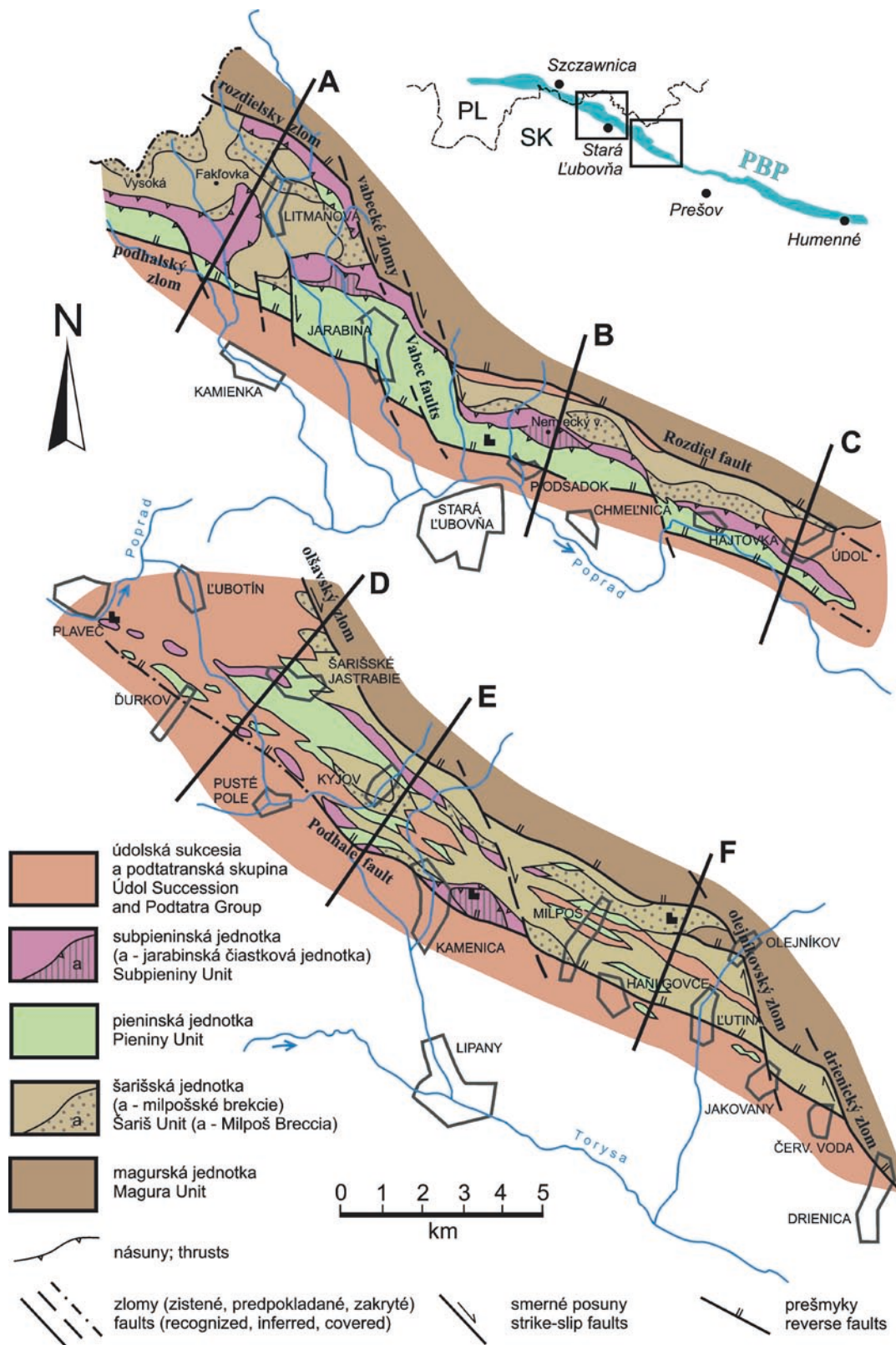
Juhovýchodný okrajový zlom, či zlomová zóna PBP, prebieha zväčša medzi mäkkými sedimentmi vrchnej kriedy pieninskej jednotky na jednej strane a CKPP na strane druhej. Aj keď sú odkryvy v jeho blízkosti veľmi zriedkavé, dá sa v morfológii územia relatívne dobre sledovať. Andrusov (1968) ho nazval podhalský zlom (obr. 2, 3). Predpokladáme, že v hĺbke sleduje podhalský zlom styk medzi predterciérnymi komplexmi oravických a centrálnokarpatských jednotiek, v súčasnom mapovom obraze je to ale, podobne ako rozdielsky zlom, popaleogénny, výrazne dextrálny šikmý smerný posun až prešmyk so subvertikálnym alebo strmým sklonom na SV. Rovnako ako rozdielsky zlom je tiež, aj keď menej výrazne, segmentovaný dextrálnymi posunmi smeru SSZ – JJV.

Pre účely regionálneho opisu vnútornej stavby na predmetnom území rozčleníme PBP na tri čiastkové úseky. Každý z týchto úsekov má osobitosti v zostave a náplni jednotiek, ktoré ho budujú, ako aj v ich rozmiestnení a vzájomných vzťahoch. Sú to čiastkové úseky – segmenty litmanovsko-jarabinský, lubovniansko-údolský (obidva spolu patria východnej časti klasického pieninského úseku PBP) a plavečko-drienický (západošarišský).

Litmanovsko-jarabinský segment

Tento čiastkový úsek je na západe vymedzený od severu na juh štátnou hranicou s Poľskom od sedla Rozdiel cez Vrchriečky a Vatrisko až po Vysokú a odtiaľ priamo na juh do doliny Daneková – Brest. Na východe je to sústava dvoch až troch kulisovitých vabeckých zlomov od Vatrálovej skaly až po sedlo Vabec, odtiaľ na juh, zhruba pozdĺž hlavnej cesty zo Starej Lubovne do Mníška nad Popradom. PBP je tu široké okolo 4 km, za vabeckými zlomami na východ sa však náhle zužuje len na 2 km (obr. 3). Vystupujú tu všetky hore vyčlenené oravické tektonické jednotky PBP. Hlavné štruktúrne smery majú v mapovom obraze priebeh zhruba Z – V (smer okolo 100°), kým okrajové zlomy PBP majú smer ZSZ – VJV (okolo 110 – 120°), sústava vabeckých zlomov SSZ – JJV (150 – 160°).

Podstatnú, najmä strednú časť segmentu, buduje šarišská jednotka, na ktorú sú nasunuté subpieninská a pieninská jednotka. Šarišská jednotka má celkove antiklinálnu, vrásovo-šupinovitú stavbu (obr. 4). Staršie, kriedové členy, vystupujú v úzkych šupinovitých antiklinálach medzi dolinami Riečky a Malého Lipníka. Podstatnú časť objemu šarišskej jednotky tvoria jarmutské



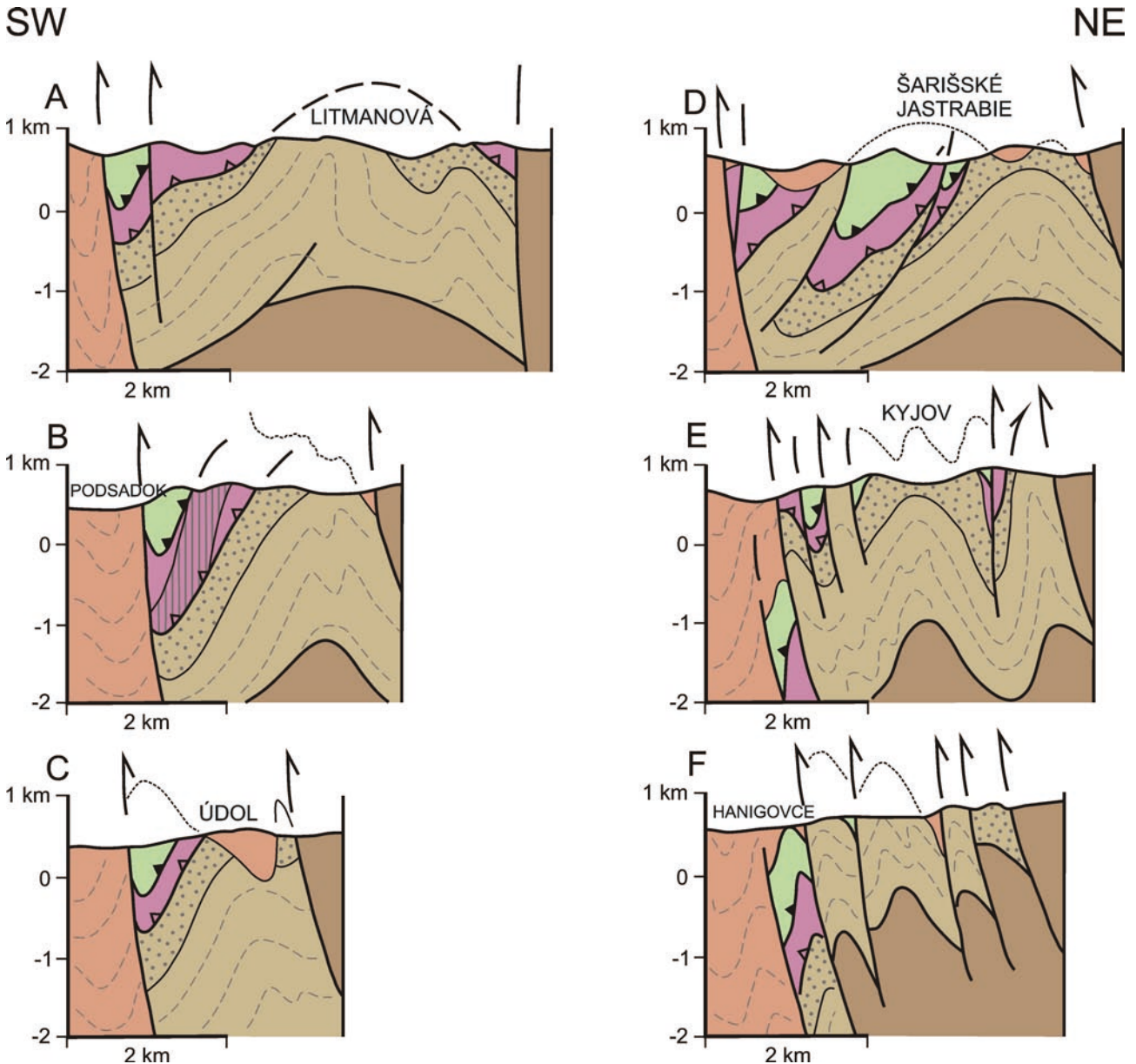
Obr. 3. Tektonická schéma východnej časti pieninského a západnej časti šarišského úseku bradlového pásma na východnom Slovensku. Všetky zobrazené geologické hranice sú pôvodom tektonické, zvýraznené sú len najhlavnejšie zlomové štruktúry.

Fig. 3. Tectonic scheme of the eastern part of the Pieniny sector and western part of the Šariš sector of the Pieniny Klippen Belt in the eastern Slovakia. All geological boundaries shown are tectonic by origin, only the principal fault structures are highlighted.

a pročské súvrstvie hrubé spolu do 500 m. Ich súčasťou sú aj telesá milpošských brekcií –olistostróm s materiálom sukciei subpieninskej jednotky. Zaraďujeme do nich od západu na východ bradlá okolo Vyskej, Vartovky a Vrchriečky, ďalej známe litmanovské bradlá ležiace uprostred brekcií opisovaných aj Nemčokom et al. (1989) a bradlá okolo Čertovej skaly a v doline Malého Lipníka severne od Jarabinských tiesňav. Sú to bradlá czorsztynskej i niedzickej resp. czertezickej sukciei.

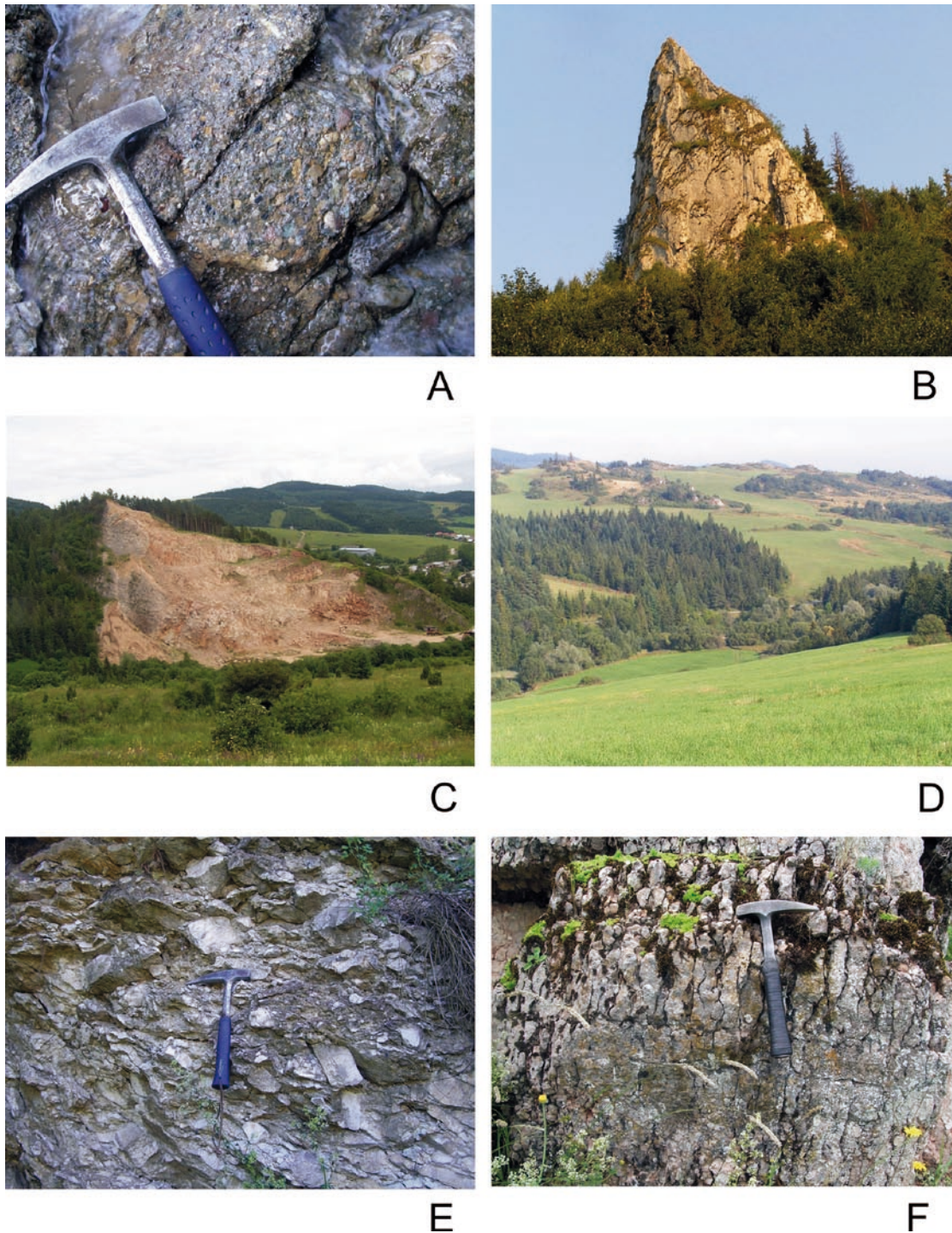
Maslienska čiastková jednotka subpieninskej jednotky vystupuje v dvoch pruhoch. Severnejšie bradlové pole severne od potoka Rozdiel (Ostré skalky, czorsztynské bradlá) pokračuje na JV až po Vatrálovu skalu (niedzické

bradlá) a spoločne so šupinou pieninskej jednotky, východne od Litmanovej, buduje gravitačnú príkrovovú trosku, resp. rozsiahle synsedimentárne ložné sklzové teleso úzko nadväzujúce na olistolitové bradlá v milpošských brekciách podložnej šarišskej jednotky. Južnejší pruh je reprezentovaný bradlami v okolí kamienskeho kameňolomu v doline Riečky, pozdĺž južného úpätia Fakľovky až do doliny Veľkého Lipníka (Litmanovského potoka) južne od Litmanovej. Tam sa maslienska jednotka nachádza vo forme príkrovej polotrosky v synklinálnej pozícii nad šarišskou jednotkou, ktorá vystupuje na sever i na juh od nej. V bradlách tu má zastúpenie hlavne czorsztynská, lokálne aj niedzická sukcieia. Dolinou Veľký Lipník



Obr. 4. Tektonické profily cez bradlové pásmo znázorňujúce vzájomnú štruktúrnú pozíciu vyčlenených tektonických jednotiek. Pozícia rezov a legenda sú na obr. 1.

Fig. 4. Tectonic cross-sections of the Klippen Belt showing the mutual structural position of the tectonic units discerned. For the position of sections and key see Fig. 1.



Obr. 5. Príklady zloženia a stavby jednotiek bradlového pásma. A – milpošská brekcia, Kamenický potok; B – bradlo Sokol v doline Kamenického potoka, olistolit v milpošskej brekcii; C – hrubá šupina czorsztynskej sukcesie (najmä strednojurské piesčito-krinoidové vápence) subpieninskej jednotky v duplexe jarabinskej čiastkovej jednotky v lome poľnohospodárskeho družstva Jarabina; D – imbrikovaný systém tenkých šupín subpieninskej jednotky (maslienska čiastková jednotka), konfigurácia blokových bradiel je na hrebeni medzi Litmanovou a Jarabinou značne ovplyvnená aj gravitačnými svahovými pohybmi; E – gregoriánska brekcia zložená z klastov pieninských vápencov, zárez Hlbokého potoka pri Jarabine; F – kliváž S₁ v czorsztynských vápencoch, Jarabina.

Fig. 5. Examples of composition and structure of the Klippen Belt units. A – Milpoš Breccia, Kamenický stream; B – the Sokol Klippe, an olistolith within the Milpoš Breccia; C – thick imbrication composed predominantly of the Middle Jurassic sandy-crinoidal limestones of the Czorsztyń Succession, Subpieniny Unit, Jarabina quarry; D – imbricated system of thin scales of the Subpieniny Unit influenced by the downslope gravitational movement of blocky klippen; E – Gregoriánka Breccia composed of clasts derived from the Pieniny Limestone Formation, Hlboký stream near Jarabina; F – solution cleavage in nodular limestones of the Czorsztyń Formation, Jarabina.

prebieha dextrálny, smerne posuvný zlom smeru SSZ až JJV, ktorý posúva východné pokračovanie tohto pruhu o asi 2 km na JV. Toto pokračovanie nachádzame v plocho ležiacich blokových bradlách na hrebeni medzi Jarabinou a Litmanovou a v imbrikovanej zóne severne od Jarabinských tiesňav a kameňolomu a ďalej na JV v zužujúcom sa pruhu až pod sedlo Vabec a oblasť Bartošanky (len czorsztyňská sukcesia). Tam je južný pruh maslienskej jednotky amputovaný vabeckými zlomami. Opisované dva pruhy maslienskej jednotky nasunuté na šarišskú predstavujú krídla širokej zložitej antiformy s jadrom budovaným šarišskou jednotkou a s osovým periklinálnym ponorom smerom na východ.

Jarabinská čiastková jednotka subpieninskej jednotky buduje najväčšie czorsztyňské bradlá v oblasti Jarabinských tiesňav a kameňolomu. Sú tu na seba nasunuté dve až tri 50 – 80 m hrubé, plocho ležiace „koňíky“ (horses) czorsztyňskej sukcesie v normálnom slede. Najspodnejšia tvorí otvorenú brachyantiklinálu v samotných Jarabinských tiesňavách potoka Malý Lipník, na ňu sú nasunuté ďalšie dve mierne, na juh sklonené šupiny, odkryté v jarabinskom lome a južne od neho (obr. 5C).

Pieninská jednotka vystupuje predovšetkým v južnej časti litmanovsko-jarabinského úseku. Tvorená je sledom hlbokvodných sedimentov od vrchnojurských rádiolaritov, cez dominujúce vápence pieninského súvrstvia, až po pestré slieňovce a pieskovce strednej a vrchnej kriedy. Pieninská jednotka je nasunutá na subpieninskú, len v oblasti okolo Veľkej hory priamo na šarišskú jednotku, ktorá tam zasahuje až k južnému okraju PBP (obr. 3).

Lubovniansko-údolský segment

Tento segment má z celej opisovanej oblasti relatívne najjednoduchšiu stavbu s jasnou superpozíciou troch jednotiek, ktoré sme v rámci PBP vyčlenili (obr. 2, 3, 4). Oblasť podrobne skúmali aj Srnánek a Salaj (1965), ich interpretácia stavby však bola poňatá dosť fixisticky. Vyčlenili bradlá pieninskej, braniskej, niedzickej, czertezickej a czorsztyňskej série, kým stredno-vrchnokriedové sedimenty opisovali, vzhľadom na ich tektonický styk a tým problematickú príslušnosť k jednotlivým sériám, spoločne. Termín „bradlový obal“ pre tieto sedimenty však, na rozdiel od starších autorov, chápu iba v zmysle morfológickom, nie transgresívnom, pretože predpokladali súvislé sledy bradlových sukcesii od jury až do spodného oligocénu. Vyčlenili pestré slieňovce albsko-spodnoturónskeho veku, flyšové súvrstvie vrchného turónu – spodného koňaku, slieňovce vrchného koňaku – spodného kampánu a detritické jarmutské vrstvy veku vrchný kampán – mástricht. Paleogén je podľa Srnánka a Salaja (1965) reprezentovaný údolskou sériou, ktorú tvoria dánsko-strednoeocénne pestré ílovce úzko nadväzujúce na podložné jarmutské vrstvy, vyššie ležia menilitové a malcovské vrstvy. Za hlavnú deformačnú udalosť v PBP pokladali až oligocénne vrásnenie, pri ktorom ale nedošlo k vzniku príkrovov. V paleogeografickej interpretácii sa vracajú k duchu staršej Uhligovej „archipelovej“ koncepcie.

Lubovniansko-údolský čiastkový úsek má pásmovú stavbu s tromi základnými jednotkami PBP ako sme ich charakterizovali vyššie. Od juhu na sever a od vrchu nadol je to jednotka pieninská, subpieninská a šarišská (obr. 2, 3, 4). Pieninská jednotka prechádza z litmanovsko-jarabinského čiastkového úseku temer plynule, východne od vabeckých zlomov sa ale zužuje na pruh široký okolo 0,5 – 1 km. Na juhu sa stýka pozdĺž subvertikálneho podhalského zlomu so sedimentmi CKPP. Severné ohraničenie voči subpieninskej jednotke je tiež zlomové, v tomto prípade stredne až strmo sklonené na JZ. Náplň pieninskej jednotky tvoria pelagické sledy od strednej jury po strednú kriedu, končia sa vrchnokriedovými hlbokomorskými klastikami. Staršie „bradlové“ členy prevládajú v západnej časti úseku – severne od Lubovne a Chmeľnice, kde budujú veľké šošovkovité bradlá, kým východnejšie pri Hajtovke a Údole vystupujú najmä vyššie kriedové členy bradlového obalu.

Subpieninská jednotka pozostáva najmä z imbrikovanej maslienskej čiastkovej jednotky, len Nemecký vrch je budovaný veľkou šupinou jarabinskej čiastkovej jednotky s náplňou czorsztyňskej sukcesie. Avšak aj v maslienskej jednotke má väčšina bradiel náplň pozostávajúcu z rôznych členov dezintegrovanej czorsztyňskej sukcesie. Čelo subpieninskej jednotky je plocho nasunuté k SV na podložnú šarišskú jednotku, pričom vzťahy obidvoch sú úzko syntecktonicky-synsedimentárne. Subpieninská jednotka tvorí pruh v strednej časti PBP, ktorý je len na krátkom úseku sz. od Hajtovky prerušený.

Severná, 1 – 2 km široká zóna lubovniansko-údolského čiastkového úseku PBP je tvorená šarišskou jednotkou. Vystupujú tu len vyššie členy jarmutsko-pročského súvrstvia s roztratenými bradlami – olistolitmi subpieninských sukcesii. Veľké roje takýchto olistolitov nachádzame západne od Matysovej okolo bradla Marmon a v severnom okolí Hajtovky.

Najsevernejšiu, len maximálne pár desiatok metrov širokú zónu tohto úseku tvorí šošovková zóna pestrých, najmä cviklovočervených ílovcov (obr. 2). Tie sú zo severnej strany v zlomovom styku s masívnymi magurskými pieskovecami. Rozdielny zlom je pravdepodobne strmo sklonený na SZ a má charakter spätného šikmého prešmyku. Podľa pomerov v okolí Údolu patrí toto pestré súvrstvie spodnej časti údolskej sukcesie inkorporovanej do šupinovitej stavby na styku PBP a magurskej jednotky. Jediný odkryv, kde je táto šupinovitá stavba viditeľná, je zárez cesty Údol – Malý Lipník (cf. Oszczypko et al., 2004, 2005). Podľa pomerov vyplývajúcich z geologickej mapy (obr. 2) ale údolská sukcesia sčasti kolmatuje strmé štruktúry podložných jednotiek strednej a južnej časti PBP, rozdiel je aj v štruktúrnom zázname, celkove slabšej deformácii a plochšom uložení, ako aj v nižšom stupni kompaktie údolskej v porovnaní s podložnými oravickými sukcesiami. Podobné pomery sú aj v príľahlej západnej časti plavečsko-drienického úseku.

Údolská sukcesia vypĺňa medzi Údolom a Plavečským hradom osovú depresiu, kde jednotky PBP z povrchovej stavby miznú. Táto štruktúra býva označovaná aj ako „plavečský gráben“, ktorý je založený na priečných poklesových zlomoch smeru JZ – SV. Tie by mali byť

pokračovaním buď (poľanovského) zlomu ohraničujúceho zo západu hrast Braniska (Matějka, 1963), alebo systému muránskeho zlomu (muránsko-malcovský zlom – Nemčok, 1989; Bezák, ed., 2004). Úlohu priečných poklesových zlomov v tejto oblasti ale nemôžeme potvrdiť, pretože jednotky PBP sa pod údolskú sukcesiu ponárajú z obidvoch strán depresie postupne cez systém periklinálnych osových ponorov a na druhej strane členy údolskej sukcesie pokračujú na obidve strany v brachysynformných pruhoch (obr. 3). Prítomnosť priečných zlomov nevyplýva ani z geomorfológie územia. V tejto oblasti je tiež vidieť priamu nadväznosť malcovského súvrstvia „bradlovej“ údolskej sukcesie a prilahlých paleogénnych sedimentov CKPP. Malcovské súvrstvie (resp. hutianske súvrstvie podtatranskej skupiny, ako je to znázornené na mape Grossa, ed., 1999) vyplňa ďalej na JV ploché, asi 1 – 2 km široké depresie medzi PBP ohraničeným podhalským zlomom a šambronsko-kamenickým pásmom CKPP – kulisovitým systémom brachyantiform s jadrami vystuženými kompetentnými zlepcovými telesami šambronských vrstiev (cf. Plašienka et al., 1998). Stojí ešte za zmienku, že v blízkosti podhalského zlomu sú v celom priebehu na danom území sedimenty či už malcovského alebo hutianskeho súvrstvia (v prevahe ílové bridlice sčasti „menilitového“ typu) výrazne deformované – vztyčené až prevrátené na juh, avšak bez výraznejšieho vnútorného „prehnetenia“, ako je to bežné u obdobných sedimentov v rámci PBP. Vrstvové plochy sú rovné, hladké a mezoskopické vrásky, zlomy, či dokonca aj žilky, sú zriedkavé.

Plavečsko-drienický segment

Ako celok je tento čiastkový úsek omnoho heterogénnejší ako obidva predchádzajúce. Na SZ pri Plavči sa začína dvomi kulisovitými radmi osamotených bradielok – subpieninskej jednotky na severe a pieninskej na juhu. Rad czorsztynských bradiel pokračuje od plavečskej hradnej skaly ďalej smerom na východ, kde nadväzuje na ojedinelé bradlá pri Šarišskom Jastrabí a na reťaz czorsztynských bradiel od Babích skaliek až po Kyjov. Pieninské bradlá medzi osadou Pastovník a obcou Ďurková súvisia s rozsiahlejšími výstupmi tejto jednotky južne od Šarišského Jastrabia. Tieto izolované „gombíkovité“ bradlá v najzápadnejšej časti šarišského úseku PBP tvoria morfológické elevácie uprostred sedimentov malcovského súvrstvia údolskej sukcesie (obr. 3). Dá sa predpokladať, že sú to popaleogénne reaktivované elevačné štruktúry podložného PBP, z ktorých boli malcovské sedimenty selektívne odstránené eróziou. Lineárny, ďalej na JV zdvojený pruh týchto pieninských bradiel pokračuje smerom na Sosnovú horu, Kyjov a vrch Beskydok, kde sa však už pieninské pretiahnuté šošovkovité bradlá nachádzajú v inej pozícii – v nadloží jarmutského a pročského súvrstvia. Južne od tohto pieninského pruhu sa severne od Pustého Poľa objavuje v podobnej pozícii prerušovaný pruh malých izolovaných czorsztynských bradiel južnejšej kulisy, šikmo narezanej podhalským zlomom. Medzi Kyjovom a Kamenicou je v okolí Predného a Zadného Skália takýchto kulis so striedaním subvertikálnych šúpin

s pieninskou a czorsztynskou sukcesiou viac. Všetky sa ale v axiálnej depresii v doline Kamenického potoka ponárajú pod šupinovitú synklinálu vyplnenú spodnými členmi údolskej sukcesie. Zaujímavé je výrazné bradlo Zadné skálie budované tromi úzkymi, strmo na SV sklonenými imbrikáciami jursko-spodnokriedových členov niedzickej sukcesie. Len pár sto metrov na západ od neho sa nachádza malé izolované bradlo, známe ako Kyjov – Pusté Pole (Mišík a Sýkora, 1993) tvorené najmä rogožnickou brekciou czorsztynskej sukcesie.

Severne od Šarišského Jastrabia, na plochom hrebeni Zadného vrchu a v doline potoka Oľšavec južne od Čirča, sa nachádza niekoľko izolovaných blokových czorsztynských bradiel – olistolitov, sčasti v nadloží pročského a sčasti v podloží malcovského flyša. Zo sv. strany sú tieto štruktúry usekávané oľšavským zlomom, za ktorým vystupujú masívne magurské pieskovce čergovskej jednotky.

V strednej časti PBP medzi Šarišským Jastrabím a Kyjovom sa nachádza krajinársky i geologicky jedna z najkrajších častí bradloveho pásma vôbec. Územie je téměř úplne odlesnené a tak je tu stavba bradloveho pásma relatívne dobre sledovateľná napr. aj na satelitných snímkach (Google Earth). Je to zložitá zošupinovatená, vrásovo-prešmyková synforma – synklinórium, ktorému dominuje pieninská jednotka, v úzkych antiforných pruhoch vystupuje aj podložná subpieninská jednotka a v ramenách synklinória aj šarišská jednotka. Keďže ide o jedno z kľúčových území, kde možno dokumentovať vzájomnú pozíciu oravických jednotiek východoslovenskej časti PBP, ako aj ich makro-megaskopickú stavbu a štruktúrny vývoj, zaslúži si podrobný opis. Z priestorových dôvodov ho nepodáme tu, ale v osobitnej práci, kde bude miesto aj na detailnejšiu dokumentáciu.

Zložitú vrásovo-šupinovitú stavbu má aj oblasť východne od doliny Kamenického potoka medzi Kamenicou a Lutinou – Olejníkovom. Štruktúry sú subvertikálne, kulisovite sa tu striedajú brachysynformy budované pieninskou a subpieninskou jednotkou (obr. 3, 4), ako aj najvyšším členom šarišskej jednotky – milpoškými olistostrómami s množstvom malých i veľkých olistolitov. Severne od Kamenice sa v nadloží pieninskej a sčasti priamo šarišskej jednotky nachádza širšia, ale zošupinovatená synformná štruktúra vyplnená spodnejšími členmi údolskej sukcesie – strednoeocénnyimi pestrými ílovcami a aj tmavými ílovcami menilitového typu. V antifornách pri severnom okraji PBP (Kyjov, Milpoš) vystupujú zase staršie stredno- a vrchnokriedové členy šarišskej jednotky. Priestor medzi nimi je vyplnený hrubými súbormi jarmutského a pročského flyšového súvrstvia. Bralo zrúcanín kamenického hradu pri južnom okraji PBP je posledným výstupom bradiel subpieninskej jednotky na opisovanom území, ktorá východne od oľšavského zlomu už nevystupuje. Kamenické bradlo je rozsiahla, strmo na juh sklonená duplexová štruktúra šošovkovitého tvaru, ktorá je tvorená dvomi šupinami budovanými desiatky metrov hrubými piesčito-krinoidovými a hluznatými vápencami czorsztynskej sukcesie (jarabinská čiastková jednotka). Tie sú oddelené úzkymi šupinami púchovských slieňov. Krídla šošovky a jej čelné časti sú silne zošupinovatené a tvorené menšími

bradlami ako czorsztynskej, tak aj niedzickej sukcesie (maslienska čiastková jednotka).

Východne od olšavského zlomu a doliny Lúčka – Potoky je stavba ešte komplikovanejšia a zatiaľ ani zďaleka nie plne dešifrovaná – na predloženej schematickej mape (obr. 3) je znázornený len predbežný, pracovný variant stavby. Znak organizácie zo západnejších úsekov sa vytrácajú, prakticky celú do 3 km šírku PBP zastupuje šarišská jednotka s úzkymi, zavrásnenými šupinami pieninskej jednotky (?) a údolskej sukcesie. Severnejšej časti dominuje mohutné, prinajmenšom 100 m hrubé teleso, resp. telesá milpošských olistostróm, v ktorom sa nachádzajú aj niektoré spektakulárne sedimentárne bradlá v pruhu od Potokov, cez hrebeň severne od vrchu Gregorianka, horný koniec Milpoša so známym bradlom niedzickej sukcesie (Wierzbowski et al., 2004), ďalej na V smerom na hanigovské zrúcaniny a najmä na výraznom, ale ťažko dostupnom hrebeni severne od nich. Tu je premiešaných veľké množstvo morfológicky výrazných bradiel – olistolitov ako czorsztynskej, tak aj niedzickej a možno aj pieninskej sukcesie. Bradlá majú rozmery od niekoľko m³ až po izometrické alebo elipsovité megaolistolity pár sto m dlhé. V tomto prípade je ich olistolitový charakter nepochybny, aj keď matrix brekcie je vidieť len veľmi zriedkavo.

Za zmienku stoja ešte dva bloky – olistolity bazaltov, ktoré sa tesne vedľa seba nachádzajú v hrubozrnných pročských pieskovochoch na východných svahoch Vysokého vrchu asi 2 km na SV od Hanigoviec. Bazalty sú v súčasnosti predmetom petrologického štúdia, predbežné výsledky (Spišiak a Sýkora, 2009) naznačujú, že ide o geochemicky rovnaký typ alkalických bazaltov, rovnakého (spodnokriedového) veku a rovnakej pozície, ako je známa Bazaltowa skałka v poľských Malých Pieninách (olistolit v jarmutskom súvrství – Birkenmajer a Pécskay, 2000; Birkenmajer a Lorenc, 2008).

Stavba územia medzi Hanigovským hradom a Olejníkovom je komplikovaná prítomnosťou k západu vyklinujúcej antiklinálnej šupiny magurských pieskovochov čergovskej jednotky, ktorá sa vkladuje medzi synformu so spomínanými rozsiahlymi telesami milpošských olistostróm a hlavný pruh bradlového pásma (obr. 3). Z východu je táto komplikovaná šupinová zóna amputovaná olejníkovským zlomom prebiehajúcim medzi Olejníkovom a Jakovanmi. Za ním je PBP široké už len sotva niečo cez kilometer, smerom na V sa stále zužuje a medzi Červenou Vodou a Drienicou temer úplne vyklinuje. Tvorené je už zrejme len pročským súvrstvím s celkom ojedinelými czorsztynskými bradlami – olistolitmi. Bezprostredne na J od PBP však vystupuje pri Hanigovciach a Jakovanoch aj niekoľko pieninských bradiel v prostredí malcovského súvrstvia, resp. sedimentov CKPP, pravdepodobne v podobnej pozícii ako je tomu medzi Plavčom a Ďurkovom.

Postupné zužovanie až vyklinovanie PBP od Šarišského Jastrabia až po Drienicu je spôsobené výrazným spätným – juhovergentným pohybom kompetentnej masy magurských pieskovochov budujúcich pohorie Čergov (v staršej literatúre aj Čerchov alebo Čerhov). Táto situácia je evidentná z geologickej mapy i morfológie územia a zmieňujú sa o nej všetci autori, ktorí tu mapovali (napr.

Matějka, 1963; Stráník, 1965, 1967; Nemčok, 1984). Styk na juh sunutej čergovskej jednotky a PBP obstaráva systém dextrálnych šikmých prešmykov sklonených strmo na SV a subvertikálnych bočných posunov, ktoré do seba sčasti plynulo prechádzajú (obr. 3). Tento systém sa začína pri Šarišskom Jastrabí olšavským zlomom smeru SSZ, ktorý sa v Kyjovskej doline zakrivuje do smeru SZ – JV a vzápätí v Kamenickej doline opäť do smeru SSZ – JJV. Tu zrejme prechádza cez celé PKB a na jeho jv. okraji medzi Lúčkou a Potokmi spôsobuje aj mierny odskok podhalského zlomu. Olšavský zlom ale možno čiastočne sledovať aj v jeho priamom pokračovaní na JJV do oblasti Kamenice ako systém flexúrovitých ohybov vrásovo-šupinových pruhov uprostred PBP. Podobný charakter má aj olejníkovský zlom a ďalší podobný zlom medzi Červenou Vodou a Drienicou, na ktorom už PBP temer úplne vyklinuje, pretože spomínaný systém šikmých spätných prešmykov severného okraja PBP (označujeme ho ako drienický zlom) tu postupne virguje s, v podstate, priamočiarym podhalským zlomom. Celý tento zlomový systém možno kinematicky veľmi dobre interpretovať v intenciách dextrálnej transpresnej zóny, tak ako to urobili Ratschbacher et al. (1993). Okrajové zlomy PBP tak reprezentujú hlavné Y strihy, vnútorné vrásky a šupiny PBP sú sčasti rotované do smerov paralelných s podružnými P strihmi, relatívne mladšie sú strihy smeru SSZ – JJV, ktoré reprezentujú R strihy, alebo prechodné zlomy medzi R a normálnymi zlomami T a mali by tak byť subparalelné so smerom pôsobenia maximálneho horizontálneho napätia SH_{max} . Plnia aj funkciu tzv. transferných zlomov vyrovnávajúcich rôzne (smerom na východ rastúce) skrútenie medzi okrajovými zlomami PBP (rozdielisko-drienickým a podhalským).

Kinematický rámec strižných a zlomových zón vo východnej časti PBP je však asi ešte oveľa zložitejší, pretože najmä vnútorné vrásovo-šupinové štruktúry a miestami výrazné dextrálne P-strihy v oravických jednotkách PBP sú aspoň sčasti evidentne staršie (predspodnomiocénne a tým aj predstrednoeocénne) ako vyššie opisované, zrejme spodnomiocénne diskkrétne zlomové systémy. Všetko nasvedčuje tomu, že dextrálny strih pozdĺž východoslovenského PBP nebol jednofázovým procesom, ale opakoval sa, resp. reaktivoval počas paleogénu a miocénu viackrát. To má nepochybne ďalekosiahle dôsledky aj pre rekonštrukciu tektonického vývoja celých Západných Karpát v tomto období. Takáto rekonštrukcia si však vyžaduje integráciu analytických kinematických a dynamických údajov nielen zo západnej časti PBP, ale aj zo susediacich zón a vlastne z celých Karpát, čo je však už mimo regionálneho zamerania predloženého článku.

Náčrt tektonického vývoja – diskusia

V tejto kapitole načrtneme tektonický vývoj PBP na danom území, tak ako vychodí z hore opísaného mapového obrazu geologickej stavby a z predbežnej interpretácie mezoskopických štruktúrnych prvkov pozorovaných v teréne.

Pôvodná superpozícia jednotiek PBP bola silne modifikovaná polioiocénymi deformáciami, na viacerých

miestach je ale stále dobre identifikovateľná. Ako je to dokumentované štruktúrnou pozíciou, vekovým rozsahom sedimentov zaradených do danej jednotky a aj vekom a zložením hrubozrnných synorogénnych klastických uložení, nasúvanie a „stohovanie“ jednotiek PBP na opisovanom území progradovalo od najvyššej kriedy (pieninská jednotka nasunutá na subpieninskú), cez paleocén – spodný eocén (subpieninská a nadložná pieninská nasunutá na šarišskú) a ukončilo sa spodnomiocénnym čiastočným nasúvaním šarišskej a všetkých nadložných jednotiek na vnútorné zóny magurskej superjednotky, ktorý už ale úzko súvisel s transpresnými pohybmi pozdĺž PBP (obr. 1, 6). Tento tektonický scenár možno aspoň sčasti dokumentovať aj mezoskopickým štruktúrnym záznamom.

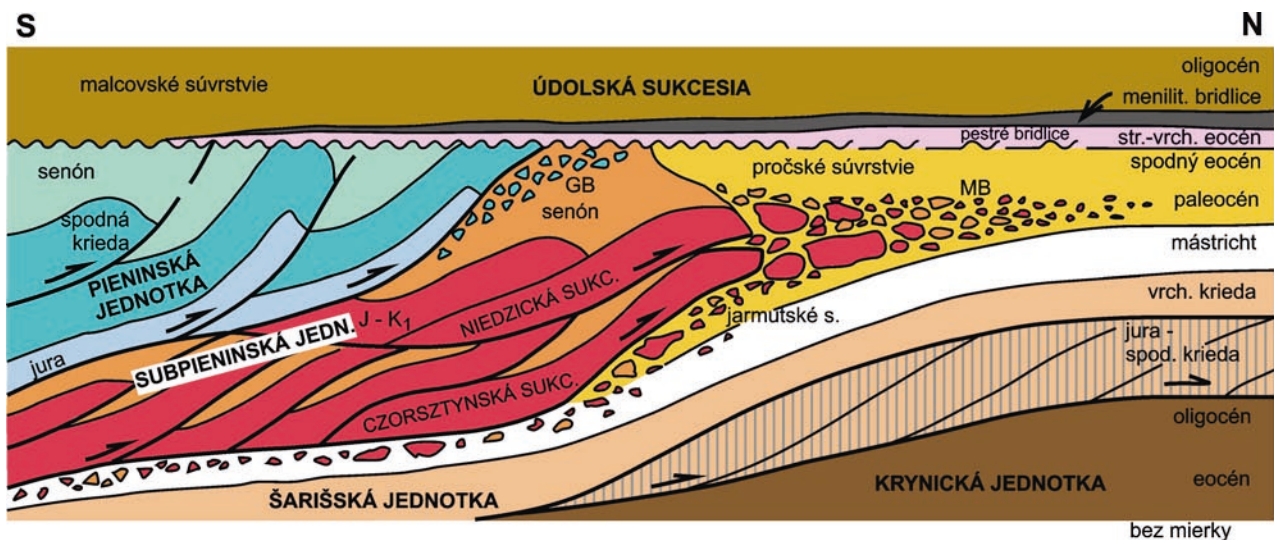
Drobné štruktúry možno zaradiť do niekoľkých deformačných štádií. Predorogénne štádium D_0 zahŕňa penekontemporálne „soft-sediment“ deformácie generované gravitačnými pohybmi v pôvodnej sedimentárnej panve, ako sú napr. synsedimentárne sklzové vrásky, pomerne časté v doskovitých vápencoch pieninského súvrstvia pieninskej jednotky (napr. pri Chmelnici). V prahových sukcesiách sa zase často vyskytujú rozpadové štruktúry vytvorené v už spevnených vápencoch, ako sú prizlomové brekcie a zlomové rozsadliny vyplnené neptunickými žilami (cf. Mišík a Sýkora, 1993). Tieto synsedimentárne deformačné udalosti možno interpretovať v intenciách jursko-spodnokriedových riftových fáz, ktoré vytvorili členitý reliéf pôvodného sedimentačného prostredia sukcií neskoršieho PBP (Plašienka, 2003).

Inventár najstaršieho kompresného deformačného štádia D_1 reprezentuje nepravidelne vyvinutá kliváž tlakového rozpúšťania, orientovaná pod tupými uhlami voči vrstvomitosti v kompetentných vápencoch subpieninskej jednotky, kde je v hluznatých czorsztynských vápencoch miestami mezopenetračná (obr. 5F). Iným typom D_1 štruktúr

sú mezoskopické duktilno-krehké strižné zóny a asociujúca strižná, resp. toková kliváž vyvinutá pod ostrým uhlom voči vrstvomitosti, resp. je až subparalelná s ňou. Strižné zóny nachádzame najmä v nekompetentných slieňovcových súvrstviach všetkých jednotiek PBP. Štruktúry deformačného štádia D_1 súvisia s počiatočným odliepaním bradlových sukcií od ich podsúvaného podložja a ich následného príkrovového presúvania, ktoré zahŕňalo ako sekvenčné nasúvanie s čelnou propagáciou a akreciou, tak aj mimosekvenčné (out-of-sequence) prešmykvanie a nasúvanie, ktoré bolo zistené geologickým mapovaním napr. v oblasti Šarišského Jastrabia. Z hore uvedenej následnosti umiestňovania hlavných príkrovových jednotiek PBP vyplýva, že štádium D_1 neprebehlo vo všetkých jednotkách PBP súčasne, ale postupovalo v priebehu času do stále externejších a pozíčne nižších jednotiek.

Miestami sú dobre zvrstvené komplexy, osobitne pieninskej jednotky, intenzívne zvrásnené. Vrásky pozdĺžneho ohybu, označované ako F_2 , majú strmé osové roviny a lokálnu kliváž osovej roviny S_2 , morfológicky sú blízke krokvicovitým až podobným vrásam. Deformačné štádium D_2 spájame s mimosekvenčným nasúvaním v tyle vyvíjajúceho sa násunového klinu externých Západných Karpát.

Deformačné štádium D_3 je registrované extenznými duktilnými a krehkými strižnými zónami orientovanými zväčša pod ostrými uhlami voči vrstvomitosti. Okrem údolskej sukcie sú prítomné vo všetkých bradlových jednotkách a aj v prilahlých spodnoeocénnych magurských pieskovcoch. Túto tektonickú udalosť vzťahujeme ku gravitačnému extenznému rozpadu zhrubnutého násunového klinu. Kolaps bol nasledovaný subsidenciou a depozíciou naložených sedimentov údolskej sukcie, ktorá prekrýva rôzne jednotky podložja a sčasti kolmatuje aj vrásové a strižné deformácie podložných oravických i magurských jednotiek.



Obr. 6. Schéma „stohovania“ oravických a magurských jednotiek vo vzťahu ku synorogénnym konglomerátom (MB – milpošské brekcie, GB – gregoriánske brekcie) a popríkrovovým sedimentom údolskej sukcie.

Fig. 6. The stacking scheme of the Oravic and Magura units in relation to the synorogenic conglomerates (MB – Milpoš Breccia, GB – Gregorianka Breccia) and to the post-nappe Údol Succession.

Počas záverečného štádia D₄ získalo PBP dnešnú formu s „bradlovým štýlom“ stavby charakterizovaným rozsiahlou dezintegráciou stratigrafických sledov a laterálnou disperziou predtým príkrovovo popresúvaných jednotiek. Deformácia bola kontrolovaná dextrálnym transpresným tektonickým režimom (Ratschbacher et al., 1993; Plašienka et al., 1998) pozdĺž strižného koridoru smeru SZ – JV, v ktorom vznikla široká vejárovitá „flower“ štruktúra s obvyčajne centrálnou pozíciou PBP (napr. Hrušecký et al., 2006). Vznikli aj dve hlavné okrajové zlomové zóny PBP, ktoré sú spojené s drobnými strmými dextrálnymi strižnými zónkami a zovretými vrásami ohybového sklzu. Táto deformačná udalosť už postihla všetky bradlové jednotky vrátane údolskej sukcesie i príhlých pribradlových zón.

Záver

Na záver už len stručne v bodoch zosumarizujeme najdôležitejšie závery vychádzajúce z výsledkov našej práce, ktoré do menšej alebo väčšej miery protirečia starším i stále existujúcim názorom na stavbu predmetného úseku bradlového pásma:

- Subpieninská (czorsztynská) jednotka nie je ani autochtónnym, ani najspodnejším stavebným prvkom PBP – štruktúrne sa pod ňou na východnom Slovensku nachádza novodefinovaná šarišská jednotka;

- Šarišská jednotka zahŕňa kriedové pelagické sedimenty nasledované nahor hrubnúcim komplexom hlbokomorských klastických sedimentov jarmutského a pročského súvrstvia (mástricht – spodný eocén); v dôsledku toho tieto sedimenty, ktorých časť je známa aj ako „(pri)bradlový paleogén“, nereprezentujú tzv. bradlový obal, ale sú súčasťou štruktúrne a vývojovo samostatnej jednotky;

- Násunové príkrovové procesy oravických jednotiek PBP boli okrem deformačných štruktúr zaznamenané aj synorogénnymi tektono-sedimentárnymi brekciami vo viacerých jednotkách a stratigrafických úrovniach, ktoré tak umožňujú stratigrafické datovanie príkrovových tektonických pochodov;

- Brekcie v šarišskej jednotke často nesú sedimentárne bloky najmä jurských vápencov czorsztynskej a niedzickej sukcesie – nemálo „bradiel“, ktoré vystupujú uprostred jarmutského a pročského súvrstvia, predstavujú v skutočnosti olistolity;

- Na viacerých miestach sledovaného úseku PBP možno dokumentovať reliktu stavby typu „fold-and-thrust belt“; oravické jednotky PBP pôvodne predstavovali široký, ale tenký systém vrásovo-násunových jednotiek prekrývajúcich značnú, vnútornú časť akrečného klinu externých Karpát vyvíjajúceho sa v paleogéne a spodnom miocéne;

- Počas stredného – vrchného eocénu bolo PBP a príhlé zóny ovplyvnené významnou extenznou udalosťou, ktorá pravdepodobne súvisela s gravitačným kolapsom zhrubnutých vnútorných častí akrečného klinu externých Karpát; po extenzii nasledovala intenzívna oligocénna subsidencia;

- Unikátny „bradlový štýl“ stavby PBP je v konečnej forme výsledkom spodnomiocénnej transpresnej deformácie a dezintegrácie pôvodnej vrásovo-násunovej stavby.

V úvode sme si položili otázku, či možno v stavbe bradlového pásma pri podrobnom geologickom mapovaní nájsť nejaké znaky vnútornej organizácie, teda regulárne usporiadanie tektonických jednotiek s definovateľnou vnútornou náplňou, alebo aspoň jeho reliktu – a to aj v tých sektoroch PBP, ktoré sa odjakživa zobrazovali ako neusporiadané, chaotické komplexy bradiel a ich „obalu“. Ako vyplýva z predchádzajúceho textu, názor autorov je v tomto smere kladný. Prebiehajúce výskumy v iných častiach PBP naznačujú, že model stavby načrtnutý v tejto práci bude vo väčšej alebo menšej miere platiť v celom jeho priebehu. Tým sa ale nechce povedať, že tento model je pre PBP univerzálny a že znamená konečné riešenie jeho stavby a vývoja. Je to skôr pracovná hypotéza, ktorá pri ďalšom výskume ešte určite podstúpi viaceré modifikácie, kým sa možno raz dopracujeme k ucelenému vývojovému tektonickému modelu PBP ako reprezentantovi svetovo unikátnej sutúrnej zóny v stavbe kolíznych orogénov.

Podakovanie. Práca vznikla v rámci riešenia projektov APVV-0465-06 „Tectogen“ a LPP-0225-06 „Bradlo“. Za finančný grant ďakujeme Agentúre na podporu výskumu a vývoja. Ďakujeme tiež kolegom – spoluriešiteľom projektu – za pomoc, mnohé nové poznatky a inšpiratívne myšlienky, ktoré nám pomohli pri postupnom budovaní vlastného pohľadu na bradlové pásmo. Recenzentom M. Potfajovi a J. Sotákovi ďakujeme za cenné konštruktívne pripomienky, ktoré pomohli zlepšiť úroveň práce.

Literatúra

- ANDRUSOV, D., 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. Část III.: Tektonika. *Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 9, 135.
- ANDRUSOV, D., 1959: Geológia československých Karpát, II. Vyd. *Slov. Akad. Vied, Bratislava*, 375.
- ANDRUSOV, D., 1965: Geológia československých Karpát, III. Vyd. *Slov. Akad. Vied, Bratislava*, 424.
- ANDRUSOV, D., 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. *Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava*, 188.
- ANDRUSOV, D., 1974: The Pieniny Klippen Belt. In: *Mahef, M. (ed.): Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Geol. Inst. D. Štúra, Bratislava*, 145 – 158.
- ANDRUSOV, D. & SAMUEL, O. (eds.), 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 440.
- ANDRUSOV, D. & SCHEIBNER, E., 1968: Classification of “Klippers” or “Klippen”. *Proc. 23th Internat. Geol. Congress, Sec. 3 – Orogenic belts, Prague*, 92 – 102.
- ANDRUSOV, D., SCHEIBNER, E., SCHEIBNEROVÁ, V. & ZELMAN, J., 1959: O transgresiách a regresiách kriedy vo vnútornom bradlovom pásme. *Geol. Sbor.*, 10, 2, 317 – 323.
- AUBRECHT, R., KROBICKI, M., SÝKORA, M., MIŠÍK, M., BOOROVÁ, D., SCHLÖGL, J., ŠAMAJOVÁ, E. & GOLONKA, J., 2006: Early Cretaceous hiatus in the Czorsztyń Succession (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): submarine erosion or emersion? *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 76, 161 – 196.
- BEZÁK, V. (ed.), 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000 + vysvetlivky. *Bratislava, MŽP SR, ŠGUDŠ*.
- BIELY, A. (ed.), 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 500 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra*, 76.
- BIRKENMAJER, K., 1959: Diapiric tectonics in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. chim. géol. géogr.*, 7, 123 – 128.

- BIRKENMAJER, K., 1960: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Jb. Geol. B.-A.*, 103, 1 – 36.
- BIRKENMAJER, K., 1970: Przedecockie struktury fałdowe w pieniniskim pasie skałkowym Polski. *Stud. geol. pol.*, 31, 1 – 81.
- BIRKENMAJER, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol.*, 45, 1 – 158.
- BIRKENMAJER, K., 1986: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. geol. pol.*, 88, 7 – 32.
- BIRKENMAJER, K., 2001: Introduction. In: *Birkenmajer, K. & Krobicki, M. (eds): Carpathian paleogeography and geodynamics: A multidisciplinary approach. 12th Meeting of the Association of European Geological Societies, Kraków, 13 – 15 September 2001, Field trip C. Kraków, 127 – 139.*
- BIRKENMAJER, K., 2007: The Czertezik Succession in the Pieniny National Park (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): stratigraphy, tectonics, paleogeography. *Stud. geol. pol.*, 127, 7 – 50.
- BIRKENMAJER, K. & DUDZIAK, J., 1991: Middle to Late Palaeocene Nannoplankton zones in the Jarmuta Formation, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 39, 47 – 52.
- BIRKENMAJER, K. & JEDNOROWSKA, A., 1987: Late Cretaceous foraminiferal biostratigraphy of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Stud. geol. pol.*, 92, 7 – 28.
- BIRKENMAJER, K. & LORENC, M. W., 2008: Lower Cretaceous exotic intraplate basaltoid olistolith from Biata Woda, Pieniny Klippen Belt, Poland: geochemistry and provenance. *Stud. geol. pol.*, 131, 237 – 246.
- BIRKENMAJER, K. & PÉCSKAY, Z., 2000: Early Cretaceous K-Ar age of a large basalt olistolith at Biata Woda, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol.*, 117, 27 – 35.
- BIRKENMAJER, K., DUDZIAK, J., JEDNOROWSKA, A. & KUTYBA, J., 1987: Foraminiferal-nannoplankton evidence for Maastrichtian and Paleocene ages of the Jarmuta Formation: its bearing on dating Laramian orogeny in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 35, 287 – 298.
- BIRKENMAJER, K., GEDL, P., MYCZYŃSKI, R. & TYSZKA, J., 2008: "Cretaceous black flysch" in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians: a case of geological misinterpretation. *Cretaceous Res.*, 29, 535 – 549.
- FUSÁN, O. (ed.), 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXVII Vysoké Tatry. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 216.
- GROSS, P. (ed.), 1999: Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra*.
- HRUŠECKÝ, I., PLAŠIENKA, D. & POSPIŠIL, L., 2006: Identification of the North-European Platform below the eastern part of the West Carpathian Flysch Belt. In: *Golonka, J. & Pícha, F. J. (eds.): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. AAPG Memoir, 84, Chapter 25, 717 – 728.*
- HURAI, V., MARKO, F., TOKARSKI, A. K., ŚWIERCZEWSKA, A., KOTULOVÁ, J. & BIROŇ, A., 2006: Fluid inclusion evidence for deep burial of the Tertiary accretionary wedge of the Carpathians. *Terra Nova*, 18, 440 – 446.
- JANOČKO, J. (ed.), 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Spišskej Magury 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra*, 174.
- JUREWICZ, E., 1997: The contact between the Pieniny Klippen Belt and Magura Unit (the Małe Pieniny Mts.). *Geol. Quart.*, 41, 315 – 326.
- JUREWICZ, E., 2005: Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. *Acta geol. Polon.*, 55, 295 – 338.
- KALIČIAK, M. (ed.), 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra*, 231.
- KOVÁČ, P. & HÓK, J., 1996: Tertiary development of the western part of Klippen Belt. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 2, 136 – 149.
- KSIAŹKIEWICZ, M., 1977: The tectonics of the Carpathians. Pieniny Klippen Belt. In: *Pozaryski, W. (ed.): Geology of Poland. Vol. 4 – Tectonics. Wyd. geol., Warszawa*, 519 – 552.
- KSIAŹKIEWICZ, M. & LEŠKO, B., 1959: On the relation between the Krosno and Magura flysch. *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Terre*, 7, 773 – 780.
- LEŠKO, B., 1960: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. *Geol. Sbor.*, 11, 1, 95 – 103.
- LEŠKO, B. (ed.), 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXIX Snina. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 132.
- LEŠKO, B. & SAMUEL, O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. *Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied*, 280.
- LEŠKO, B., ĐURKOVIČ, T., GAŠPARIKOVÁ, V., SAMUEL, O. & SNOPOKOVÁ, P., 1984: Geologické hodnotenie vrtu Hanušovce-1. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 16, 217 – 255.
- MATEJKA, A. (ed.), 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXI Spišská Stará Ves. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 60 – 132.
- MAZÚR, E. & LUKNIŠ, M., 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. *Slov. kartografia, Bratislava*.
- MELLO, J. (ed.), 2005: Geologická mapa stredného Považia 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra*.
- Mišík, M. & SÝKORA, M., 1993: Jurassic submarine scarp breccia and neptunian dykes from the Kyjov-Pusté Pole klippen (Czorsztyn unit). *Miner. Slov. (Bratislava)*, 25, 411 – 427.
- Mišík, M., SÝKORA, M., MOCK, R. & JABLONSKÝ, J., 1991a: Paleogene Proč Conglomerates of the Klippen Belt in the Western Carpathians, material from Neopieninic exotic ridge. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 46, 9 – 101.
- Mišík, M., SÝKORA, M. & JABLONSKÝ, J., 1991b: Strihovské zlepenie a juhomagurská kordiléra. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 14, 7 – 72.
- NEMČOK, J., 1980: Non-traditional view of east-Slovakian Klippen Belt. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 563 – 568.
- NEMČOK, J., 1984: Magurský príkrov a bradlové pásmo na východnom Slovensku. *Geol. Práce, Spr.*, 81, 119 – 129.
- NEMČOK, J., 1989: Tektonický vznik paleogénnych panví Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 89, 53 – 66.
- NEMČOK, J., KULLMANOVÁ, A. & ĐURKOVIČ, T., 1989: Vývoj a stratigrafické postavenie gregoriánskych brekcií bradlového pásma na východnom Slovensku. *Geol. Práce, Spr.*, 89, 11 – 37.
- NEMČOK, J., ZAKOVIČ, M., GAŠPARIKOVÁ, V., ĐURKOVIČ, T., SNOPOKOVÁ, P., VRANA, K. & HANZEL, V., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienín, Čergova, Lubovnianskej a Ondavskej vrchoviny. *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra*, 132.
- NEUMAYR, M., 1871: Jurastudien. 5. Das Pieninische Klippenzug. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, 21, 451 – 536.
- OSZCZYPKO, N., 2006: Pozycja Karpat Zewnętrznych w tuku alpejskim oraz etapy ich rozwoju. In: *Oszczypko, N., Uchman, A. & Malata, E. (eds.): Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat Zewnętrznych i Pienińskiego pasa skałkowego. Inst. Nauk Geol. Univ. Jagiellon., Kraków*, 9 – 18.
- OSZCZYPKO, N. & JUREWICZ, E., 2009: The position of the so called autochthonous Magura Paleogene in the Małe Pieniny Mts. (Magura Nappe and Pieniny Klippen Belt, Poland). In: *Reháková, D. & Józsa, S. (eds.): Conference of Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians. Miner. Slov. (Bratislava)*, 40, 3 – 4. *Geovestník*, 245 – 246.
- OSZCZYPKO, N., MALATA, E., ŠVABENICKÁ, L., GOLONKA, J. & MARKO, F., 2004: Jurassic-Cretaceous controversies in the Western Carpathian Flysch: the „black flysch“ case study. *Cretaceous Research*, 25, 89 – 113.
- OSZCZYPKO, N., OSZCZYPKO-CLOWES, M., GOLONKA, J. & MARKO, F., 2005: Oligocene-Lower Miocene sequences of the Pieniny Klippen Belt and adjacent Magura Nappe between Jarabina and the Poprad River (East Slovakia and South Poland): their tectonic position and palaeogeographic implications. *Geol. Quarterly*, 49, 379 – 402.
- OSZCZYPKO, N., OSZCZYPKO-CLOWES, M. & SALATA, D., 2006: Egzotyki strefy krynickiej (płaszczowina magurska) i ich znaczenie paleogeograficzne. *Geologia*, 32, 1, 21 – 45.
- OSZCZYPKO, N., JUREWICZ, E. & PLAŠIENKA, D., in press: 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. *Proceedings XIX Congress CBGA, Thessaloniki, Greece*.
- OŽVOLDOVÁ, L. & FRANTOVÁ, L., 1997: Jurassic radiolarites from the eastern part of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 48, 49 – 61.
- PLAŠIENKA, D., 2003: Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. *Mitt. Österr. Geol. Gesell.*, 94 (2001), 79 – 98.
- PLAŠIENKA, D., 2006: História tektonického výskumu Západných Karpát. In: *Grecula, P. (ed.): História geológie na Slovensku. Zv. 2. Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 815 – 858*.
- PLAŠIENKA, D., 2009: Tektonika pieninského bradlového pásma (Západné Karpaty) vo svetle nových poznatkov. Spoločný geologický kongres Českej a Slovenskej geologickej spoločnosti. Zborník abstraktov a exkurzný sprievodca. *Konf., Symp., Sem., Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 149 – 150*.
- PLAŠIENKA, D., ŠOTÁK, J. & PROKEŠOVÁ, R., 1998: Structural profiles across the Šambron-Kamenica Periklippen Zone of the Central Carpathian Paleogene Basin in NE Slovakia. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 29, 173 – 184.
- POLÁK, M. (ed.), 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000, mapový list 27 – Poprad. *Bratislava, MŽP SR – ŠGÚDŠ*.
- POTFAJ, M., 1993: Postavenie bielokarpatskej jednotky v rámci flyšového pásma Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 98, 55 – 78.
- POTFAJ, M., 1998: Geodynamics of the Klippen Belt and Flysch Belt of the Western Carpathians. In: *Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Geol. Surv. Slov. Rep., D. Štúr Publ., Bratislava, 143 – 154*.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G., SPERNER, B., MESCHÉDE, M., DECKER, K., NEMČOK, M., NEMČOK, J. & GRYGAR, R., 1993: The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. *Tectonophysics*, 226, 471 – 483.
- ROJKOVIČ, I., OŽVOLDOVÁ, L. & SÝKORA, M., 2003: Manganese mineralization near Šarišské Jastrabie village, Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia. *Slovak Geol. Mag.*, 9, 51 – 64.
- SCHIBNER, E., 1967: Karpatské pásmo bradlové. In: *Buday, T., Cicha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Pícha, F., Roth, Z., Senes, J., Scheibner, E., Stránil, Z., Vaškovský, I. & Žebera, K. (eds.): Regionální geologie ČSSR. Díl II Západní Karpaty, svazek 2. Akademie, Praha, 7 – 108*.
- SIKORA, W., 1971: Outline of the tectogenesis of the Pieniny Klippen zone in Poland in the light of the new geological data (v ruštine). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 41, 223 – 239.
- SIKORA, W., 1974: The Pieniny Klippen Belt (Polish Carpathians). In: *Mahel, M. (ed.): Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Geol. Inst. D. Štúr, Bratislava, 177 – 180*.
- SLÁVIK, J., 1976: Zemplinikum – možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 65, 7 – 19.
- SPIŠIAK, J. & SÝKORA, M., 2009: Geochémia a mineralógia bazaltov z Hanigoviec – pročské vrstvy. In: *Jurkovič, L., Slaninka, I. & Ďurža, O. (eds.): Geochémia 2009. Konf., Symp., Sem., Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 106 – 109*.
- SRNÁNEK, J. & SALAJ, J., 1965: Poznámky ku geológii pieninského úseku bradlového pásma v širšom okolí Starej Lubovne. *Geol. Práce, Spr.*, 35, 61 – 72.
- STRÁNIL, Z., 1965: Geologie magurského flyše Čerchovského pohorí a západní části Ondavské vrchoviny. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 3, 125 – 178.
- STRÁNIL, Z., 1967: Východní úsek flyšového pásma československých Karpat. In: *Buday, T., Cicha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Pícha, F., Roth, Z., Senes, J., Scheibner, E., Stránil, Z., Vaškovský, I. & Žebera, K. (eds.): Regionální geologie ČSSR. Díl II Západní Karpaty, svazek 2. Akademie, Praha, 203 – 286*.
- ŠVÁBENICKÁ, L., BUBÍK, M., KREJČÍ, O. & STRÁNIL, Z., 1997: Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura group of nappes in Moravia (Czech Republic). *Geol. Carpath.*, 48, 179 – 191.
- ŠWIDZIŃSKI, H., 1961: La série de Richvald dans les Carpates flyschéuses. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr.*, 9, 109 – 119.
- UHLIG, V., 1890: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II Th. – Der pieninische Klippenzug. *Jb. Geol. Reichsanst.*, 40, 3 – 4, 559 – 824.
- UHLIG, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. In: *Diener, C., Hoernes, R., Suess, F. E. & Uhlig, V. (eds.): Bau und Bild Österreichs. F. Tempsky, Wien und G. Freytag, Leipzig, 649 – 911*.
- UHLIG, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsberichte der Kaiserischen Akademie der Wissenschaften, mathemat.-naturwissenschaft. Klasse, 116, part 1, 871 – 982.
- WIERZBOWSKI, A., AUBRECHT, R., KROBICKI, M., MATYJA, B. A. & SCHLÖGL, J., 2004: Stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic Czertezik Succession, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) of Poland and Eastern Slovakia. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 74, 237 – 256.
- ŽEC, B. (ed.), 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, 254*.
- ŽEC, B., GAZDAČKO, L., KOVÁČIK, M., KOBULSKÝ, J., BÓNA, J., PRISTAŠ, J. & POTFAJ, M., 2006: Geologická mapa Nízkych Beskýd – stredná časť 1 : 50 000. *Bratislava, ŠGÚDŠ*.

Rukopis doručený 12. 3. 2010
Revidovaná verzia doručená 2. 8. 2010
Rukopis akceptovaný red. radou 7. 9. 2010

Geological setting of the Pieniny and Šariš sectors of the Klippen Belt between Litmanová and Drienica villages in the eastern Slovakia

Three principal superposed tectonic units have been distinguished and mapped in the eastern part of the Pieniny sector and in the western part of the Šariš sector of the Pieniny Klippen Belt (PKB) in the north-eastern Slovakia. These are the Šariš, Subpieniny and Pieniny thrust sheets, which are all ranged to the Oravic Superunit (Figs. 1, 2 and 3). The lowermost Šariš (Faklovka) Unit overrides or juxtaposes the most internal elements of the Magura Superunit terminated by the

Oligocene to Lowermost Miocene sandstone-dominated flysch deposits (Oszczypko et al., 2005). The Šariš Unit, formerly considered to be a part of the “klippen mantle”, consists of varied pelagic Cretaceous sediments followed by Maastrichtian – Lower Eocene deep marine pelagic (variegated shales) and clastic (turbidites, mass-flows) deposits (Fig. 1). These are known as the Jarmuta and/or Proč Fm. and involve also chaotic olistostrome bodies (Milpoš Breccia) with olistoliths dominantly derived from

the overlying Subpieniny Unit (Figs. 5A, B and 6). The latter is, due to the competence contrast between the stiff blocky klippen and their soft marly matrix, a rather incoherent nappe sheet composed of the thrust stacks, duplexes and small imbrications (Figs. 5C, D). It includes various successions derived from the Czorsztyn Ridge and its slopes (Czorsztyn s.s., Niedzica, Czertezik). The Czorsztyn-type successions are terminated by the Upper Cretaceous coarsening-upward clastics including chaotic breccia bodies (Gregorianka Breccia – cf. Nemčok et al., 1989) composed of material derived from the overriding Pieniny Nappe (Figs. 5E and 6). That is dominated by the basinal sediments ranging from the Upper Jurassic radiolarites up to Upper Cretaceous variegated marlstones and exotics-bearing flysch conglomerates (Fig. 1). In places, the PKB tectonic units are covered by the Middle Eocene – Oligocene sediments (termed as the Údol Succession here, but known also as the Ujak Facies, Ombron Group or Richvald Series). They include variegated shales, Globigerina marls, menilite shales and turbiditic sandstones and shales of the Oligocene Malcov Fm. (Fig. 1). The Údol Successions partly seals the nappe structure of the Oravic units which originated by the sequential stacking during the latest Cretaceous – Early Eocene (Figs. 1, 2, 3, 4 and 6).

Superposition of the PKB units was strongly modified by the post-Oligocene deformation, but it is still well recognizable in several places (Fig. 2). As revealed by the structural position, age range of sedimentary successions included and by the inferred age and composition of the coarse-grained synorogenic clastic deposits, stacking of the PKB nappe units progressed from the Uppermost Cretaceous (Pieniny Unit over the Subpieniny), through Paleocene – Lower Eocene (Subpieniny + Pieniny over Šariš) and terminated by the Lower Miocene piggy-back thrusting of the Šariš Unit and the overlying nappe and overstepping complexes above the Magura Superunit. This tectonic scenario is partially recorded also by the mesoscopic structural record.

Small-scale structures can be assigned to several deformation stages. The pre-orogenic D_0 stage includes soft-sediment deformation generated by the gravitational movements, such as slump folds (common in the biancone-type limestones of the Pieniny Fm. in the Pieniny Unit); and synsedimentary breakdown structures of already indurated limestones, such as scarp breccias or neptunian dykes (frequent in the Czorsztyn-type successions; e.g. Mišík and Šykora, 1993). Synsedimentary deformation events may be interpreted in terms of Jurassic – Lower Cretaceous rifting phases that formed the rugged topography of the original PKB sedimentation area (Plašienka, 2003). The inventory of the oldest compressional deformation stage D_1 is represented by an unevenly developed pressure solution cleavage oriented at the high angles to bedding in competent limestones of the Subpieniny Unit (Fig. 5F).

Another type of structures classified as D_1 are small-scale ductile/brittle shear zones and associated cleavage developed at low angles or subparallel to bedding. These are present in incompetent marly formations of all PKB units. The D_1 structures are related to incipient detachment of the PKB successions from their subducted substratum and subsequent thrust stacking, including both – the foreland-propagating and out-of-sequence thrusting recognized by geological mapping. Assuming the stacking succession outlined above, the D_1 stage was not coeval in all PKB units, but progressed in a piggy-back manner from the higher to lower thrust sheets. The well-bedded strata are tightly folded in places – buckle folds with steep axial planes and local S_2 cleavage, close to the chevron morphology, are designated as F_2 . The D_2 stage was related to out-of-sequence thrusting in the rear of the developing thrust wedge (especially in the Pieniny Unit).

The D_3 deformation stage is registered by extensional ductile to brittle shear zones oriented mostly at low angles to bedding. They are present in all PKB units (except the Údol Succession) and also in the adjacent Lower Eocene Magura sandstones. We relate this event to the extensional collapse of the overthickened thrust wedge accompanied by the subsidence and deposition of the overstepping Údol Succession. During the final D_4 stage the PKB attained its present form with the “klippen style” of extensive disintegration of stratigraphic successions and lateral dispersal of previously superposed tectonic units. Deformation was controlled by the dextral transpressional tectonic regime (Ratschbacher et al., 1993; Plašienka et al., 1998) along a NW – SE trending wrench corridor with a broad positive flower structure usually centred by the PKB. Two principal boundary fault zones of the PKB developed, which are accompanied by the small-scale steep dextral shear zones and tight flexural-slip folds. This deformation event affected all PKB units, as well as the Údol Succession.

Regionally, three segments differing in structure are discerned within the described part of the PKB (Figs. 3 and 4). The westernmost one, between the Litmanová and Jarabina villages, is characterized by the presence of a complex, broad antiform cored by the Šariš Unit and flanked by the Subpieniny and Pieniny Units. Eastwards, the Lubovňa–Údol segment has a comparatively simple structure with a well-preserved original, moderately SW-dipping superposition of all three Oravic units. On the contrary, the eastern Plaveč–Drienica segment shows a very complex system of coulisse-like arrangement of brachyantiforms, cored by the lower members of the Šariš Unit, and brachysynforms filled with the outliers of the Pieniny Nappe and sediments of the Údol Succession. Nevertheless, some parts still preserve relics of the original fold-and-thrust structures, but strongly influenced by the out-of-sequence thrusting and post-Oligocene transpressional dispersion.