

Strižné zóny, ich prejavy (oblúky a niektoré priečne prelomy) v Západných Karpatoch

Michal Maheľ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 5. 4. 1989)

Shear zones, their manifestations (arcs and some transverse rifts) in the West Carpathians

Transpression character of the Klippen Belt, as the most significant texture of the Carpathian arc is manifested by coulisselike structure — the basis of klippen tectonic style. Arcs with manifestations of coulisse structure and with shear zones exist in the Inner Carpathians, however, they are mainly in the Central Carpathians. Paleogene and miocene basins are genetically connected with the inner arcs.

Viacere osobitosti i anomálie v stavbe Západných Karpát sprevádzajú strihy regionálnejšieho rozsahu, a to spolu s fenoménmi, ktoré by mohli byť prejavmi súvisiacimi s významnejším horizontálnym posunom. Keďže nové smery v svetovej geológii upriamujú pozornosť na horizontálne posuny ako na významný geodynamický prejav pri formovaní stavby orogénnych systémov, prichodí nám hľadať vzťahy medzi strihmi a sprievodnými štruktúrnymi prejavmi.

Pri takýchto úvahách venujeme pozornosť bradlovému pásmu a tektonickému obmedzeniu niektorých kryštallických jadier, styku tatrika v Nízkych Tatrách s veporikom, ale i okrajom gemerika pozdĺž margecianskej línie a mlynskeho zlomového pásma.

Cieľom tohto príspevku je ukázať, aký význam by malo vyhľadávanie „spojovacích“ článkov, takých potrebných na poznanie genetickej väzby význačných tektonických rozhraní s ďalšími štruktúrnymi fenoménmi. Zároveň chceme podnietiť autorov, aby prehodnotili význam viacerých geologických fenoménov. Výber týchto fenoménov nie je ani komplexný, ani náhodný, ale je zacielený aj na rozdiely štruktúrnych prejavov v odlišných geotektonických podmienkach.

1. *Bradlové pásmo* — úzka zóna pitoreského morfoštruktúrneho charakteru typu stykovej zóny, rozhrania vonkajších flyšových Karpát a centrálnych Karpát, je známe svojím bradlovým tektonickým štýlom vysvetľovaným hlavne diapirickým voľným pohybom pri enormnom stlačení (Andrusov, 1938, 1968; Birkenmajer, 1956). Dnes však vieme, že ani diapirizmus, ani kompresia neboli hlavnými činiteľmi tvorby bradlovo-šupinovito-kulisovitej stavby, typickej pre bradlové pásmo.

Tzv. materiálková tektonika s veľkými rozdielmi v plasticite hornín a s náhlymi zmenami litotypov vo vertikálnom i laterálnom smere výrazne ovplyvnila tektonickú pesterosť stavby a bradlový tektonický štýl

(Maheľ, 1963), predovšetkým pri drobení. V bradlových jednotkách oravika či pienid s. s. však chýbajú telesá (sadrovcov, anhydritov, soli), ktoré by mohli spôsobovať diapirizmus. Pokiaľ sú známe (napr. z keuperu pri Trenčíne) viažu sa na centrálnekarpat-ské jednotky (Maheľ, 1978). V bradlovom pásme sú podradne zastúpené aj ležaté vrásy všetkých veľkostí, zväčša viazaných na jednotky centrálnekarpat-ského pôvodu (manínsky a dietomský príkrov). Jednotlivé litotypy bradlového pásma sa líšia od centrálnekarpat-ských i oveľa lepšou zachovanosťou makro- i mikrofauny, čo zrejme umožnila slabšia intenzita kompresie, a tým i rekryštalizácia hornín. Aj prevaha vrás typu buckle, ktoré vznikli klzným ohybom, a obmedzený rozsah prejavov plastického toku dokladajú osobitosť procesov vzniku stavebného štýlu. Nie diapirizmus ani enormné stlačenie, ale drobenie, segmentácia v malom je zrejme hlavným faktorom tvorby väčších i menších bradlových foriem, súčasti rozsiahlejších štruktúrnych elementov, šupín a kulis.

Bradlá typické pre predstrednokriedové členy a šupiny mladších, hlavne flyšových súvrství sú zoradené do kulis obmedzených tektonickými líniami hlavne prešmykového charakteru. Pritom štruktúrne prvky (osi vrás, priebeh šupín i samotných kulis) sa spravidla stýkajú pod ostrým uhlom v niektorých úsekoch s vnútorným, inde s vonkajším, ale v rade prípadov s obidvoma zlomami obmedzujúcimi okraje bradlového pásma. To všetko nás nevedojak núti uvažovať o viacetapovitom, navzájom previazanom procese tvorby štruktúrnych elementov, ich vnútornej stavby, ale i tektonického štýlu bradlového pásma. Ak bradlové pásmo považujeme za šovnú hlbinnú zónu na rozhraní dvoch blokov, je logické vysvetľovať, že uvedený súbor štruktúrnych elementov vznikol transpresiou geneticke zviazanou s formovaním oblúku Západných

Karpát kombinovanou rotáciou blokov (Birkenmajer, 1988; Maheľ, 1988). Lenže aj pri súhre viacerých štruktúrnych fenoménov (typ a smer vrás, šupinovitá stavba kombinovaná s vykľiňovaním, resp. s urezávaním šupín, zoradenie do kulís) nemožno jednoznačne tvrdiť, že bradlový štýl sa vytvoril len počas najmladšej fázy vrásnenia (Birkenmajer, 1988).

Na okrajoch bradlového pásma sa miestami vyskytujú šupiny tzv. prechodného, ale i „exotického“ typu. Pri vonkajšom okraji bradlového pásma sú to hlavne šupiny paleogénu, ktoré vykazujú znaky niektorých bradlových litotypov, karbonátového flyšu, v Pieninách v jednotke Grajcarek i staršie členy, iné členy majú znaky typické pre vonkajšie jednotky, hlavne pre drobový flyš. I pri vnútornom okraji bradlového pásma sa v niektorých úsekoch (na Orave, vo východoslovenskom úseku) nájdu zvyšky „chýbajúcich“ jednotiek. Zrejme ide o šupiny-relikty jednotiek, ktoré sú buď prekryté v hĺbke alebo odrezané a odsunuté.

Poznatky z bradlového pásma sa napriek osobitosti typu strižnej zóny môžu stať dôležitým východiskom k poznaniu ďalších starších strižných zón Západných Karpát zviazaných s formovaním karpatského oblúka.

2. Keďže *kryštalické jadrá* sú jedným zo špecifických morfoštruktúrnych znakov Západných Karpát, je nevyhnutné venovať im pozornosť pri riešení hlbínnej stavby i pri zostavovaní geodynamického modelu (Grecula a Roth, 1978) včítane genetických vzťahov k strižným zónam.

Zvlášť sa upriamime na Ľumbiersky masív, na ktorom sú najzjavnejšie nielen výraznejšie vertikálne zdvihy, ale i horizontálne posuny so sprevádzajúcimi strihmi (Maheľ, 1986; obr. 170).

Pri severnom okraji Ľumbierskeho masívu je nápadný „nenormálny“ styk kryštalinika od západu na východ: s tatríckou jednotkou Červenej Magury, s križňanským plytkovodnejším príkrovom (íľanovská sekvencia), so zliechovským typom križňanského príkrovu, s chočským príkrovom bielovážskeho typu, s chočským príkrovom čiernovážskeho typu a s jednotkou Veľkého boku, ktorá je priľnavou časťou križňanského príkrovu (Maheľ, 1986; obr. 170). I pri južnom okraji granitoidného masívu pozdĺž zlomovej línie Šifrovej sú náznaky styku pod ostrým uhlom s viacerými kulisami metamorfítov a segmentov (?) mezozoika „synklinály“ Trangošky; dôsledok uplatnenia horizontálnych posunov (?) (Kubíny, 1979).

Zaujímavé sú aj prejavy kulisovitého vyznievania šupín mezozoika v hrnskom synklinóriu s lokálnymi prejavmi bradlového štýlu pozdĺž pohronskeho zlomu (Maheľ, 1964), ako aj východné ukončenie synklinória a divergencia štruktúr dvoch smerov (Z

— V, SV — JZ) včítane bridličnatosti južnej časti kryštalinika Ľumbierskeho masívu (Siegl, 1976, 1978; Klinec, 1985; Siegl in Maheľ, 1986, obr. 67 a 171; Klinec in Maheľ, 1986, obr. 173; Maheľ, Klinec a Plašienka in Maheľ, 1986, obr. 181).

Rozloženie zlomov smeru SZ — JV, S — J, ale i SV — JZ (pozri mapu zlomov in Maheľ, 1986) v Ľumbierskom masíve dokladá oblúk.

Západný okraj Ľumbierskeho „paleoblúka“ lemuje revúcky prelom s priečne orientovanými vrásovými štruktúrami smeru SSZ — JJV s východnou vergenciou vrás, názornými v titónskych vápencoch pri osade Hubová v Ružomberku (pozri obr. 36 in Maheľ et al., 1967), ktorým pripisujeme laramský vek. Také vrasy sú známe z viacerých miest v Nízkych Tatrách (pri Banskej Bystrici; v Hradišti).

Kombinácia priečneho revúckeho prelomu, sprevádzaného radom nielen zlomových, ale i priečne orientovaných vrásových štruktúr, a to i regionálnejšieho rozsahu (šošovská a lučanská antiklinála), s Ľumbierskym paleoblúkom umožňuje vysvetliť vznik ďalších štruktúrnych fenoménov, ktoré sa podieľajú na zložitej stavbe západného okraja Nízkych Tatier, napr. neobvykle hlbokého zaklesnutia členov chočského príkrovu, dokonca uprostred „obalového mezozoika“, i viacerých kulís spodnotriasových kremencov uprostred kryštalinika a pod.

Pri úvahách o veku vzniku oblúka sa vynára úloha Ľumbierskeho prahu už v priebehu eocénu ako ostrova medzi zubereckým flyšovým a horehronským flyšoidným bazénom (Marschalko, 1968).

Povšimnutiahodné sú rozdiely v morfoštruktúrnom pláne tatrika medzi blokmi východne a západne od revúcko-zázrivskej prelomovej zóny (Maheľ et al., 1967), ale i v odlišnosti základných členov výplne centrálno-karpatských paleogénnych bazénov. V západnom bloku sú mocné flyšové komplexy zubereckých, ale i bielopotockých vrstiev zastúpené podradne, často chýbajú. Hlavnú úlohu nezohráva flyš s. s., ale íľanový flyš blízky litotypu hutníanskych vrstiev. I to by mohlo hovoriť v prospech laramského, resp. pyrenejského veku vzniku revúckeho prelomu, ale i priečne orientovaných vrásových štruktúr a s nimi geneticky spätého paleoblúka.

Ďalší čiastkový oblúk založený i v predmezozoických komplexoch je volovský v gemeriku, poznamenaný rotáciou i posunom doprava. Jadrovú časť oblúka predstavujú staropaleozoické sekvencie gemerika — rakovecká a gelnická. Tie, rovnako ako staropaleozoické členy v Ľumbierskom masíve, vykazujú výrazný bridličnatý štýl (slate-belt; Grecula, 1974, 1983; Rozložník, 1980) so znakmi kulisovitej stavby na mlynskej zlomovej zóne, ktorá pod ostrým uhlom utína plochy S_2 (Snopko a Bajaník in Maheľ, 1986, obr. 36). Na margecianskej línii sú ešte výraznejšie ufátia kulisovite rozložených šupín (Roz-

ložník a Slavkovský, 1979; Jacko, 1982; Maheľ, 1986, obr. 51; Jacko in Maheľ, 1986, obr. 73) zložených z elementov mladšieho paleozoika, inde v severnom gemeriku neznámych, analogických typu známemu zo západokarpatskej ostrohy: rimavské súvrstvie — hámorské súvrstvie, stredný karbón s kremencami (košicko-beliarsky) blízky železnickému, črmelské súvrstvie, „magnezitový karbón“ (košický). Prudké stočenie pri hornádskom zlome naznačuje i neoalpinske pohyby.

I volovský paleoblúk sprevádza zo západnej strany priečne orientovaná (SSZ — JJV) nižnoslanská prelomová zóna, sprevádzaná štítnickým posunom (Maheľ, 1975). Priečne orientovaná kompresia (zhruba Z — V) sa prejavuje vo viacerých rudných rajónoch (Rozložník, 1980). Neskorolaramský až pyrenejský vek volovského oblúka naznačuje rozsiahla priehľbná centrálno-karpatského flyšu s osovou časťou v levočskej oblasti (až 4 000—5 000 m mocné; Gross et al., 1967).

Medzi volovským a Ľumbierskym paleoblúkom sa rozprestiera pásma veporika s viacerými štruktúrnymi osobitosťami; tri štruktúrne fenomény nesú znaky strižnej zóny, a to (Maheľ, 1986):

— divergencia štruktúrnych smerov pozdĺž čertovickej línie sprevádzaná ufatím ľubietovskej šupiny i vonkajších šupín krakovskej zóny; prejavy kulisovitej stavby (Klinec, Maheľ a Marko in Maheľ, 1986, obr. 185; Maheľ, 1986, obr. 58),

— pásma výraznejšej kliváže pri prešmykoch hlbšieho založenia (Maheľ, 1986, obr. 58; Siegl in Maheľ, 1986, obr. 59, 61, 67; Bezák in Maheľ, 1986, obr. 62, 63).

— zbiehanie sa štruktúrnych elementov do uzlov (vernársky) a zúženého hrdla (švermovského), a to i v podložnom kryštaliniku, výraznejšie v mezozoických štruktúrach synklinórií Muránskeho krasu a Slovenského raja (Maheľ, 1986, obr. 51 a 53).

— „kosé“ ukončenie vnútorných šupín mezozoika synklinály Muránskej plošiny na muránskej línii (Klinec a Maheľ et al. in Maheľ, 1986, obr. 54) a vonkajších šupín synklinória Slovenského raja na jej severnej vetve (Maheľ, 1986, obr. 53, 54); v jednotke Kopanica s kulisovitou stavbou.

Najvnútornejší západokarpatský oblúk *Bukových hôr* je pravdepodobne najstarší oblúk geneticky spätý s vrchnokriedovým bazénom v jeho predpolí. Rozsiahle synklinorium Slovenského krasu, rozložené medzi ním a severnejším volovským oblúkom, sprevádzajú viaceré fenomény podobné vyššie uvedeným: vejár prešmykov, ich zbiehanie, kosé ufatie štruktúr, prejavy kulisovitej stavby pri severnom okraji na rožňavskej línii s nábehmi k bradlovému štýlu (Mello a Reichwalder, 1979), šupinovitá stavba v rudabanskom pohorí, celý rad štruktúrnych anomálií hlavne pozdĺž línie Darnó spájanej

s ďalekosiahlym horizontálnym posunom zasahujúcim až do zemiplínske paleozoikum (Grecula a Együd, 1977). Povrchnokriedový vek synklinória naznačuje tektonické vkladanie kampánskych vápencov (Mello a Snopková, 1971).

Záver

Vznik oblúka Západných Karpát je viacetapovitý: laramský, resp. pyrenejský — mezoalpinský a sávsko-starošajarský — neoalpinský.

Laramsko-pyrenejský členitý oblúk sa výraznejšie prejavuje v Ľumbierskom masíve a v gemeriku (hlavne v jeho severnej časti). Vyvolal:

— roztiahnutie kôry v svojom predpolí, jej aktivizáciu s vytvorením členitej priehľbne vyplnenej centrálno-karpatským flyšom,

— vytvorenie strihových zón, ktoré sa prejavujú:

- a) v kryštaliniku hlbokosiahajúcimi prešmykmi sprevádzanými širokými zónami S_2 plôch — štýlom slate-belt,

- b) v mezozoických, prevažne príkrovových komplexoch vznikom pretiahnutých synklinórií s vejárovitým rozložením prešmykov, s prejavmi kulisovitej stavby so zbiehaním štruktúr do úzkych hrdiel až uzlov so zlomami posunového charakteru.

Paleoalpinský oblúk členia priečne prelomy sprevádzané zlomami posunového charakteru: revúcky s revúcko-párnickým zlomovým pásmom posunového charakteru, nižnoslanský so štítnickým posunom. Vďaka ich hlbkovému založeniu sa uplatnili v blokovej stavbe centrálnych Karpát a rovnako ako jastrabiansky a hornádsky zlom v období dezintegrácie kôry, hlavne od bádenu, i na formovaní panví a tektonomagnetických štruktúr.

Sávsko-starošajarský oblúk, najvýraznejší v bradlovom pásme, vyznieva v založení ranomolasových pozdĺžnych bazénov a prejavuje sa vytvorením transpresnej zóny s bradlovo-šupinovito-kulisovitým štýlom označovaným ako zrelý bradlový štýl.

Literatúra

- Andrusov, D. 1938: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. III: Tektonika. Praha, Rozpr. Stát. geol. Úst. ČSR, 9, 135 s.
- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, SAV, 188 s.
- Birkenmajer, K. 1956: Diapiric tectonic in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). Bull. Acad. Polon. Sci. Sér. Sci. chim. geol. et géogr., V, 7 (2), 123—126.
- Birkenmajer, K. 1985: A model of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Repts-Abstr., 13 Congr. Carpatho-Balkan Geol. Assoc., Kraków, 1, 169—171.
- Birkenmajer, K. 1988: Exotic Andrusov Ridge: its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian Foldbelt. Stud. Geol. Polon., XCI, 7—38.
- Grecula, P. 1974: Tectonic styles and their zoning in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Sbor. geol. Věd, Geol., 26.

- Grecula, P. a Együd, K. 1977: Pozícia zemplinského ostrova v tektonickom pláne Karpát. *Mineralia slov.*, 9, 449–462.
- Grecula, P. a Roth, Z. 1978: Kinematický model Západných Karpát v souborném řezu. *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 32, 49–73.
- Grecula, P. 1983: Gemerikum — segment riftogenného bazénu Paleotetidy. *Mineralia slov.*, — *Monogr.*, Bratislava, Alfa, 263 s.
- Gross, P. a kol. 1967: Základné geologické mapovanie na liste Levoča (1 : 50 000). Manuskript — Geofond Bratislava.
- Jacko, S. 1979: Geologický profil pásmom Čiernej hory a jeho styku s gemerikom. In: Geologické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, sér. Konf. — Sem. — Symp., 185–192.
- Klinec, A. 1985: Geologická mapa Nízkych Tatier — kryštalinikum západnej časti — M=1 : 50 000. Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.
- Maheľ, M. 1963: Several tectonic styles, the influence of rock properties and orientation of overturns in Central Carpathian Mesozoic. *Geol. Práce, Zpr.*, 28, 39–58.
- Maheľ, M. 1964: Severogemeridné a hronské synklinorium v centrálnych Karpatoch. *Čas. Mineral. Geol.*, 9/4, 393–401.
- Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II — Západní Karpaty. 1. Praha, ÚÚG, 495 s.
- Maheľ, M. 1978: Manin tectonic unit; relations of the Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 29, 2, 197–213.
- Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. Palealpínske jednotky 1. Bratislava, Veda, 510 s.
- Maheľ, M. 1988: Členenie kóry a geodynamický model Západných Karpát. In: Výzkum hlubinné geologické stavby Československa. Sborník referátů ze semináře konaného ve dnech 2. 5. 1988. Brno, Geofyzika, 9–19.
- Maheľ, M. 1989: Bradlové pásmo z aspektu geodynamického modelu. *Mineralia slov.*, 21, 99–108.
- Marschalko, R. 1968: Facies distributions, Paleocurrents and Paleotectonics of the Paleogene Flysch of Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 19, 1, 70–94.
- Mello, J. a Snopková, P. 1973: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov gombaseckého lomu. *Geol. Práce, Spr.*, 72, 61–76.
- Mello, J. a Reichwalder, P. 1979: Geologické profily jv. časťou Spiško-gemerského rudohoria a príslušnou časťou Slovenského krasu. In: Geologické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, sér. Konf. — Sem. — Symp.
- Plašienka, D. 1983: Geologická stavba tuhárskeho mezozoika. *Mineralia slov.*, 15, 49–58.
- Rozložník, L. 1963: The relation between faults and foliation in the “shear zone” of the Dobšina vicinity. *Geol. Práce, Zpr.*, 28, 103–112.
- Rozložník, L. a Slavkovský, J. 1979: Geologická stavba styku gemerika s pásmom Čiernej hory. In: Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, sér. Konf. — Sem. — Symp., 193–198.
- Rozložník, L. 1980: Classification of the Mineralized Structures in the Spiško-gemerské rudohorie Mountains. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 4, 421–440.
- Siegl, K. 1976: Vrásové deformácie Ľumbierskeho kryštalinika. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 28, 115–125.
- Siegl, K. 1978: Faults in the Contact area of the Ľumbier and Krakova crystalline complexes (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 29, 1, 147–160.
- Snopko, L. 1971: Priebeh bridličnatosti v paleozoiku Spiško-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Spr.*, 57, 207–214.

Shear zones, their manifestations (arcs and some transversal rifts) in the West Carpathians

The objective of the contribution is to set the need of collection of “connecting” links very necessary for knowledge of genetic linking of significant tectonic boundaries with further structural phenomena but also to stimulate new views of the importance of several geological phenomena as arcs and strike-slip faults, transversal fault gaps, transversal fold structures, synclines, tectonic knots and gorges. The choice is neither complex, nor fortuitous, but also focused on differences of structural manifestations under different geotectonic conditions.

1. The Klippen Belt — a narrow zone of picturesque morphostructural character of seam zone type, of the boundary of the Outer Flysch Carpathians? and Central Carpathians is known by its tectonic style — klippen style — mainly explained by diapir free movement with enormous compression (Andrusov, 1938, 1968; Birkenmajer, 1956). Nowadays we, however, know that neither diapirism, nor compression were the main factors of formation of the klippen-imbricate-coulisse structure.

The so called material tectonics with great differences in plasticity of rocks with sudden changes of lithotypes in vertical and lateral direction played a significant role in tectonic variety of the structure and in formation of the klippen tectonic style (Maheľ, 1963), mainly in crumbling. In klippen units of the Oravicum or Pienids s.s., however, bodies (of gypsum, anhydrites, salt) are missing which could be actor of diapirism. So far as they are known, e.g. from the Keuper near Trenčín, they are bound to Central Carpathian units (Maheľ, 1978). In the Klippen Belt also recumbent folds of all scales are represented subordina-

tely, mostly bound to units of Central Carpathian origin (Manin and Drietoma nappes). The individual lithotypes of the Klippen Belt differ from the Central Carpathian ones in much better preservation of macro- and microfauna, obviously as a consequence of weaker intensity of compression and so also of recrystallization of rocks. The prevalence of buckle type folds formed by slip bend and the restricted extent of plastic flow manifestations also prove the particularity of processes of building style formation. Neither diapirism, nor enormous compression, but crumbling, segmentation in small scale, is obviously the main factor of formation of larger and smaller klippen forms; slices and coulisses (Maheľ, 1989).

The klippen typical of pre-Middle Cretaceous and slices of younger, mainly flysch formations, are arranged into coulisses bordered by tectonic lines mainly of upthrust character. The structural elements (fold axes, course of slices and coulisses themselves) are usually bordering at sharp angle in some sections with inner, in other places with outer, but in a series of cases with both margins of the Klippen Belt bordered by faults. That all, however, forces us to consider a process of formation of structural elements in several stages, mutually linked, their inner structure, but also of the tectonic style of the Klippen Belt.

Explanation of the mentioned set of structural phenomena by transpression linked genetically with formation of the arc of the West Carpathians combined with rotation of blocks at the view of the Klippen Belt as a seam deep zone at the boundary of two blocks does not lack logic (Birken-

majer, 1988; Maheľ, 1988). It is, however, necessary to add that also in combination of several structural phenomena (type and direction of folds, imbricate structure combined with wedging out or truncation of slices, arrangement into coulisses) we have to be careful in explanation of formation of the klippen style with one youngest phase of folding only (Birkenmajer, 1988).

The knowledge from the Klippen Belt, in spite of the particularity of the type of shear zone, may become an important starting-point to knowledge of other older shear zones of the West Carpathians, linked with formation of the Carpathian arc.

2. The crystalline cores, already in being one of the specific morphostructural marks of the West Carpathians, force attention in solving of deep structure and compiling of the geodynamic model (Grecula and Roth, 1978) including genetic relations to shear zones.

We shall pay particular attention to the Ďumbier massif, because suspicion of not only more distinct vertical uplifts, but also of strike-slip faults with accompanying shears is perhaps most apparent here (Maheľ, 1986, Fig. 170).

At the northern margin of the Ďumbier massif there is a conspicuous "abnormal" contact of crystalline rocks from west to east: with the Tatric unit of Červená Magura — with the shallower-water Križna nappe (Ilanovo sequence) — with the Zliechov type of the Križna nappe — with the Choč nappe of Biely Váš type — with the Choč nappe of Čierny Váh type — with the Veľký bok unit, the near-root part of Križna nappe (Maheľ, 1986; Fig. 179).

At the southern margin of the granitoid massif, along the Šifrová fault line, are indications of a contact at sharp angle with several coulisses of metamorphites and segments (?) of the Mesozoic of the Trangoška syncline; a consequence of manifestation of horizontal strike-slip movements (Kubiny, 1989)?

The manifestations of coulisse-like fading out of Mesozoic slices in the Hron synclinore with local manifestations of the klippenstyle along the Hron fault (Maheľ, 1964), also the eastern termination of the synclinore and divergence of structures of two directions (W—E, NE—SW), including schistosity of the southern part of crystalline rocks of the Ďumbier massif, are not uninteresting (Siegl, 1976, 1978; Klinec, 1985; Siegl in Maheľ, 1986, Figs. 67 and 171; Klinec in Maheľ, 1986, Fig. 173; Maheľ, Klinec and Plašienka in Maheľ, 1986, Fig. 181).

Distribution of structural elements including faults (of NW—SE, N—S, but also NE—SW directions; see the map of faults by Klinec, Maheľ and Marko in Maheľ, 1986) in the Ďumbier massif proves the arc.

The western margin of the Ďumbier "paleoarc" is bordered by the most distinct transversal Revúca fault gap with parallelly oriented fold structures of NNW—SSE direction with eastern vergency of folds so clear in Tithonian limestones near the village Hubová in the area of Ružomberok (see Fig. 36 in Maheľ et al., 1967); we ascribe to them a Laramide age. Such folds are known from several places in the Nízke Tatry Mts. (near Banská Bystrica; Hiadeľ).

The combination of the transversal Revúca fault gap accompanied by a series not only of fault structures, but also of transversally oriented fold structures, also of more

regional extent (Šôšov and Lúčky anticlines/with the Ďumbier paleoarc provides possibilities of explanation of the complicated structure of the western Nízke Tatry Mts. margin (the uncommonly deep sinking of the Choč nappe members even amidst the "envelope Mesozoic", also of several coulisses of Lower Triassic quartzites amidst crystalline rocks etc.).

The age of formation of the paleo-arc initiates the Ďumbier ridge (Marschalko, 1968) already throughout the Eocene as an island between the Zuberec flysch basin and Upper Hron flyschoid basin emerges.

The differences not only in the morphostructural plan of the Tatricum, between blocks east and west of the Revúca—Zázrivá fault gap zone (Maheľ et al., 1967), but also in the fundamental members of filling of the Central Carpathian Paleogene basins are not uninteresting. In the western block thick flysch complexes of the Zuberec, but also Biely Potok beds are subordinately represented, often missing. Not the flysch s.s. or sandy flysch, but the claystone flysch, subflysch close to the lithotype of the Hutý beds plays the main rôle. This also could testify in favour of the Laramide or Pyreneic age of formation of the Revúca fault gap, but also of transversely oriented fold structures and of the paleoarc linked with them genetically.

Another partial arc also founded in the pre-Mesozoic complexes is the Volovec arc in the Gemericum, marked by rotation, also strike-slip faults. The core part of the arc is represented by Early Paleozoic sequences of the Gemericum, the Rakovec and Gelnica sequences. These equally as the Early Paleozoic members in the Ďumbier massif, display a distinct schistose style (slate-belt; Grecula, 1974, 1983; Rozložník, 1980) with features of coulisse structure at the Mlynky fault zone, with interesting S₂ surfaces at sharp angle (Snopko and Bajaník in Maheľ, 1986, Fig. 36). At the Margecany line are still more distinct truncations of slices arranged in coulisse shape (Rozložník and Slavkovský, 1979; Jacko, 1982; Maheľ, 1986, Fig. 51; Jacko in Maheľ, 1986, Fig. 73), composed of Late Paleozoic elements, unknown elsewhere in the Northern Gemericum, of type analogous as known from the West Gemeric spur: the Rimava formation—Hámor formation, Middle Carboniferous with quartzites (Košice—Belá type), close to the Železník formation, Črmeľ formation, "Magnesite Carboniferous" (Košice type). The sudden turn at the Hornád fault also indicates Neopalpine movements.

The Volovec paleoarc is also accompanied from the western side by the Nižná Slaná fault gap zone of transversal (NNW—SSE) orientation, connected with the Štítnik strike-slip fault (Maheľ, 1975). The manifestations of compression of transversal orientation (roughly W—E) are known from several ore districts (Rozložník, 1980). The Late Laramide to Pyreneic age of the Volovec arc is indicated by the extensive depression of the Central Carpathian flysch with the axial part in the area of Levoča (up to 4000—5000 m thick; Gross et al., 1967).

Between two partial paleoarcs, the Volovec and Ďumbier ones, the Veporicum zone with several structural particularities extends, three structural phenomena have marks of shear zone, as follows (Maheľ, 1986):

— divergence of structural directions along the Čertovica line, accompanied by truncation of the Lúbietová slice and outer slices of the Kraklova zone; manifestations of coulisse structure (Klínec, Maheľ and Marko in Maheľ, 1986, Fig. 185; Maheľ, 1986, Fig. 58),

— zones of more distinct cleavage with upthrusts of deeper foundation (Maheľ, 1986, Fig. 58; Siegl in Maheľ, 1986, Figs. 59, 61, 67; Bezák in Maheľ, 1986, Figs. 62, 63),

— convergence of structural elements into knots (Vernár knot) and narrowed george (of Švermovo), also in the underlying crystalline rocks, more distinct in Mesozoic structures of synclinores of the Muráň Karst and Slovak Paradise with fan-like structure,

— "oblique" termination of inner Mesozoic slices of the Muráň plateau syncline at the Muráň line (Klínec, Maheľ et al. in Maheľ, 1986, Fig. 54) and outer slices of the Slovak Paradise syncline, at its northern branch (Maheľ, 1986, Figs. 53, 54); in the Kopanec unit with coulisse structure.

The innermost West Carpathian arc of the Bükk Mts. also cannot be omitted. It is probably the oldest, genetically linked with the Upper Cretaceous basin in its fore-land. The syncline of the Slovak Karst is accompanied by several phenomena similar to the above mentioned ones, such as: the fan of upthrusts, their convergence, oblique truncation of structures, manifestations of coulisse structure at the northern margin at the Rožňava line also with trends to a klippen style (Mello and Reichwalder, 1979), imbricate structure in the Rudabánya Mountains, a whole series of structural anomalies mainly along the Darnó line, put into connection with a far-reaching horizontal strike-slip fault perhaps also reaching the Zemplín Paleozoic (Grecula and Együd, 1977). The post-Upper Cretaceous age of syncline is indicated by tectonic wedging in of Campanian limestones (Mello and Snopková, 1971).

Conclusion

Formation of the West Carpathian arc proceeded in several stages — Laramide or Pyreneic — Mesoalpine and Savian — Early Styrian — Neoalpine.

The Laramide-Pyreneic dissected arc is manifested more distinctly in the Ďumbier massif and Gemericum (mainly in its northern part). It induced:

— stretching of crust in its fore-land, its activation with formation of a dissected depression filled up with the Central Carpathian flysch,

— formation of shear zones, which are manifested by: a) in the crystalline rocks by deep-reaching upthrusts accompanied by wide zones of S_2 surfaces — slate-belt style; b) in Mesozoic, prevailing nappe complexes by formation of stretched synclinores with fan-like distribution of upthrusts, with manifestations of coulisse structure with convergence of structures into narrow klippen to knots with faults of strike-slip character.

The Palealpine arc is dissected by transversal fault gaps accompanied by faults of strike-slip character: the Revúca fault gap with the Revúca -Párnica fault zone of strike-slip character, the Nižná Slaná fault gap with the Štítnik strike-slip fault. Owing to their deep foundation they were manifested in the block structure of the Central Carpathians and equally as the Jastrabie and Hornád fault gaps in the period of crust disintegration, mainly from the Badenian also in formation of basins of tectonomagmatic structures.

The Savian-Styrian arc, most distinct in the Klippen Belt, was fading out in foundation of early molasse and is manifested in formation of a transpression zone with klippen-imbricate-coulisse style designated as mature klippen style.