

TEKTONIKA

DIMITRIJ ANDRUSOV*

ÚVAHY O ALPSKO-KARPATSKEJ VRÁSOVO-PRÍKROVOVEJ SÚSTAVE

ПРОБЛЕМЫ АЛЬПИЙСКО-КАРПАТСКОЙ
СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНОЙ СИСТЕМЫ

(Nemecké resumé)

Podrobné štúdium jednotlivých úsekov istej horskej sústavy poskytuje podklady pre syntetické úvahy hocijakého druhu, je vlastne podmienkou, bez ktorej riešenie stavby pohoria ako celku nie je možné. Na druhej strane však detailné pozorovania nedávajú vždy same osebe rozriešenie stavby a často vedú i k mylným predstavám. Tak často pozorovania „prechodov“ medzi súvrstviami ležiacimi nad sebou môžu byť len zdanlivé, a naopak zistenie tektonického styku nie je samo osebe nutným predpokladom pre stanovenie existencie dvoch samostatných jednotiek, napr. dvoch samostatných príkrovov. Vedľa faktického materiálu vzťahujúceho sa na podrobnosti stavby, pri úvahách o celku stavby treba mať na zreteli prvoradá fakty, známe z oblasti celého pohoria, alebo i celej vrásovej sústavy napr. Álp a Západných Karpát spolu. Osobitne nepriaznivo na chápanie stavby veľkých tektonických celkov sa ukazuje apriórne zavrhovanie istých koncepcií tektonickej stavby len z toho dôvodu, že nateraz nemôžeme príslušný jav „mechanicky objasniť“, opierajúc sa o podmienky panujúce na zemskom povrchu. Tieto poznatky sa osobitne jasne prejavovali v posledných 60 rokoch pri interpretácii stavby Východných Álp. Pôvodné koncepcie navrhnuté Termierom (1903), Haugom (1912), Uhligom (1909), Koberom (1912, 1955) a Staubom (1924) boli prijímané, najmä nemeckými a značnou časťou rakúskych geológov, veľmi odmietavo. Bolo to preto, že V. Alpy neboli v tom čase dostatočne preskúmané. Je však veľmi pozoruhodné, že plejáda mladších rakúskych geológov na základe podrobných štúdií v posledných rokoch nielen potvrdila základné názory klasikov východoalpskej geológie, ktorí svoje názory zakladali často len na všeobecných poznatkoch, ale ukázala, že stavba V. Álp je oveľa

* Dr. D. Andrusov, Geologické laboratórium SAV, Bratislava, ul. Obrancov mieru 41.

zložitejšia, že príkrovy sú oveľa väčšie, než starší autori mohli predpokladať. V poslednom čase sa nahromadilo veľa nového materiálu o V. Alpách [Tollmann (1959), Heissel, Medwenitsch (1958), Beck, Mannagetta (1959), Clar, Kohler (1953), Flügel (1906) a i.] a o stavbe Západných Karpát (práce súvisiace so zostavením geologickej mapy 1:200 000). Tieto nové poznatky dávajú podklad k zmene niektorých už vžitých predstáv o charaktere stavby Západných Karpát čiastočne tiež v súvisi s tým, že sú nepochybne pokračovaním Východných Álp. Závěry jasne vyplývajúce zo štúdia V. Álp treba brať do úvahy pri interpretácii stavby Západných Karpát a vice versa.

Zo štúdia stavby Východných Álp a Západných Karpát vyplýva nepochybný poznatok, že tu ide o jednotnú alpidnú polyplikatívnu* vrásovo-príkrovovú sústavu. V Západných Karpatoch, i keď nevezmeme do úvahy predmezozoický cyklus, polyplikatívna sústava je v podstate dvojité, pokiaľ ide o mohutné vrásnenie sprevádzané vznikom príkrovov: 1. severovergentná, predgosauská (a čiastočne i laramská) v oblasti centrálnych Západných Karpát, 2. severovergentná postrednooligocénna (najmä asi sávska) v oblasti flyšového pásma (pri vonkajšom okraji i intramiocénna) (Argand 1920, Limanowski 1920–1922, Andrusov 1930). Za mladšej fázy prv vzniknutá (najmä predgosauská) sústava vôbec nebola nasunutá na sever na sústavu mladšiu. Obe sústavy sa za mladšieho vrásnenia skôr jedna k druhej prítlačali s tendenciou prešmyknutia mladšej sústavy smerom k juhu cez prv zvrásnenú oblasť. Vo Východných Alpách severovergentná predgosauská (v severnejšej časti neskoršie prevrásnená) vrásovopríkrovová sústava bola po paleogéne (asi v oligocéne) sunutá k severu a v rôznych úsekoch Východných Álp rôzne elementy predgosauskej východoalpskej sústavy boli nasunuté na rôznu vzdialenosť na popaleogénnu sústavu ležiacu severnejšie.

Pre chápanie stavby Východných Álp osobitne plodné sa zdajú niektoré nové názory niekoľkých rakúskych geológov (napr. Tollmann a Flügel 1959, 1960), podľa ktorých sa hlavné črty tektoniky dajú vyložiť takto: v strednej a východnej časti tzv. centrálného pásma V. Álp hlavnou fázou vrásnenia je fáza predgosauská (pocenomanská a predkoniakská). Za tejto fázy vznikli štyri hlavné tektonické skupiny: pennidy (najmä v známom okne V. Taur a azda i východnejšie vo Wecheli), spodnovýchodoalpská sústava (v podstate grisonidy starších autorov), strednovýchodoalpská sústava (väčšia časť kryštalinika „centrálnej zóny“ a novo vymedzené mezozoické komplexy v normálnom nadloží tohto kryštalinika), vrchnovýchodoalpská sústava (značná časť tirolid starších autorov). Tejto sústave by patrili zo starších útvarov iba nemetamorfované alebo slabo metamorfované paleozoikum (drobové pásmo, štýrskohradecké paleozoikum, paleozoikum Gurktalských Álp) a vrchnovýchodoalpské mezozoikum celých Severných Vápenových Álp, ako aj druhohory v blízkosti alpino-dinárskej hranice. V západnej

* Viackrát intenzívne vrásnenú.

časti Východných Álp niektoré z týchto komplexov ukazovali samostatnú mobilitu i za popaleogénneho vrásnenia (dolnoengadinské okno), kým východnejšie presunovanie 4 jednotiek cez seba sa v podstate skončilo pred koniakom. Neskoršie v oblasti Severných Vápencových Álp snáď v paleogéne došlo k vzniku ďalších príkrovov tohto pásma a v popaleogénnej dobe celé Severné Vápencové Alpy ako jednotný príkrov sa nasunuli na severnejšie flyšové pásmo a grestensko-pieninské bradlové pásmo na vzdialenosť aspoň 25 km (okno pri Windisch Gärstene, Braunmüller, Prey, Ruttner 1958). Tento pohyb postihol asi i južnejšie pásma počínajúc penninským, ktoré bolo v hĺbke nasunuté na južné výbežky českého masívu; jeho pokračovanie pod Vých. Alpy na istú vzdialenosť sa zistilo vrtbami. Konečne flyšové pásmo Vých. Álp zvrásnené za popaleogénnej fázy vrásnenia bolo v intramiocénnej dobe nasunuté na neogén a oligocén čelnej prehlbeniny a na pokračovanie západoalpských helvetíd.

Tieto poznatky o Východných Alpách dovoľujú s určitou zavrhnúť názory E. Krausa (najmä 1959) na existenciu „dvoch jaziev“, z ktorých symetricky vejáravite vznikali príkrovy Vých. Álp. Nedovoľujú s určitou tvrdiť, že celok, alebo väčšia časť centrálno-alpínneho kryštalinika je predpaleozoického veku, keďže na ňom priamo najmä v strednovýchodoalpskej jednotke ležia druhohory. Dovoľujú prijať podstatu predstáv o stavbe Vých. Álp, vyjadrenú už Terrom (1903) a Koberom (najnovšia práca 1958). Nevyklúčujú existenciu najmä v blízkosti od alpínsko-dinárskej hranice (napr. v JZ Maďarsku) vedľa paleozoika aj predpaleozoického kryštalinika (najmä Vendel 1959).

Východné Alpy po ukončení mohutných fáz vrásnenia za spomenutých fáz utrpeli hoci nerovnomerné, avšak vcelku mohutné dvíhanie, takže ich celok utvoril dnes jasne sa prejavujúce antiklinórium alebo antiklinálu celkom nezávislú od staršej alpídnej tektoniky.

S týmito poznatkami a novými vedomosťami o Západných Karpatoch môžeme sa v niektorých ohľadoch pozrieť z iného stanoviska na stavbu Západných Karpát, najmä v ich vzťahu s Východnými Alpami.

V Západných Karpatoch nachádzame nepochybne pokračovanie predgosauskej vrásovo-príkrovovej sústavy Álp. V minulosti panovala značná neistota o veku vzniku príkrovov v centrálnych Západných Karpatoch (predsenónska alebo laramská fáza, prípadne obidve). Novšie sme doložili (Andrusov a Bystrický 1959), že hlavné presuny v centrálnych Západných Karpatoch boli predsenónske, a na základe porovnania pomerov s bradlovým pásmom sme predpokladali, že ide o staršiu intrasenónsku fázu (starosubhercynskú). Po stanovení kampanského veku bazálneho senónu Brezovského pohoria (Salažin Maheľ 1959) a na základe porovnania s pomermi vo Východných Alpách možno s určitou tvrdiť, že veľké tektonické príkrovy centrálnych Západných Karpát vznikli za predgosauskej fázy. Nie je možné bez ďalšieho tvrdiť, že i v bradlovom pásme nešlo o starosubhercynskú, ale o predgosauskú fázu. Je to celkom pravdepodobné,

keďže Birkenmajerove argumenty (1959) v prospech subhercynskej fázy v Pieninách nie sú presvedčivé.

Za predsenónskej (asi všade predgosauskej) fázy v Západných Karpatoch vznikli 4 hlavné tektonické celky oddelené od seba prvoradými tektonickými presunovými plochami. Za najsevernejšiu z týchto jednotiek považujeme pienidy, ktoré i samy v tejto dobe mohli byť nasunuté na elementy pásma v podklade magurského flyšu. Ich stavba a nové poznatky o ich stratigrafii sú predmetom osobitnej práce (Andrusov, Scheibner — tento zošit Geol. zborníka). Ďalšou heterogénnou a zložitou tektonickou jednotkou sú tatrídy. Dnešný tektonický povrch tejto jednotky má tvar viacerých nepravidelných megantiklinál a megasynklinál. Pri vzniku jednotky niektoré z vyvýšení pravdepodobne jestvovali, avšak jej dnešný tvar je podmienený popaleogénnou a intramiocénnou tektonikou. Na rozdiel od pomerov vo Vých. Alpách, v Záp. Karpatoch nevznikla viac-menej jednotná obrovská mladá megantiklinála, ale celá sústava. Táto okolnosť i nateraz vedie mnohých k omylu (Mahl 1959) a zamieňaniu stavu pri kriedovom vrásnení, ba i za mezozoickej sedimentácie, s dnešným stavom. V tatrídnej jednotke okrem sérií normálne ležiacich na starších útvaroch „jadra“ sú známe „presunuté série“ menšieho rozsahu, obmedzené na určité jadrové pohorie, niekedy len na jeho istú časť. V jadrách nikdy nevidno, že by toto pásmo ako celok ležalo v nasunutej polohe na inom podklade. Pokračovanie penninského pásma do Záp. Karpát sa doteraz nezistilo, nie je však vylúčené, že existuje v hĺbke. Potom by sa malo hľadať medzi pienidným bradlovým pásmom a najsevernejšími elementami tatríd, ktoré v celej dĺžke čs. Karpát a najmä v Považí ležia v manínskom pásme v podobe predsenónskeho príkrovu na pienidnom pásme. K tatrídám sa bezprostredne pripojujú od juhu veporidy, ku ktorým sa doteraz počítalo kryštalinikum Vepra a „subtatranské príkrovy“. Nové výskumy ukazujú, že druhohory chočského príkrovu (a snáď vyšších) nikdy normálne neležia na veporskom kryštaliniku. Je tu vyvinuté paleozoikum, ktoré pri východnom ukončení Nízkych Tatier leží tektonicky na veporidnom mezozoiku a kryštaliniku Kráľovej hole. Výslovne chočské mezozoikum sa nikdy nevyskytuje v normálnom nadloží kryštalinika veporského pásma až k jeho radikálnej časti. Za týchto okolností treba pojem veporíd obmedziť na veporské kryštalinicko-permsko-mezozoické pásmo a na križňanský (spodný subtatranský) príkrov. Výnimočne (Staré Hory) sa začína kryštalinikom a permom, väčšinou sa však skladá z druhohôr (trias-cenoman). Uvažujúc o pásme tatríd a veporíd (v novom zmysle slova), ktoré majú kryštalinikum v mnohých ohľadoch podobnej povahy a druhohory vyznačené na báze kremencami (v radikálnej oblasti často značne metamorfované), dospievam k záveru, že tieto pásma dovedna zodpovedajú spodnovýchodoalpským a strednovýchodoalpským prvkom Východných Álp. Rozdiel by mohol byť vo veku kryštalinika. V Karpatoch žuly a metamorfizmus sú hercynské (napr. Andrusov 1959a), vo Východných Alpách podľa starších predstáv by išlo o predordovické

kryštalínikum („Alkristallin“ alpských geológov). Avšak po zistení, že paleozoikum v centrálnoalpskom pruhu patrí inej (vrchnovýchodoalpskej) jednotke než katakryštalínikum až mezokryštalínikum v jeho tektonickom podloží, dovoľujeme si predpokladať, že v spodnovýchodoalpskej a strednovýchodoalpskej jednotke je metamorfizmus tiež hercynský. Potom je povaha kryštalínika v uvedených pásmach obidvoch pohorí podobná. Druhohory v oblasti tatroveporíd majú väčšiu rozmanitosť vo vývinoch. Fácia keupra vo vrchnom triase je tu v Karpatoch všeobecne vyvinutá. Strednovýchodoalpská jednotka vo Východných Alpách je nasunutá na spodnovýchodoalpskú na vzdialenosť asi 60 km, veporidná jednotka Karpát na tatridnú — max. asi na 50 km. V Západných Karpatoch kryštalínický podklad veporidného príkrovu je pritom len na malú vzdialenosť (asi 20 km) nasunutý na tatridy. Vo Východných Alpách strednovýchodoalpské kryštalínikum sa ďalej nasunulo k severu.

Chočský príkrov bez rozsiahlejšieho paleozoického podkladu treba pokladať nie za príkrov nejako spojený s veporidným kryštalínikom, ale za druhohornú, často veľmi mohutnú príkrovovú sériu, pridružujúcu sa k severnému obmedzeniu gemeríd. Preto, ako to azda naznačuje i T o l l m a n n (1960), budeme v ďalšom hovoriť o chočsko-gemeridnej jednotke. Paleozoikum tejto jednotky ako mohutný podklad ostalo na juhu v Spišsko-gemerskom Rudohorí. V chočskom príkrove je vyvinutý len karbón, obmedzený na južný pruh rozšírenia chočského príkrovu. Choč-gemeridy treba spojovať s vrchnovýchodoalpským tektonickým príkrovom Východných Álp v zmysle T o l l m a n n a (1959) a F l ü g e l a (1960), ako sme ho už vyššie vymedzili. Chočský príkrov (strážovský a „vyššie subtatranské príkrovy“ pri SV ukončení Malých Karpát, ktorých rozčlenenie doteraz nebolo podané) vcelku treba považovať za pokračovanie celku (najmä stredných príkrovov — lunzského a ötscherského) Severných Vápencových Álp. Považovať ho za pokračovanie jedného z príkrovov tohto pásma nie je možné, keďže chočský príkrov (resp. chočsko-gemeridný) je predgosauskou jednotkou, kým príkrovy Severných Vápencových Álp vznikli za predgosauského i za mladšieho vrásnenia. Nasunutie chočského príkrovu na bradlové pásmo sa uskutočňuje len výnimočne (azda Klape a Kostelec) a je asi predgosauské. Nasunutie Severných Vápencových Álp na flyšové a bradlové pásmo je všeobecné a je popalogénne. S druhohorami Severných Vápencových Álp za predgosauského vrásnenia bola sunutá mohutná „doska“ prvohôr, ktorá bola presunutá cez centrálné pásmo a tvorí „severné drobové pásmo“ („Grauwackenzone“).

V Karpatoch je príslušná jednotka oveľa slabšia. Má len niekedy väčšiu hrúbku, pokiaľ je na báze vyvinutý tzv. „verfén s melafýrmi“. V Alpách a Karpatoch, počínajúc južným obmedzením veporíd a strednovýchodoalpského pásma, končí sa oblasť vývinu bazálnych triasových kremencov (Permo-skyth, Semmeringquarzit a p. Álp). Vývinu triasu podobné tým, ktoré nájdeme v najvyšších príkrovoch Severných Vápencových Álp (hallstattský a dachsteinský), objavujú sa

v Karpatoch len v nepatrnej miere, najmä v pásme gemeríd. Predgosauské jednotky Východných Álp pokračujú teda do oblasti Západných Karpát, ale s výnimkou predsenónskych jednotiek pieníd nepokračujú do Východných Karpát. Pienidy možno sledovať do Východných Karpát Zakarpatskej Ukrajiny a sev. Rumunsku. V Alpách grestensko-pieninské bradlové pásmo má svoje miesto medzi pieninskou jednotkou a flyšovým pásmom. Stopy strednokriedového vrásnenia sa prejavujú v Západných Alpách v pennidách, avšak mladšie fázy vrásnenia boli také mohutné, že jeho charakter nebolo možné bližšie stanoviť.

Je teda jasné, že východoalpско-západokarpatská oblasť je veľmi pozoruhodným príkladom vývinu predsenónskych príkrovov poväčšine málo porušených mladším vrásnením. Východokarpatský kryštalinicko-druhohorný masív nie je pokračovaním jednotiek centrálnych Západných Karpát, ale vynára sa ako podložie flyšových jednotiek. Hľadanie pokračovania alpských jednotiek (okrem flyšových) vo východných Karpatoch je teda bezpredmetné. Laramské vrásnenie v celých Západných Karpatoch asi nebolo obdobím vzniku (až azda na nepatrné výnimky — bradlové pásmo v Pieninách) tektonických príkrovov. Vo Východných Alpách severovergentné príkrovy vznikli v paleogéne v oblasti Severných Vápencových Álp. Avšak slabšie vrásnenie sa prejavilo asi v centrálnych Západných Karpatoch a azda tiež v centrálnoalpском pásme Východných Álp. Konečne vo Východných Alpách po príkrovových predgosauských pohyboch nasledovali menšie intrasenónske vrásnenia, ktoré sa v Západných Karpatoch asi neprejavili.

V podstate sávska sústava vrás karpatského flyšu pokračuje širokým pruhom na východ až do Rumunsku, ale magurská jednotka — hlavný element západokarpatského flyšu — sa asi predsa písťalkovite ukončuje v Zakarpatskej Ukrajine. Naproti tomu pokračuje do Východných Álp, kde mu patrí asi väčšia časť východoalpského flyšu. Je pravdepodobné, že v Rhaetikone sa spojuje s tzv. prättiganským (penninským) flyšom. Vzťah flyšu k bradlovému pásmu v Alpách i v Karpatoch je rozličný. Poväčšine je flyšové pásmo samostatné a je v tektonickom styku s bradlovým pásmom. Inokedy však paleogén „flyšového pásma“ tvorí normálne nadložie (niekedy zrejme transgresívne) druhohôr bradlového pásma a v Karpatoch niekedy na zvrásnených druhohorách bradlového pásma leží diskordantne (laramská fáza) centrálnokarpatský paleogén. Nerozriešený je doteraz vzťah juhovýchodného ukončenia bradlového pásma k flyšu pri jeho vonkajšej strane v marmarošskej paleogénnej panve, ktorý transgreduje na marmarošský masív. Má vývin podobný centrálnokarpatskému. Neobjasnený je aj vzťah bradlového pásma k paleogénnemu flyšu pri jeho vnútornom obmedzení v Marmaroši, ktorý má povahu podobnú magurskému flyšu. Vcelku pri úvahách o vzniku bradlového pásma treba predovšetkým počítať s tým, že jeho povaha sa v celej dĺžke v mnohých ohľadoch (počet sérií vymedzovaných v bradlách) mení, ale celkový štýl ostáva nezmenený. A na druhej strane paleogénny flyš vyvinutý na obidvoch stranách bradlového pásma má rozličný vývin a stýka sa s bradlovým pásmom raz tektonicky, druhý raz

leží na jeho druhohorách transgresívne. Sám paleogén pritom patrí nerovnakým popaleogénnym pásmam, prípadne rôznym čiastkovým pásmam jednej flyšovej jednotky (magurské pásmo). Z toho možno usúdiť, že vznik bradlového pásma a jeho priebeh sú len v menšej miere podmienené popaleogénnym (sávskym) vrásnením, vo väčšej tektonickými javmi, ktoré sa uskutočnili prv: je to predovšetkým severovergentné strednokriedové vrásnenie sprevádzané v Karpatoch vznikom menších príkrovov. Pravidelný priebeh bradlového pásma v podobe oblúka, ktorý reže popaleogénne tektonické línie a jednotky, je okrem toho pravdepodobne podmienený jestvovaním mohutného lineamentu v hĺbke pod flyšom, ktorý oddeľuje predtriasové vrásové sústavy českého masívu pokračujúce pod flyšové Karpaty, a predtriasovými prvkami v podloží bradlového pásma a centrálnych Západných Karpát. Táto hlbinná dislokácia zrejme pokračuje pod Severné Vápencové Alpy a prechádza azda do sústavy dislokácií, ktoré oddeľujú v Západných Alpách helveticity od pieníd. Tu však táto dislokácia príkro upadá k juhu a v jej radikálnej časti bola táto sústava porúch za popaleogénneho vrásnenia obnovená.

Z uvedeného a z faktov dávnejšie známych si môžeme urobiť istú predstavu o marfológii predsenónskych príkrovov Východných Álp a Západných Karpát. V Karpatoch v svojej radikálnej časti sú príkrovy od seba oddelené dislokáciami poväčšine dosť príkro upadajúcimi k juhu alebo vôbec do vnútra karpatského oblúka. Predmezozoické série tu tvoria pásma, ktorých presunutý charakter sa mohol zistiť len vo výnimočných prípadoch. Severnejšie ležia ploché príkrovy zložené takmer výlučne z predsenónskeho mezozoika. Tektonické jednotky tu teda majú v podstate klinovitý tvar s mohutným podstavcom na juhu a zdigitovaným a nahrnutým mezozoikom v severnejších častiach. Vo Východných Alpách, kde celá príkrovová sústava je viacej nadzdvihnutá, je naproti tomu zjavné, že v celom centrálnokarpatskom pásme majú predsenónske príkrovy predmezozoické jadrá presunuté cez seba spolu s druhohorami. Nahromadenie mezozoika v čelnej časti sa tu prejavuje najmä vo vrchnovýchodoalpskej jednotke (Severné Vápencové Alpy). Normálna spojitosť druhohôr s ich podložími sa prejavuje miestami vo všetkých jednotkách, v ktorých sú rozsiahlejšie vyvinuté predmezozoické série. Avšak i pre Karpaty i pre Alpy je priamo charakteristický vznik ďalekosiahlych strižných príkrovov, šošoviek bez jasného súvisu s okolnými jednotkami a sérií s množstvom dislokačných plôch medzi väčšinou súvrství. M a h e l' o v (1959) názor, že niektoré príkrovy centrálnych Západných Karpát (najmä križňanský príkrov) v rozsiahlych oblastiach svojho rozšírenia ležia v tektonicky presunutej ploche na podloží a miestami majú charakter normálneho obalu podložného kyštalinika, uvedený autor zatiaľ nedoložil.

Ešte viacej vyložene strižný charakter má chočská časť chočsko-gemeridnej jednotky. Ako sme už uviedli, v minulosti sme sa snažili pokladať veporidné kryštalinické pásma, južnejšie než kraklovska zóna, za podklad chočského príkrovu. Pretože však v celom veporskom pásme, teda i v tisovskom, sú náznaky vývinu

druhohôr v križňanskej fácií, vidno, že chočská séria nemá katakryštalický až mezokryštalický podklad a pripojuje sa ku gemeridám len prostredníctvom druhohorných sérií a trochou karbónu.* Vývin pri styku miestnych juhovergentných tektonických foriem (M a h e l 1957) nijako neovplyňuje koncepciu spojitosti chočského príkrovu s gemeridami, ani názor, že obidve uvedené presunuté jednotky sa nachádzajú v presunutej polohe na veporidnej (v novom zmysle slova) zóne.

Nové výskumy v Alpách a Karpatoch dovoľujú už nateraz posúdiť povahu príkrovov nielen v priereze, ale i v pozdĺžnom smere. Mnohí alpskí tektonici (najmä S t a u b 1932 a K o b e r, napr. 1958) zdôrazňovali podobnosť stavby pohorí alpskej sústavy i v prierezoch od seba veľmi vzdialených. Pokračovanie tektonických jednotiek vymedzených v Alpách hľadali aj v Západných a Východných Karpatoch. Podrobné nové výskumy však ukazujú, že ani veľké príkrovy nemajú takéto značné rozšírenie a že príkrovy majú rozličnú šírku v jednotlivých úsekoch pásmových pohorí. Vrchnovýchodoalpskú-chočskogemeridnú jednotku môžeme sledovať od Rhaetikonu, kde má šírku až 100 km, k východnému ukončeniu Východných Álp, kde má podľa T o l l m a n n a šírku až 185 km, ale zužuje sa v Karpatoch v priereze stredom Nízkych Tatier na 80 km a východnejšie azda na šírku len 40 km. Bradlové pásmo sa začína vo Východných Alpách v priereze Ratstattsých Taur, nadobúda maximálnu šírku v Považí (až 20 km) a končí sa v Marmaroši. Niet dôvodov k predpokladu, že by malo väčšiu rozlohu a jestvuje niekedy v hĺbke aj ďalej na východ a na západ. O pásme pennid Álp možno predpokladať, že ako predsenónska jednotka pokračuje do podložia karpatských tatríd, nie je to však zatiaľ dokázané. Popaleogénna východoalpská jednotka, ktorej patria všetky východoalpské predsenónske jednotky v oblasti Východných Álp, je sunutá k severu aspoň na vzdialenosť 25 km na flyš, ale tento presun prestáva smerom k východu v Karpatoch. Ak sledujeme posunovanie príkrovov v čase, konštatujeme, že sa nedialo trvalo a rovnomerne, ale fázovite a do istej miery točivými pohybmi. Pritom počas fáz za sebou nasledujúcich v niektorých prípadoch prv vzniknuté jednotky i naďalej zachovávali svoju samostatnosť (Unterengadin), poväčšine však, najmä ak účinky mladších fáz boli slabšie, presunovanie príkrovov nepokračovalo v rovnakom zoskupení (bradlové pásmo Karpát, celok Východných Álp), alebo zo skupín príkrovov nad sebou ležiacich vznikali sústavy velevrás (najmä stredné Slovensko).

V súvisе s uvedeným je asi nesprávne v každej vrásopríkrovovej sústave odlišovať čiastkové sústavy vždy ako rovnocenné a patriace skutočne jednému

* M. M a h e l (l. c.) sa snaží dokázať, že pri vých. ukončení Trešnika obal veporidného (s. s. v našom zmysle slova) kryštalínika pozvoľna prechádza do gemeridného. Medzitým tektonický presun gemeridného, spolu s chočskými elementami tzv. vernárskeho pruhu je očividný z mapy zostavenej M a h e l o m z príslušnej oblasti. Na viacerých miestach badať na báze presunutej série šošovky karbónu a to vylučuje jestvovanie prechodu.

celku, ako to kedysi navrhoval najmä K o b e r (napr. 1942): eixternidy, metamorfidy, centralidy.

V oblasti Západných Karpát a Álp konštatujeme nad sebou vývin väčšieho množstva vrásových sústav čiastočne predtriasových (najmä hercynská), čiastočne alpidných, v podstate severovergentných. Smerom k juhu prechádzajú v Karpatoch do oblasti v severnom Maďarsku a v Maďarskom stredohorí v dobe predsenónskej menej intenzívne vrásnenej, v dobe popaleogénnej veľmi málo zvrásnenej. Podobná oblasť, v popaleogénnej dobe málo porušená, nachádza sa v Sedmohradsku. Odlišovanie veľkého jednotného „panónskeho kontinentu“ (M o j s i s o v i c s) alebo jednotného medzihoria (Zwischengebirge K o b e r 1942) nie je opodstatnené, keďže v novej dobe v potiskej nížine v Maďarsku práve uprostred tohto „Zwischengebirge“ bola nájdená zvrásnená vrchná krieda a zvrásnený flyšový paleogén (K ö r o s s y 1959). Nezvrásnené okrsky v uvedenej oblasti bude treba asi ináč chápať, avšak údaje o stavbe hlbších častí panónskej nížiny sú zatiaľ nedostatočné pre opodstatnené úvahy o predmetnej otázke.

Ďalej treba podčiarknuť, že dvojstrannosť (vejárovitosť) stavby vrásovopríkrkových sústav, dosť jasne viditeľná v Alpách, v Západných Karpatoch sa vlastne stráca. Náznaky vejárovitosti sa ukazujú v Karpatoch iba vo flyšovom a bradlovom pásme, ale severná vergentnosť tu jasne prevažuje.

V uvedenom prehľade sme sa pokúsili stanoviť charakter a rozsah tektonických, najmä príkrvových jednotiek Východných Álp a Západných Karpát a dať nový smer v hľadaní spojitosti medzi tektonickými jednotkami oboch pohorí, vzniknutých za alpidných tektonických fáz. Keďže objasnenie mnohých problémov stavby oboch pohorí ostáva ešte otvorené, treba tu podané interpretácie považovať práve za „úvahy“. Je však jasné, že nová interpretácia vzťahu medzi alpskými a karpatskými alpidnými jednotkami prináša potvrdenie názorov na priebeh predmezozoických jednotiek v oblasti Karpát a Álp, ktoré som v minulosti podal (A n d r u s o v 1958). Konkrétne sa stáva pravdepodobné, že hercynské tatroveporidné pásmo Karpát pokračovalo na západ do taktiež poväčšine hercynsky vrásneného pásma spodnovýchodoalpského až strednovýchodoalpského kryštalinika. Chočko-gemeridné paleozoické málo metamorfované hercynské pásmo pokračovalo do podobného pásma vrchnovýchodoalpského príkrovu a „koreňového pásma“ vo Východných Alpách.

V poslednom čase vyšlo niekoľko článkov (M á š k a, M a h e l 1959), v ktorých autori, každý iným spôsobom, útočia na doterajšie predstavy o príkrvovej stavbe Západných Karpát. Vývody M á š k u, ako som už uviedol (A n d r u s o v 1959), nie sú však seriózne podložené a súhrn podaný M a h e l o m má charakter stratigraficko-faciálneho prehľadu a neprináša nijakú novú tektonickú koncepciu.

Dôvody na zavrnutie jestvovania tektonických príkrvov väčšieho rozsahu tak v Alpách, ako aj v Karpatoch doteraz vôbec neboli podané. Zdôvodnenie založené na nemožnosti objasnenia tohto javu mechanickými zákonmi známymi dnes na

povrchu zemskom je elementárne nesprávne. Je mnoho javov, ktorých objasnenie nebolo podané (napr. nebol podaný dôkaz o možnosti vzniku živých organizmov z neživej organickej hmoty), hoci nikto nepochybuje, že príslušné pochody sa odohrali. V zemskej kôre panujú zrejme v istej hĺbke priaznivé podmienky pre vznik veľkých klinovitých príkrovových telies, ktoré asi nemohli vzniknúť ináč než pod vplyvom skrátenia zemského polomeru o značnú hodnotu. Chladnutie zeme, ktoré na tento pochod iste mohlo mať určitý vplyv, mohlo byť sprevádzané zhustením hmoty zeme, ktorého vplyv (K o b e r 1958) nemohol zatiaľ nikto vyvrátiť. Vznik príkrovov, vrás a dislokácií rôzneho druhu v dôsledku zmenšenia zemského polomeru je ostatne logickým záverom z našich vedomostí o vývine zeme a nie ako opakovanie istých cyklických javov.

L I T E R A T Ū R A — Л И Т Е Р А Т У Р А — S C H R I F T T U M

- Andrusov D., 1930: Príspevky ku geológii severozápadných Karpát V. Sbor. St. geol. ústavu IX, Praha. — Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska. Praha 1949; Geológia a výskyt nerastných surovín Slovenska. Bratislava. — Andrusov D., 1958: Geológia československých Karpát I. Bratislava. — Andrusov D., Bystrický J., 1959: O význame subhercynskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch. Geol. sborník X, 2, Bratislava. — Argand E., 1921: Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. Actes Soc. helv. sc. nat. réun. Neuchatel 101, 1920, Aarau. — Beck — Mannagetta P., 1955: Tektonische Übersichtskarte von Niederöster. 1 : 500 000. Atlas von Niederöster., Wien. — Beck — Mannagetta P., 1959: Übersicht über die östl. Gurktaler Alpen. Jahrb. Geol. Bunds. 102, 2, Wien. — Birkenmajer K., 1959: Pieniński pas skałkowy. Przekroje geol. przez Polskę, Warszawa. — Braumüller E., Prey S., Ruttner A., 1958: Exkursion H₇: Molasse-Flysch-Kalkalpen. Tagung Geol. Ges. Wien 1958. Hektograf. text. — Clare, Kohler F., 1953: Begleitworte zur Geologischen Übersichtskarte von Kärnten 1 : 500 000. „Gesteine, Erz und Minerallagerstätten Kärntens“, Carinthia II, 143, Klagenfurt. — Flügel H., 1960: Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallins“ östlich der Hohen Tauern. N. Jahrb. Geol. Pal., Mn., Stuttgart. — Haug E., 1912: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales III. Le Sakkammergut. Bull. Soc. géol. Fr., Paris. — Heissel W., Medwenitsch W., 1958: Exkursion H₈: Westtirol und Vorarlberg. Tagung Geol. Ges. Wien. Hektografovaný text. — Kober L., 1912: Über den Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. geol. Ges. Wien. — Kober L., 1942: Tektonische Geologie. Berlin. — Kober L., 1955: Bau und Entstehung der Alpen. Wien. — Körössy L., 1959: The flyschlike formations of the Great Hungarian Basin. Földt. Közl. LXXXIX, 2, Budapest. — Kraus E., 1959: Über die Ungleichseitigkeit der zweiseitigen Orogene. F. Forschungshefte C 57, Freiberg. — Książkiewicz M., 1956: Geology of the northern Carpathians. Geol. Rundsch. 45, Stuttgart. — Leško B., 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. Geol. práce 46, Bratislava. — Limanowski M., 1920—1922: O krzyżowaniu się łańcuchów Europy środkowej w Polsce i o liniach agagogenicznych biegnących pod tymi łańcuchami. Spraw. Pań. Inst. Geol. 3, Warszawa. — Lugeon M., 1901: Les grandes Nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. Géol. Fr. 4, I, Paris. — MaheI M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. práce 48a, Bratislava. — MaheI M., 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. Geol. práce 55, Bratislava. — Spengler E., 1959: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Jahrb. Geol. Bundesanst. 102, 2, Wien. — Staub R., 1924: Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. Beitr. geol. Karte Schw., N. F. 52, Bern. — Staub R.,

1958: Klippendecke und Zentralalpenbau. Beitr. geol. Karte Schw., Bern. — Termier P., 1904: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. Géol. Fr. 4, III, Paris. — Tollmann A., 1959: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des Zentralalpinen Mesozoikums. Mitteil. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 10, Wien. — Tollmann A., 1960: Der Zusammenhang zwischen Alpen und Karpaten. Neuvyřejená rozmořená skica. — Uhlig V., 1909: Der Deckenbau in den Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 2, Wien. — Vendel M., 1960: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 51, Wien.

Za tlače vyšlo súborné kolektívne dielo: *Tectonic Development of Czechoslovakia* (Praha 1960); v ňom sú vyjadrené mnohé názory, ktoré sú v rozpore s podaným výkladom. Žiaľ, z technických dôvodov už nebolo možné v tomto článku k nim zaujať kritické stanovisko.

Recenzoval J. Bystričský

DIMITRIJ ANDRUSOV*

GEDANKEN ÜBER DAS ALPIN-KARPATISCHE FALTEN-DECKEN-SYSTEM

Neue Erkenntnisse über die Ostalpen und Westkarpaten bieten die Grundlage zur Änderung einiger bereits eingebürgerter Vorstellungen über den Charakter des Baues der Westkarpaten, teilweise auch im Zusammenhang damit, daß diese zweifellos die Fortsetzung der Ostalpen bilden. Die aus dem Studium der Ostalpen klar hervorgehenden Rückschlüsse müssen unbedingt auch bei der Interpretation des Baues der Westkarpaten in Betracht gezogen werden und vice versa.

Aus der Untersuchung des Baues der Ostalpen und Westkarpaten ergibt sich die untrügliche Tatsache, daß es sich hier um ein einheitliches, alpides, polyplikatives** Falten-Decken-System handelt. In den Westkarpaten — wenn wir auch den vormesozoischen Zyklus beiseite lassen — ist das polyplikative System im Wesentlichen doppelt, soweit es sich um eine mächtige, von Deckenbildung begleitete Faltung handelt und zwar: 1. das nordvergente vorgosauische (und teilweise auch laramische) System in der Region der zentralen Westkarpaten, 2. das nordvergente mitteloligozäne (hauptsächlich wahrscheinlich savische) System in der Region der Flyschzone (die am Außenrade auch intramiozän ist) (Argand 1920, Limanowski 1920—1922, Andrusov 1930). Das während der älteren Phase zuerst entstandene (hauptsächlich vorgosauische) System wurde zur Zeit der savischen Faltung überhaupt nicht gegen Norden auf das jüngere System aufgeschoben. Beide Systeme drängten sich während der jüngeren Faltung eher aneinander mit der Tendenz einer Überschiebung des jüngeren Systems in südlicher Richtung über die früher aufgefaltete Region. In den Ostalpen wurde das nordvergente vorgosauische (im nördlicheren Teil laramisch umgefaltete) Falten-Decken-System nach dem Paläogen (wahrscheinlich im Oligozän) gegen Norden geschoben und in den verschiedenen Abschnitten der Ostalpen wurden die Elemente des vorgosauischen ostalpinen Systems auf verschiedene Entfernungen dem nördlicher liegenden nachpaläogenen System überschoben.

Besonders aufschlußreich zur Erfassung des Baues der Ostalpen erweisen sich einige neue Angaben österreichischer Geologen (z. B. Tollmann, Flügel 1959, 1960), wonach sich die Hauptrisse der Tektonik folgendermaßen erklären lassen: Im mittleren und östlichen Teil der sogenannten zentralen Zone der Ostalpen stellt die vorgosauische (nachcenomanische und vorconiacische) Faltung die Hauptfaltungsphase dar. Während dieser Phase entstanden vier tekto-

* Dr. D. Andrusov, Geologisches Laboratorium SAV, Bratislava, ul. Obrancov mieru 41.

** Vielmal intensiv gefaltetes.

nische Hauptgruppen — die Penniden (hauptsächlich in dem bekannten Fenster der Hohen Tauern und vielleicht auch östlicher im Wechel), das unterostalpine System (im Wesentlichen die Grisoiden der älteren Autoren), das mittelostalpine System (der größere Teil des Kristallins der „zentralen Zone“ und die neu abgegrenzten mesozoischen Komplexe im normalen Hangenden dieses Kristallins) und endlich das oberostalpine System (ein bedeutender Teil der Tyroliden der älteren Autoren). Diesem System würden von den älteren Formationen nur das gar nicht oder nur schwach metamorphe Paläozoikum (Grauwackenzone, Steiermarkpaläozoikum, Paläozoikum der Gurktaler Alpen) und das oberostalpine Mesozoikum der ganzen Nördlichen Kalkalpen, sowohl wie auch das Mesozoikum in der Nähe der alpidinarischen Grenze angehören. Im westlichen Teil der Ostalpen entwickelten einige von diesen Komplexen eine selbständige Mobilität auch während der nachpaläogenen Faltung (unterengadiner Fenster), während östlicher die Übereinanderschichtung der 4 Einheiten im Wesen schon vor dem Coniac beendet war. Später kam es in der Region der Nördlichen Kalkalpen vielleicht während der laramischen Faltung zur Entstehung von Teildecken dieser Zone und in der nachpaläogenen Zeit wurden die ganzen Nördlichen Kalkalpen als einheitliche Decke auf die nördlichere Flyschzone und die Grestener pieninische Klippenzone auf eine Entfernung von wenigstens 25 km (Fenster bei Windischgärsten, vgl. Braunmüller, Prey, Ruttner 1958) aufgeschoben. Diese Bewegung betraf wahrscheinlich auch die südlicheren Zonen ab pieninische Zone, die in der Tiefe auf die südlichen Ausläufer der Böhmischen Masse aufgeschoben wurde, deren Fortsetzung unter die Ostalpen auf eine gewisse Entfernung durch Bohrungen festgestellt wurde. Endlich wurde die während der nachpaläogenen Faltungsphase aufgefaltete Flyschzone der Ostalpen in intramiozäner Zeit auf das Neogen und Oligozän der Vortiefe und die Fortsetzung der Helvetiden der Westalpen aufgeschoben.

Diese Erkenntnisse über die Ostalpen gewähren mit Bestimmtheit die Zurückweisung der Ansichten von E. Kraus (besonders 1959) über die Existenz „zweier Narben“, aus welchen symmetrisch, fächerartig, die Decken der Ostalpen entstanden wären. Es ist unmöglich zu behaupten, daß das Ganze, oder der größere Teil des zentralalpiner Kristallins vorpaläozoischen Alters sei, da demselben, hauptsächlich in der mittelostalpinen Einheit, das Mesozoikum direkt aufliegt. Sie erlauben dagegen im Wesen die Annahme der Vorstellungen vom Bau der Ostalpen, die schon von Termier (1903) und später von Kober (die neueste Arbeit 1959) ausgesprochen wurden. Nach den neuen Erkenntnissen ist es aber auch nicht ausgeschlossen, daß hauptsächlich in der Nähe der alpid-dinarischen Grenze (z. B. im SW Ungarns) neben dem Paläozoikum auch vorpaläozoisches Kristallin (hauptsächlich Vendel 1959) existiert.

Die Ostalpen erfuhren nach Abschluß der mächtigen Faltungsphasen zur Zeit der erwähnten Phasen eine, wenn auch ungleichmäßige, so doch im allgemeinen mächtige Hebung, so daß ihr Ganzes ein heute klar hervortretendes Antiklinorium, oder eine Antiklinale bildete, die von der älteren alpiden Tektonik vollkommen unabhängig ist.

Anhand dieser Erkenntnisse und mit neuem Wissen über die Westkarpaten ausgestattet, können wir in mancherlei Hinsicht den Bau der Westkarpaten, besonders in seiner Beziehung zu den Ostalpen, von einem neuen Standpunkt aus betrachten.

In den Westkarpaten finden wir zweifellos die Fortsetzung des vorgosauischen Falten-Deckensystems der Alpen. Früher herrschte über die Deckenentstehung in den zentralen Westkarpaten eine ziemliche Ungewißheit (vorsenonische, oder laramische Phase, bzw. alle beide). Neuerdings wurde bewiesen (Andrusov und Bystrický 1959), daß die Hauptüberschiebungen in den zentralen Westkarpaten vorsenonisch waren und die genannten Autoren setzten auf Grund eines Vergleiches mit den Verhältnissen der Klippenzone voraus, daß es sich um eine ältere intrasenone (altsubherzynische) Phase handelt. Nach der Feststellung des kampanischen Alters des basalen Senons des Gebirges Brezovské pohorie (Salaj in Mahel 1959) und der in den Ostalpen herrschenden Verhältnisse kann mit Sicherheit behauptet werden, daß die großen tektonischen Decken der zentralen Westkarpaten während der vorgosauischen Phase entstanden sind. Freilich

ist es nicht möglich ohne Weiteres zu behaupten, daß es sich auch in der Klippenzone keineswegs um eine altsubherzynische, sondern um eine vorgosauische Phase handelte; doch erscheint diese Behauptung ziemlich wahrscheinlich, da die Argumente Birkenmajers (1959) zugunsten der subherzynischen Phase in den Pieninen nicht überzeugend sind.

Während der vorsenonischen (wahrscheinlich überall vorgosauischen) Phase entstanden in den Westkarpaten 4 tektonische Haupteinheiten, welche durch tektonische Überschiebungsflächen erster Ordnung voneinander getrennt waren. Als nördlichste dieser Einheiten betrachten wir die Pieniden, die zu dieser Zeit auch selbständig auf die Elemente der Zone im Untergrunde des Maguraflysches aufgeschoben werden konnten. Ihr Bau und die neuen Erkenntnisse über ihre Stratigraphie sind Gegenstand einer selbständigen Arbeit (Andrusov, Scheibner, dieses Heft des Geol. sborník). Die zweite heterogene und komplizierte tektonische Einheit bilden die Tatriden. Deren heutige tektonische Oberfläche hat die Form mehrerer unregelmäßiger Megantiklinalen und Megasyntklinalen. Bei der Entstehung dieser Einheit bildeten sich wahrscheinlich einige von diesen Erhöhungen, doch ist ihre heutige Oberflächenform durch die nachpaläogene und intramiozäne Tektonik bedingt. Zum Unterschied von den Verhältnissen der Ostalpen entstand in den Westkarpaten keine mehr oder weniger einheitliche junge Megantiklinale ungeheurer Dimensionen, sondern ein ganzes System von Großfalten. Von diesem Umstand ließen sich auch gegenwärtig gewisse Autoren irreführen (Mahl 1959), indem sie die Verhältnisse, die bei der kretazischen Faltung, ja sogar während der mesozoischen Sedimentation herrschten, mit dem heutigen Stande verwechselten. In der tatriden Einheit sind außer den Serien, welche den älteren Formationen des „Kernes“ normal aufliegen, überschobene „Serien“ kleinerer Ausmaße bekannt, die sich auf ein bestimmtes Kerngebirge, manchmal nur auf einen Teil desselben, beschränken. Nie wurde in den Kernen beobachtet, daß diese Zone als Ganzes in aufgeschobener Lage auf einem anderen Untergrunde liegen würde. Eine Fortsetzung der penninischen Zone in die Westkarpaten wurde bisher nicht festgestellt, doch ist es nicht ausgeschlossen, daß eine solche in der Tiefe existiert. Dann sollte man sie zwischen der pieniden Klippenzone und den nördlichsten Elementen der Tatriden suchen, die in der ganzen Länge der tschechoslowakischen Karpaten und hauptsächlich im Waagtal in der Manín-Zone in Form einer vorsenonischen Decke auf der Pieniden-Zone liegen. Den Tatriden schließen sich von Süden her unmittelbar die Veporiden an, zu denen man bisher das Veporkristallin und die „subtatridischen Decken“ rechnete. Neue Forschungen zeigen, daß das Mesozoikum der Chočdecke (und vielleicht auch der höheren Decken) dem Veporkristallin nie normal aufliegt; hier ist Paläozoikum entwickelt, das am östlichen Ende der Niederen Tatra dem veporiden Mesozoikum und dem Kristallin der Králova Hoľa tektonisch aufliegt. Ausgesprochenes Choč-Mesozoikum tritt im normalen Hangenden des Kristallins der Veporzone bis zu seinem radikalen Teil nie auf. Unter diesen Umständen müssen wir den Begriff Veporiden auf die kristallin-perm- mesozoische Veporzone und die Křížna- (untere subtatridische) Decke beschränken. Ausnahmsweise (Staré Hory) beginnt die Deckenserie mit Kristallin und Perm, zumeist besteht sie jedoch aus Mesozoikum (Trias-Cenoman). Bei der Betrachtung der beiden Zonen — der Tatriden und Veporiden (im neuen Sinne des Wortes), deren Kristallin in vielerlei Hinsicht ähnlichen Charakter trägt und deren Mesozoikum an der Basis durch Quarzite gekennzeichnet ist, die in der radikalen Region oft ziemlich metamorphosiert sind, gelangt Verf. zur Ansicht, daß diese Zonen zusammen den unter- bis mittelostalpinen Elementen der Ostalpen entsprechen. Der Unterschied könnte im Alter des Kristallins bestehen: In den Karpaten sind die Granite und der Metamorphismus — herzynisch (z. B. Andrusov 1959a), in den Ostalpen würde es sich nach den älteren Vorstellungen um vorordovizisches Kristallin („Altkristallin“ der Alpengeoologen) handeln. Nachdem jedoch festgestellt wurde, daß das Paläozoikum im zentralalpinen Streifen einer anderen (oberostalpinen) Einheit angehört, als das Kata- bis Mesokristallin in seinem tektonischem Liegenden, erlauben wir uns die Voraussetzung, daß der Metamorphismus in der unter- bis mittelostalpinen Einheit ebenfalls

herzynisch ist. Dann ist der Charakter des Kristallins in den angeführten Zonen beider Gebirge ein ähnlicher. Das Mesozoikum in der Region der Tatroveporiden weist eine größere Mannigfaltigkeit in den Entwicklungen auf, als in den entsprechenden Zonen der Alpen. Die Keuperfazies in der oberen Trias, die in den Karpaten verbreitet ist, ist im Mittelostalpin nicht entwickelt. Die mittelostalpine Einheit ist in den Ostalpen auf die unterostalpine Einheit auf eine Entfernung von ungefähr 60 km aufgeschoben, die veporide Einheit der Karpaten ist auf die tatrider Einheit maximal cca auf 50 km aufgeschoben. In den Westkarpaten ist der kristalline Untergrund der Veporidendecke nur auf geringe Entfernung (cca 20 km) auf die Tatriden aufgeschoben. In den Ostalpen wurde das mittelostalpine Kristallin weiter gegen Norden über-schoben.

Die Chočdecke ohne ausgebreitetem paläozoischen Untergrund ist nicht als eine mit dem Veporidenkristallin in Verbindung stehende Decke zu betrachten, sondern als hauptsächlich mesozoisches, sehr mächtiges Deckenpaquet, welches sich dem nördlichen Teile der Gemeriden anschließt. Darum, wie es vielleicht auch Tollmann (1960) andeutet, soll im Weiteren von einer Choč-Gemerer Einheit die Rede sein. Das Paläozoikum dieser Einheit blieb als mächtiger Untergrund im Süden im Zips-Gemerer Erzgebirge. In der Chočdecke ist nur das auf den südlichen Streifen ihrer Verbreitung beschränkte Karbon entwickelt. Die Choč-Gemeriden müssen im Sinne Tollmanns und Flügels (1959, 1960) mit der oberostalpinen tektonischen Decke der Ostalpen in Verbindung gebracht werden, wovon bereits weiter oben die Rede war. Die Chočdecke (Strážovdecke und die „höheren subtatrischen Decken“ am NE-Ende der Kleinen Karpaten, deren Gliederung bisher nicht gegeben wurde), müssen wir im Allgemeinen als Fortsetzung der Gesamtheit (hauptsächlich der mittleren Decken, d. i. der Lunzer- und Ötscher-Decke) der Nördlichen Kalkalpen betrachten. Es ist nicht möglich die Chočdecke als Fortsetzung nur einer der Decken dieser Zone zu betrachten, da sie (bzw. die Choč-Gemeriden-Decke) eine vorgosauische Einheit bildet, die Decken der Nördlichen Kalkalpen jedoch während der paleogenen Faltung entstanden sind. Eine Aufschiebung der Chočdecke auf die Klippenzone beobachtet man nur ausnahmsweise (vielleicht Klippen Klape und Kostelec) und sie ist wahrscheinlich vorgosauisch. Die Aufschiebung der Nördlichen Kalkalpen auf die Flysch- und Klippenzone ist allgemein und nachpaläogen. Zugleich mit dem Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen wurde während der vorgosauischen Faltung eine mächtige „Platte“ von Paläozoikum überschoben, die über die zentrale Zone geschoben wurde und die nördliche „Grauwackenzone“ bildet. In den Karpaten ist die betreffende Einheit viel schwächer; nur manchmal hat sie größere Mächtigkeit und zwar dort, wo an der Basis der sogenannte „Werfen mit Melaphyren“ entwickelt ist. In den Alpen und auch in den Karpaten hört die Entwicklungsregion der basalen Triasquarzite (Permoskyth, Semmeringquarzit u. ähnl. der Alpen) an der Südgrenze der Veporiden und der mittelostalpinen Zone auf. Triasentwicklungen ähnlich denjenigen, die man in den höchsten Decken der Nördlichen Kalkalpen (Hallstätter und Dachstein-Decke) findet, erscheinen in den Karpaten nur in unbedeutendem Maße, hauptsächlich in der Zone der Gemeriden. Die vorgosauischen Einheiten der Ostalpen setzen sich also in die Region der Westkarpaten fort, doch haben sie — mit Ausnahme der vorsenonischen Einheiten der Pieniden — keine Fortsetzung in den Ostkarpaten. Die Pieniden lassen sich bis in die Ostkarpaten der Karpaten-ukraine und Nordrumäniens verfolgen. In den Alpen hat die Grestener-pieninische Klippenzone ihren Platz zwischen der Unterostalpinen und der Flyschzone. Spuren einer mittelkretazischen Faltung äußern sich in den Westalpen in den Penniden, doch waren die jüngeren Faltungsphasen so mächtig, daß der Charakter dieser Faltung nicht näher festgestellt werden konnte.

Es ist also klar, daß die ostalpin-westkarpatische Region ein sehr bemerkenswertes Beispiel für die Entwicklung der zumeist durch jüngere Faltung wenig gestörten vorsenonischen Decken darstellt. Das kristallin-mesozoische Massiv der Ostkarpaten bildet nicht die Fortsetzung der Einheiten der zentralen Westkarpaten, sondern taucht als Untergrund der Flyscheinheiten auf.

Eine Suche nach der Fortsetzung der Alpeinheiten (mit Ausnahme der Flyscheinheiten) in den Ostkarpaten ist also gegenstandslos. Die laramische Faltung war in den ganzen Westkarpaten wahrscheinlich keine Entstehungszeit (bis vielleicht auf unbedeutende Ausnahmen — Klippenzone in den Pieninen) tektonischer Decken. In den Ostalpen entstanden die nordvergenten Decken zu dieser Zeit in der Region der Nördlichen Kalkalpen. Eine schwächere Faltung machte sich jedoch wahrscheinlich in den ganzen zentralen Westkarpaten und vielleicht auch in der zentralalpiner Zone der Ostalpen geltend. Übrigens folgten in den Ostalpen nach den vorgosauischen Deckenbewegungen kleinere intrasenone Faltungen, die sich in der Region der Westkarpaten wahrscheinlich nicht bemerkbar machten.

Im Wesen setzt sich das savische Faltsystem des Karpatenflysches in breitem Streifen nach Osten bis nach Rumänien fort, die Magura-Einheit jedoch, das Hauptelement des Westkarpatenflysches, endet wahrscheinlich doch pfeifenartig in der Karpatenukraine. Dagegen setzt diese Einheit sich in die Ostalpen fort wo ihr wahrscheinlich der größere Teil des ostalpinen Flysches angehört. Es ist wahrscheinlich, daß dieses Element im Rhätikon dem sogenannten prättigauischen (penninischen) Flysch entspricht. Die Beziehung des Flysches zur Klippenzone hat sowohl in den Alpen, als auch in den Karpaten verschiedenen Charakter. Zumeist ist die Flyschzone selbständig und befindet sich in tektonischem Kontakt mit der Klippenzone. In anderen Fällen bildet jedoch das Paläogen der „Flyschzone“ das normale (manchmal offensichtlich transgressive) Hangende des Mesozoikums der Klippenzone und in den Karpaten liegt manchmal auch das zentralkarpatische Paläogen diskordant (laramische Phase) auf dem gefalteten Mesozoikum der Klippenzone. Ungelöst bleibt bisher die Beziehung des südöstlichen Abschlusses der Klippenzone zum Flysch an dessen äußerer Seite im paläogenen Becken von Marmaroš, der auf das Marmarošer Massiv transgrediert. Er hat eine — der zentralkarpatischen ähnliche — Entwicklung. Ebenfalls ungeklärt ist die Beziehung der Klippenzone zum nachpaläogenen Flysch nahe seiner inneren Grenze im Marmaroš-Becken, der einen dem Magura-flysch ähnlichen Charakter trägt. Im Allgemeinen muß bei Betrachtungen über die Entstehung der Klippenzone in erster Linie damit gerechnet werden, daß ihr Charakter sich in der ganzen Länge in vielerlei Hinsicht (Zahl der in den Klippen abgegrenzten Serien) verändert, der Gesamtstil aber unverändert bleibt. Andererseits hat der zu beiden Seiten der Klippenzone entwickelte paläogene Flysch mannigfaltige Entwicklung und grenzt an die Klippenzone einmal in tektonischem Kontakt, andermals liegt er transgressiv auf ihrem Mesozoikum. Das Paläogen selbst gehört dabei ungleichen nachpaläogenen Zonen, eventuell verschiedenen Teilzonen einer und derselben Flyscheinheit (Magura-Zone), an. Daraus läßt sich schließen, daß die Entstehung der Klippenzone und deren Verlauf nur in geringerem Maße durch die nachpaläogene (savische) Faltung bedingt ist, vielmehr aber durch tektonische, bereits früher in Kraft getretene Erscheinungen: es ist in erster Linie die nordvergente mittelkretazische Faltung, die in den Karpaten durch die Entstehung kleiner Decken begleitet war. Der regelmäßige Verlauf der Klippenzone in Form eines Bogens, der die nachpaläogenen tektonischen Linien und Einheiten schneidet, ist außerdem wahrscheinlich durch die Existenz eines mächtigen Ligamentes in der Tiefe unter dem Flysch bedingt, welches die vortriadischen, unter der Flyschdecke sich fortsetzenden, Faltsysteme der Böhmischer Masse von den vortriadischen Elementen im Liegenden der Klippenzone und von den zentralen Westkarpaten abteilt. Diese Tiefendislokation setzt sich offensichtlich unter die Nördlichen Kalkalpen fort und geht vielleicht in das System von Dislokationen über, die in den Westalpen die Helvetiden von den Penninen abteilen. Hier wurde jedoch diese schroff gegen Süden einfallende Dislokation in ihrem radikalen Teile während der nachpaläogenen Faltung erneuert.

Aus dem Angeführten, sowohl wie auch aus schon länger bekannten Tatsachen ergibt sich sicherlich eine gewisse Vorstellung über die Morphologie der ostalpinen und westkarpatischen vorsenonen Decken. In den Karpaten sind sie in ihrem radikalen Teil durch zumeist ziemlich

schröff gegen Süden, oder überhaupt ins Innere des Karpatenbogens einfallende Dislokationen getrennt. Die vormesozoischen Serien bilden hier Zonen, deren mesozoischer Charakter nur in Ausnahmefällen festgestellt werden konnte. Nördlicher liegen flache Decken, die fast ausschließlich aus vorsenonischem Mesozoikum zusammengesetzt sind. Die tektonischen Einheiten haben hier also im Wesen die Form eines Keiles mit mächtigem Sockel im Süden und digitiertem, vielfach gefaltetem Mesozoikum in den nördlicheren Teilen. In den Ostalpen, wo das ganze Deckensystem mehr gehoben ist, ist es dagegen ganz augenscheinlich, daß die vorsenonen Decken in der ganzen zentralalpiner Zone vormesozoische Kerne haben, die gemeinsam mit dem Mesozoikum übereinander geschoben wurden. Die Ansammlung des Mesozoikums im Frontalteil macht sich hier hauptsächlich in der oberostalpinen Einheit (Nördliche Kalkalpen) geltend. Der normale Zusammenhang des Mesozoikums mit dessen Liegendem äußert sich stellenweise in allen Einheiten, wo vormesozoische Serien in ausgebreiteterer Entwicklung vorhanden sind; doch ist sowohl für die Karpaten, als auch für die Alpen die Entstehung weitreichender Abscherungsdecken, Linsen ohne klaren Zusammenhang mit den benachbarten Einheiten, Serien mit einer Menge Dislokationsflächen zwischen den meisten Schichtfolgen geradezu charakteristisch. Die Ansicht M a h e l's (1959), daß einige Decken der zentralen Westkarpaten (hauptsächlich die Krížnadecke) in ausgedehnten Regionen ihrer Verbreitung in tektonisch überschobener Lage auf dem Untergrunde liegen und stellenweise den Charakter einer normalen Hülle des liegenden Kristallins haben, wurde bisher nicht bewiesen.

Einen noch ausgesprocheneren Abscherungscharakter hat der Choč-Teil der choč-gemeriden Einheit. Wie bereits erwähnt wurde, war Verfasser früher geneigt, die südlicher als die Kraklover Zone gelegenen veporiden kristallinen Zonen als Untergrund der Chočdecke zu betrachten; da jedoch in der ganzen Veporzone, also auch in der Tisovec-Zone, Anzeichen einer Entwicklung des Mesozoikums in der Krížna-Fazies sind, ist es offensichtlich, daß die Chočdecke keinen kata-mesokristallinen Untergrund hat und sich nur durch die mesozoischen Serien und etwas Karbon* an die Gemeriden anschließt.

Die Entwicklung lokaler südvergenger tektonischer Formen (M a h e l 1957) am Kontakte beeinflußt keinerleiweise die Konzeption eines Zusammenhanges der Chočdecke mit den Gemeriden und ändert nichts an der Ansicht, daß beide angeführten überschobenen Einheiten sich in überschobener Lage auf der Veporiden-Zone (im neuen Sinne des Wortes) befinden.

Die neuen Forschungen in den Alpen und Karpaten erlauben schon jetzt eine Beurteilung des Charakters der Decken, und zwar nicht nur im Querschnitt, sondern auch in der Längsrichtung. Viele Alpentektoniker (hauptsächlich S t a u b 1932 und K o b e r, siehe z. B. 1958) betonten die Ähnlichkeit des Baues der Gebirge des Alpensystems auch in voneinander sehr entfernten Querschnitten. Sie suchten die Fortsetzung der in den Alpen abgegrenzten tektonischen Einheiten auch in den West- und Ostkarpaten. Detaillierte neue Forschungen zeigen jedoch, daß auch die großen Decken keine so beträchtliche Verbreitung haben und daß die Decken in den einzelnen Abschnitten der Faltengebirge eine sehr verschiedene Breite aufweisen. Die oberostalpine choč-gemeride Einheit können wir vom Rhätikon an verfolgen, wo sie bis 100 km Breite hat, bis zur Ostgrenze der Ostalpen, wo sie nach Tollmann bis 185 km breit ist, in den Karpaten aber verengt sie sich und beträgt im Querschnitt durch die Mitte der Niederen Tatra nur 80 km und östlicher vielleicht sogar nur 40 km. Die Klippenzone beginnt in den Ostalpen im Querschnitt durch die Ratstätter Tauern, gewinnt im Waagtal ihre maximale Breite (bis 20 km) und endet im Marmaroš.

* M. M a h e l (l. c.) trachtet zu beweisen, daß am Ostende des Trešník die Hülle des veporiden (in unserem Sinne des Wortes) Kristallins allmählich in das gemeride übergeht. Unterdessen ist jedoch die tektonische Überschiebung des letzteren, gemeinsam mit den Chočelementen des sogenannten Vernár-Streifens aus der durch den genannten Autor selbst aus der betreffenden Region zusammengestellten Karte ersichtlich. Ausserdem sind an mehreren Stellen an der Basis der überschobenen Serie Linsen von Karbon zu sehen, was die Existenz eines Überganges ausschließt.

Es gibt keine Ursache zur Voraussetzung, daß sie größere Ausdehnung hätte und irgendwo in der Tiefe auch weiter gegen Osten und Westen existieren könnte. Von der Zone der Penniden in den Alpen kann vorausgesetzt werden, daß sich dieselbe als vorsenonische Einheit ins Liegende der Tatrinen der Karpaten fortsetzt, doch konnte dies bisher nicht bewiesen werden. Die nachpaläogene ostalpine Einheit, der alle ostalpinen vorsenonischen Einheiten in der Region der Ostalpen angehören, wird gegen Norden überschoben, und zwar mindestens auf eine Entfernung von 25 km auf den Flysch, doch hört diese Überschiebung in den Karpaten gegen Osten auf. Wenn wir den Deckenschub zeitlich verfolgen, können wir konstatieren, daß derselbe nicht dauernd und gleichmäßig geschah, sondern phasenweise und gewissermaßen durch Drehbewegungen. Dabei behielten die früher entstandenen Einheiten in einigen Fällen während der hintereinanderfolgenden Phasen auch weiterhin ihre Selbständigkeit bei (Unterengadin); zumeist jedoch, hauptsächlich wenn die Wirkungen der jüngeren Phasen schwächer waren, spielte sich die Deckenüberschiebung nicht in der gleichen Gruppierung ab (Klippenzone der Karpaten, Gesamtheit der Ostalpen), oder entstanden aus den übereinanderliegenden Decken-Gruppen Großfaltensysteme (hauptsächlich die Mittelslowakei).

Im Zusammenhang mit dem Gesagten ist es wahrscheinlich unrichtig in jedem Falten-Deckensystem die Teilsysteme stets als gleichwertig zu betrachten, wie es seinerzeit hauptsächlich K o b e r (z. B. 1942) vorschlug: Externiden, Metamorphiden, Zentraliden.

In der Region der Westkarpaten und der Alpen konstatieren wir die Entwicklung einer größeren Menge übereinanderfolgender Faltensysteme, die teilweise vortriadisch (hauptsächlich herzynisch), teilweise alpid (im Wesentlichen nordvergent) sind. In südlicher Richtung gehen sie in den Karpaten in die Region Nordungarns und des Ungarischen Mittelgebirges über, die zu vorsenonischer Zeit weniger intensiv und im Nachpaläogen sehr wenig gefaltet wurde. Eine ähnliche in der nachpaläogenen Zeit wenig gestörte Region befindet sich in Siebenbürgen. Hier einen großen, einheitlichen „pannonischen Kontinent“ (M o j s i s o v i c z), oder ein einheitliches Zwischengebirge (K o b e r 1922) unterscheiden zu wollen ist durchaus unbegründet, da in neuerer Zeit in der Theissebene in Ungarn gerade inmitten dieses Zwischengebirges aufgefaltete Oberkreide und aufgefaltetes Flyschpaläogen (K ö r ö s s y 1959) gefunden wurde. Die nicht aufgefalteten Partien in der angeführten Region werden wahrscheinlich anders gedeutet werden müssen, doch sind die Angaben über den Bau der tieferen Teile der pannonischen Ebene bisher für begründete Erwägungen über diese Frage unzureichend.

Ferner ist es nötig zu unterstreichen, daß sich der zweiseitige Bau (Fächerbau) der Falten-deckensysteme, der in den Alpen ziemlich deutlich sichtbar ist, in den Westkarpaten eigentlich verliert. Anzeichen eines Fächerbaues zeigen sich in den Karpaten nur in der Flysch-Klippenzone, aber hier überwiegt deutlich die Nordvergenz.

In der oben gegebenen Übersicht haben wir versucht, Charakter und Ausdehnung der tektonischen Einheiten der Ostalpen und Westkarpaten, hauptsächlich derjenigen mit Deckencharakter, festzustellen und dem Suchen nach einem Zusammenhang zwischen den tektonischen — während der alpiden tektonischen Phase entstandenen — Einheiten beider Gebirge eine neue Richtung zu geben. Da die Erklärung vieler Probleme über den Bau beider Gebirge noch offen steht, sind die hier gegebenen Interpretationen eben als „Gedanken“ anzusehen. Nichtsdestoweniger ist es klar, daß die neue Interpretation der Beziehung zwischen den alpinen und karpatischen Einheiten die Bestätigung der vom Verfasser schon früher (A n d r u s o v 1958) gegebenen Ansichten über den Verlauf der vormesozoischen Einheiten in der Region der Karpaten und Alpen bringt; es zeigt sich nämlich die Wahrscheinlichkeit, daß sich die herzynische tatroveporide Zone der Karpaten nach Westen in das ebenfalls zumeist herzynisch gefaltete unter- bis mittelostalpine Kristallin fortsetzte. Die choč-gemeride paläozoische, wenig metamorphosierte Zone fand ihre Fortsetzung in einer ähnlichen oberostalpinen Decke und in der „Wurzelzone“ der Ostalpen.

In letzter Zeit erschienen einige Arbeiten (M á š k a, M a h e l 1959), deren Verfasser, jeder

in anderer Weise, die bisherigen Vorstellungen über den Deckenbau der Westkarpaten angreifen. Die Ausführungen von M á š k a, wie Verfasser bereits anführte (A n d r u s o v 1959), sind jedoch nicht genügend begründet und die von M a h e l verfasste Zusammenfassung hat den Charakter einer stratigraphisch-faziellen Analyse und bringt gar keine neue tektonische Konzeption.**

Die Gründe zur Ablehnung der Existenz tektonischer Decken größeren Ausmaßes, sowohl in den Alpen, als auch in den Karpaten, sind bisher überhaupt nicht hinreichend. Die Ausführungen, welche darauf basieren, daß es nicht möglich sei diese Erscheinung durch — heute auf der Erdoberfläche bekannte — mechanische Gesetze zu erklären, sind elementar unrichtig. Es gibt viele Erscheinungen, deren Erklärung bisher nicht gegeben wurde, und doch zweifelt heute niemand daran, daß sich die betreffenden Vorgänge abgespielt haben. Offensichtlich herrschen in der Erdrinde in einer gewissen Tiefe günstige Bedingungen für die Entstehung großer, keilförmiger Deckenkörper, die wahrscheinlich nicht anders entstehen konnten, als unter dem Einfluß einer Verkürzung des Erdradius um einen beträchtlichen Wert. Der Einfluß der Verdichtung der Erdmasse (K o b e r 1958) konnte deren Ursache sein. Die Entstehung von Becken, Falten und Dislokationen verschiedener Art unter dem Einflusse einer Verkürzung des Erdradius ist eine logische Folge unserer Kenntnisse über die Entwicklung der Erde in einer gewissen Richtung.

Übersetzt von V. D l a b a č o v á

** Nach Abgabe dieses Aufsatzes in Druck erschien das Kollektivwerk: „Tectonic development of Czechoslovakia“ (Praha 1960). Aus technischen Gründen ist es unmöglich eine Kritik der in diesem Werke ausgesprochenen Anschauungen, die von den in unserem Aufsatz ausgesprochenen Meinungen verschieden sind, zu geben.