

Relikty vysokostupňových metamorfritov v tatroveporickom kryštaliniku Západných Karpát

DUŠAN HOVORKA¹, ŠTEFAN MÉRES²

¹GÚ PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

²Katedra geochémie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 8. 9. 1988)

Relics of high-grade metamorphics in Tatroveporic crystalline of the West Carpathians

Relics of high-grade metamorphic rocks of probably Proterozoic age occur in the Central West Carpathian crystalline. Their Variscan diaphorites are represented on the recent erosion level by garnet-pyroxene amphibolite, garnet amphibolite, migmatite to anatectite and various gneisses. The rocks differ from similar Variscan metamorphics by higher pyrope content of their garnet and by the presence of several amphibole generations together with signs of Variscan retrograde crystallization.

Úvod

Históriu poznávania komplexov metamorfovaných hornín Západných Karpát v minulosti poznačili najmä nasledujúce aspekty:

— zdôrazňovanie nutnosti vyjadriť rozmiestnenie kryštalických komplexov v geologických mapách pred riešením tematických úloh či základných problémov (predmetamorfná litológia, metamorfný vývoj, látková náplň a i.),

— malý dôraz na spracovanie územia máp rôznych mierok aj z petrologického, geochemického či mineralogického hľadiska,

— autoritatívnosť stanovísk (čo v podstate vyplývalo z generačného odstupu) predstaviteľov medzivojnovkej, resp. povojnovkej generácie výskumníkov, ktorí ovplyvnili predovšetkým „zorný uhol“ svojich nasledovníkov,

— zaostávanie prístrojovej a laboratórnej základne za svetovým, prípadne európskym trendom, ktoré sa (pri súčasnej štruktúre ich využívania) neodstránilo ani po nadobudnutí niektorých modernejších prístrojov,

— realizácia niektorých špecializovaných štúdií v posledných rokoch bez toho, aby sa vo východiskovom momente štúdia problematiky, no najmä pri aplikácii dosiahnutých výsledkov vychádzalo z poznanej geologickej situácie, resp. aby výsledky týchto štúdií vyústili do geologickej formulovateľného a akceptovateľného záveru.

Uvedené a ďalšie aspekty sa nevyhnutne odrazili v súčasnej úrovni poznania komplexov metamorfova-

ných (ale aj ďalších) hornín Západných Karpát československého územia.

Keďže o problematike metamorfritov vysokých metamorfných stupňov (t. j. metamorfritov granulitovej a eklogitovej fácie) sa v tatrických a veporických jednotkách zatiaľ neuvažovalo, uvádzame stručný prehľad tejto problematiky s dôrazom na fenomény, ktoré podľa nášho názoru sťažujú dešifrovanie maximálnych P-T-X podmienok polymetamorfovaných sekvencií kryštalinika Západných Karpát. Zameriame sa pritom na tematiku, ktorá priamo súvisí s námetmi z oblastí našich jadrových pohorí.

Retrográdna metamorfóza metamorfritov vysokých metamorfných stupňov

Keď Reed (1948) formuloval dnes už klasické „There are granites and granites“, málokto predpokladal, že táto myšlienka sa bude dať aplikovať aj na ďalšie horninové komplexy. Parafrázovanie uvedeného názoru pri eklogitoch nachádza stále viacej argumentov. Vyplýva to nielen z diverzity ich minerálnej náplne a geologického vystupovania, ale aj z názorov na spôsob a miesto ich vzniku. I napriek tomu, že problematika eklogitov bola vysoko aktuálna počas celej histórie modernej petrografie či petrológie, až začiatok 70. rokov znamenal zásadný prevrat v názoroch na ich genézu, látkovú náplň a následne aj na genetickú klasifikáciu.

Zo 70. rokov sú známe a desaťročia aj aplikované klasifikácie týchto stále ešte exotických hornín od Smulikowského (1964) a Coleman et al. (1965).

Smulikowski (1964) vyčlenil 3 základné typy eklogitov: 1. granatické websterity (griquaity): vystupujú spolu, resp. v telesách granatických peridotitov, 2. eklogity alpinotypných peridotitov (či alpinotypných komplexov): v novom chápaní ide o eklogity ofiolitových komplexov, 3. obyčajné eklogity: vystupujú v komplexoch rúl, amfibolitov a migmatitov vysoko-teplotnej oblasti amfibolitej, resp. granulitovej fácie.

Coleman et al. (1965) rozdelili eklogity na: A. eklogity vystupujúce spolu s kimberlitmi, dunitmi alebo peridotitmi, geneticky viazané na oblasť plášťa, B. eklogity zodpovedajúce „obyčajným“ eklogitom v klasifikácii Smulikowského (l. c.), C. eklogity priestorovo späté s modrými (glaukofanickými) bridlicami.

Základnú minerálnu asociáciu eklogitov tvorí omfacit a granát, ku ktorým vo variabilnom množstve pristupuje distén a ortopyroxén. Táto špecifická minerálna asociácia viedla Eskolu (1920) k definovaniu samostatnej — eklogitovej fácie. Následne časť autorov (napr. Smulikowski, 1974) pochybovala o realnosti vyčlenenia eklogitovej fácie; eklogity považovali za produkty vysokotlakovej metamorfózy, pričom protolit mal variabilný charakter.

Obsah jadeitovej molekuly v omfacitoch je v rámci uvedených 3 skupín eklogitov premenlivý; najvyšší je v eklogitoch typu C (Coleman et al., 1965). V tejto súvislosti je zaujímavé zistenie, že distribúcia Mg, Fe a Mn medzi omfacitom a granátom v eklogitoch je funkciou teploty ich vzniku (Banno a Matsui, 1965). Granáty, ktoré dobre odrážajú P-T-X podmienky vzniku eklogitov (typ 3, resp. B) obsahujú podľa údajov rôznych autorov 25—45 hmotn. % pyropovej molekuly. Naproti tomu granáty amfibolitov majú nižší obsah pyropovej molekuly (podľa Trögera, 1959, je to $17 \pm 4\%$ pyr). Charakteristickou Ti formou v eklogitoch je rutil.

Vo veľkej väčšine známych výskytov rôznych oblastí tvoria eklogity telesá metrových až dekametrových, a len ojedinele hektometrových rozmerov. Štúdium eklogitov spolu s okolnými horninami dokazuje, že v prevažnej väčšine dobre preštudovaných výskytov (napr. kaledonidy Nórska: Bryhni et al., 1977; Český masív: Dudek a Fediuková, 1974; Klápvová, 1988) prekonal eklogity spolu so svojim okolným horninovým prostredím najmenej jednu etapu metamorfnej rekryštalizácie a vo väčšine prípadov aj spoločné vrásnenie. Tieto premeny prebehli spravidla v P-T-X podmienkach amfibolitej fácie. To znamená, že eklogity boli postihnuté retrográdnymi rekryštalizačnými premenami, ktoré sa odrážajú v zmenách ich: a) textúr a štruktúr, b) minerálneho a chemického zloženia.

Zmeny textúr a štruktúr sa prejavujú najmä vznikom kelyfických prvkov stavby okolo čiastočne

rekryštalizovaných granátov, prítomnosťou častých symplektitických zrástov po pôvodných omfacitoch, prednostne usmernenou stavbou a pod. Zmena minerálneho zloženia sa prejavuje najmä rozpadom omfacitu na symplektit tvorený plagioklasom, amfibolom (často modrozeleného sfarbenia od zvýšeného obsahu Na), kremeňom a ďalšími minerálmi. Celkove je omfacit voči retrográdnym procesom menej stabilný ako koexistujúci granát (Spry, 1969; Dudek a Fediuková, 1974; Klápvová, 1988). Okraj granátov sa v tomto procese postupne ekvilibruje v nových P-T-X podmienkach. Prejavuje sa to najmä znižovaním obsahu pyropovej molekuly, vznikom kelyfických lemov tvorených klinopyroxénom, plagioklasom, amfibolom, biotitom, epidotom, kalcitom alebo spinelom. V silne amfibolizovaných eklogitoch a amfibolitoch retrográdného pôvodu dochádza k celkovému nahradeniu granátov zmesou plagioklasu, amfibolu a epidotu alebo zmesou plagioklasu, epidotu a kremeňa $\pm$ ilmenitu. V niektorých typoch eklogitov, napr. krušohorských (Sattran, 1957; Klápvová, 1988), sú kelyfické lemy zriedkavé; častejšie sa okraje granátov menia na minerály epidotovej skupiny. Postupujúce retrográdne premeny zasahujú ďalšie minerály eklogitov, napr. kyanit za vzniku korundu a slúd, resp. ortopyroxén za vzniku rôznych typov amfibolov.

Premeny eklogitov v podmienkach amfibolitej fácie vedú postupne k vzniku asociácie plagioklas + amfibol + granát, ktorá umožňuje klasifikovať novovzniknuté horniny ako amfibolity. Takto sa potvrdzuje aj rôzne deriváty eklogitov na svete uvádzajú aj rôzne deriváty eklogitov (amfibolizované eklogity), ktoré prechádzajú až do amfibolitov (najčastejšie vo forme granatických amfibolitov), ojedinele aj retromorfných produktov typu prasinítov (zelených bridlíc). Intenzita retrográdnej rekryštalizácie eklogitov závisí od veľkosti ich telies na jednej a od pozície študovanej vzorky v rámci jednej budiny telesa na druhej strane. Najintenzívnejšie sú spravidla rekryštalizované okraje jednotlivých eklogitových telies. Centrálna časť si často zachováva pôvodný charakter.

Zmeny chemického zloženia eklogitov sú limitované najmä intenzitou ich hydratácie a P-T-X podmienkami metamorfnej rekryštalizácie. Podľa Klápvovej (1988) v prípade krušohorských eklogitov počas retrográdných procesov došlo aj k podstatnému zvyšovaniu obsahu K, Ba, Sr a Rb. Podľa tejto autorky (l. c.) v procese amfibolizácie eklogitov došlo k výraznej zmene pomeru $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ od hodnoty 10 v eklogitoch cez hodnotu 5 v typoch so symplektitmi až po hodnoty 1,5—2,5 pre amfibolity retrográdného pôvodu.

Problematika názvoslov a kritériá označovania hornín vysokého metamorfného stupňa (spravidla

uvádzaných ako horniny granulitovej fácie), pričom protolitom mohli byť rôzne typy eruptívnych a sedimentárnych hornín, je stále aktuálna a diskutovaná. S odstupom času možno konštatovať, že Winklerom a Senom (1973 in Winkler, 1979) navrhnutý termín „granolit“ (namiesto termínu „granulit“) pre horniny obsahujúce asociáciu granát + kyanit + hyperstén, a to bez ohľadu na ich textúrne znaky a zrnitosť, sa používa len zriedkavo. Platí to aj pre Winklerom (l. c.) navrhnutý termín „granoblastit“, zahrňujúci horniny vysokého metamorfného stupňa, ktoré neobsahujú kritickú minerálnu asociáciu.

Vysoko metamorfované komplexy v okolných mimokarpatských jednotkách

Pri interpretácii laterálnej nadväznosti predvrchnokarbónskych (proterozoiko-staropaleozoických) komplexov centrálnych Západných Karpát na okolné jednotky treba brať do úvahy najmä nasledujúce zistenia.

Pri západnom ukončení Karpát, resp. v ich podloží, bola Dudekom (1980) definovaná tektonická jednotka označená ako brunovistulikum. Predstavuje v podstate „klin“ severo- a východoeurópskej platformy do zóny stredoeurópskych variscíd a alpíd. Brunovistulikum sa litologicky odlišuje od ostatných prekambričných jednotiek Českého masívu. Jeho problematiku v širšom kontexte prekambria Českého masívu sa v poslednom čase venoval Suk (1986). Podľa uvedených autorov do diskutovanej jednotky patria: brnenský masív a jeho metamorfný plášť, kryštalické jednotky v podloží predkarpatskej predhĺbne a moravského paleozoika. Brunovistulikum (l. c.) tvorí podložie moldanubika a aj mladšieho proterozoika Českého masívu a Západných Karpát. Podľa Suka (1986) je brunovistulikum dokázané vrtmi v podloží flyšových Karpát až do oblasti peripieninského lineamentu. Podľa geofyzikálnych indícií pokračuje až do zóny s výskytmi telies kriedových granitov. Na Morave ho tvorí predkadomské kryštalínium, na ktoré sú nasunuté príkrovy alpsko-karpatského orogénu (t. j. flyšové príkrovy), ale aj stredoeurópske hercynidy a často aj kadómske komplexy (Suk, 1986). Podľa tohto autora (l. c.) na severnej Morave brunovistulikum tvoria najmä monotónne migmatizované plagioklasové ruly, zatiaľ čo na južnej Morave sú to metamorfity od fylitických typov po pyroxenické ruly granulitovej fácie.

Pre poznanie látkovej náplne komplexov, ktoré sú známe zo západného lemu Západných Karpát, majú prvoradý význam informácie získané vyhodnotením hlbokých vrtov realizovaných v oblasti karpatskej predhĺbne a karpatského flyšového pásma. Problematiku horninovej náplne a intenzity metamorfnej rekryštalizácie komplexov zastihnutých vrtmi napo-

sledy zhrnula práca Lydka a Filatova (1987). Pre problematiku diskutovanú v tejto práci má zásadný význam zastihnutie vysoko metamorfovaných hornín vo vrte Rzezotarzy, ktoré boli retrográdne rekryštalizované v podmienkach fácie epidotických amfibolitov (resp. v podmienkach nízkoteplotnej oblasti amfibolitovej fácie). Tieto metamorfity sa striedavo považovali za staropaleozoické, resp. prekambričné. V prospech prekambria svedčia aj Rb/Sr datovania amfibolitov z uvedeného vrtu (870 mil. rokov). Podľa predchádzajúcich údajov (K/Ar datovania) to bolo 307–533 mil. rokov (Lydka a Filatova, 1987).

Informácie odlišného druhu poskytujú hlbinné seizmické profily realizované naprieč Západnými Karpátmi. Podľa Tomeka et al. (1979) gravimetrické minimum zasahuje z predpolia Západných Karpát hlboko do ich súčasnej tatroveporickej zóny. Podobné interpretácie vyplývajú aj z následných profilov hlbinné seizmickej sondáže, resp. plošných gravimetrických štúdií (Tomek et al., 1979), podľa ktorých horninové komplexy s obrazom podobným komplexom brunovistulika pokračujú do podložia kenozoických a starších komplexov centrálnej zóny Západných Karpát.

Z hľadiska geotektonickej pozície predvrchnokarbónske metamorfované komplexy Východných Álp predstavujú teoreticky najvhodnejší a najlogickejší objekt korelácie s ekvivalentnými sekvenciami západokarpatského úseku tetýdnej Neoeurópy.

Metamorfované komplexy rôznej litologickej náplne a rozdielneho stupňa metamorfnej rekryštalizácie sú integrálnou súčasťou tak penninika a spodného austroalpinika, ako aj vyšších austroalpínskych jednotiek, a to ako ich súčasť vo forme „starého kryštalického podkladu“. Z hľadiska zamerania tejto práce v ďalšom uvádzame stručne len výskyt eklogitických hornín v rôznych jednotkách Východných Álp.

V tektonickom okne Taurov v niektorých mezozoických skupinách penninika (Venedig, Glockner) je charakteristická prítomnosť glaukofanických bridlíc (gl + act + plg + clz; ep + gar + ky + gl; Frank et al., 1978) s malými šošovkovitými telesami eklogitov (opx — 40 % jd, gar — 45 % pyr + clz + plg + ky + gl) spravidla s pozorovateľnými prejavmi rekryštalizácie v nízkoteplotných podmienkach. Uvedené premeny, vyvolané postupným znižovaním tlaku a zvyšovaním teploty, sú podmienené zmenou podmienok v raných alpínskych etapách (krieda) metamorfózy. V súlade s klasifikáciou Colemana et al. (1965) ide o C typ eklogitov.

Na západ od tauernského tektonického okna v zóne Ötztal — Stubai v kryštalickom komplexe austroalpinika vystupujú relikty telies eklogitov. Sú priestorovo viazané na telesá amfibolitov, v ktorých spravidla tvoria centrálnu (t. j. retrográdnou metamorfnou rekryštalizáciou najmenej postihnutú

— pozn. autorov) časti súčasných amfibolických telies. Podľa Franka et al. (1978) mohli vzniknúť počas „kaledónskej“ metamorfnej rekryštalizácie. Podľa geologickej pozície sa jedná o B typ eklogitov (Coleman et al., 1965).

V „starom“ kryštaliniku južne od tauernského tektonického okna sú tiež známe eklogity. Pre výskyt v Schoberggruppe sa predpokladá nižšia teplota metamorfnej rekryštalizácie (Richter, 1973 in Frank et al., 1978) ako pre ostatné telesá v starom kryštaliniku. Je pravdepodobné (pozn. autorov), že aj v tomto prípade ide o retrográdne metamorfované eklogity a predpokladané nízke teploty (400 °C, Richter, l. c.) indikujú teploty metamorfnej rekryštalizácie „normálnych“ eklogitov.

V kryštalických komplexoch situovaných východne od tauernského tektonického okna (austroalpínsky domén) telesá eklogitov obsahujú spravidla aj amfibol a zoisit. Podľa uplatnenia sa variskej retrográdnej rekryštalizácie, dokumentovanej prítomnosťou diaforizovaných úlomkov rôznych hornín vo vrchnokarbonských konglomerátoch (Frank et al., 1978), možno predpokladať uplatnenie sa variskej retromorfnej rekryštalizácie aj na telesách eklogitov v kryštalickom podklade austroalpinika.

Z vyššie uvedených poznámok vyplýva, že v oblasti Východných Álp existujú metamorfity eklogitovej (granulitovej) fácie, ktoré boli následne (hercýnsky) rekryštalizované v podmienkach amfibolitovej fácie.

Problematika veku a intenzity metamorfnej rekryštalizácie starých horninových komplexov v oblastiach priliehajúcich z juhu k západokarpatskému segmentu alpíd je svojím stupňom spracovania v podstate na úrovni poznatkov o komplexoch nášho územia. Najstaršie sú metamorfity bajkalského cyklu (Százdeczky—Kardoss et al., 1967). Vystupujú v páse pri sz. a sv. okraji územia MLR, ale aj v iných oblastiach Maďarska. Podľa Lelkesa et al. (1978) sú to typické polymetamorfity, ktoré boli v hercýnskej a alpínskej etape retrográdne metamorfované.

Indície prítomnosti metamorfítov vysokých stupňov v tatroveporickom kryštaliniku

V prácach niektorých autorov z posledného obdobia sú uvedené zistenia, ktoré majú pre riešenie petrogenetických problémov kryštalinika nášho územia prvoradý význam:

a) pre ruly, amfibolity a migmatity niektorých oblastí sa z minerálnych dvojíc vypočítali relatívne vysoké teploty a tlaky (Perčuk et al., 1984; Miko et al., 1986; Vozárová a Krištín, 1986; Korikovskij et al., 1987b);

b) už v rámci jednej vzorky sa zistil široký diapa-zón teplôt a tlakov (Perčuk et al., 1984; Korikovskij et al., 1987b);

c) v metamorfitoch bola zistená prítomnosť niekoľkých generácií základných horninotvorných minerálov (granáty, biotity, amfiboly, plagioklasy, modifikácie Al_2SiO_5 ; Perčuk et al., 1984; Hovorka et al., 1987; Korikovskij et al., 1987a; Janák et al., 1988; Méres a Hovorka, 1989; Méres, v tlači).

Je pravdepodobné, že niektoré z údajov teplôt a tlakov boli vypočítané z minerálnych párov, ktorých rovnovážny vzťah je problematický. Dôležitú úlohu tiež zohráva vhodnosť použitého geotermometra, resp. geobarometra pre danú reálnu minerálnu asociáciu. Všetky tieto problémy sú dôsledkom polymetamorfneho charakteru kryštalinika Západných Karpát.

Polymetamorfny charakter kryštalinika centrálnych Západných Karpát je v posledných rokoch všeobecne akceptovaný. Predmetom diskusií zostáva časová interpretácia uplatnenia sa jednotlivých metamorfnych cyklov. Napriek pribúdajúcim údajom sa nemožno ani v súčasnosti jednoznačne prikloniť k niektorému z dvoch nasledujúcich názorov:

Podľa jedného hlavná etapa regionálnej metamorfózy a vznik granitoidov je variského veku. Retrográdne premeny v minerálnych asociáciách sa vysvetľujú regresívnym štádiom variského metamorfneho cyklu a lokálnym uplatnením sa naloženej alpínskej diaforézy. Danú problematiku v zmysle tejto interpretácie naposledy podrobne rozobral Cambel a Korikovskij (1986). V zmysle uvedených predstáv sú interpretované aj najnovšie výsledky z pohorí tatroveporika (Korikovskij et al., 1984; Korikovskij et al., 1985; Korikovskij a Putiš, 1986; Cambel a Korikovskij, 1986; Cambel et al., 1986; Janák et al., 1988).

Druhý názor vychádza z predstáv o existencii predvarisky (predkambricky) metamorfovaných komplexov začlenených do zostavy horninových komplexov centrálnej zóny Západných Karpát (Máška a Zoubek, 1960; J. Kamenický, 1968; L. Kamenický, 1973; Kamenický a Kamenický, 1983).

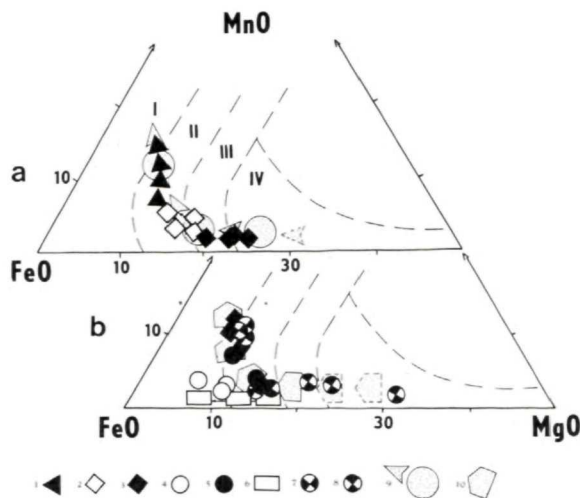
Na základe štúdia zloženia granátov (Hovorka et al., 1987; Méres, v tlači), ako aj vyhodnotenia geotermometrických a geobarometrických podmienok vzniku koexistujúcich minerálnych fáz metamorfítov centrálnej zóny (Méres a Hovorka, 1989) možno odlišiť dve predalpínske metamorfne fázy. Prvá prebehla v proterozoiku a druhá vo variskom období. Prvá metamorfna fáza dosiahla podmienky vysokoteplotnej amfibolitovej až granulitovej (eklogitovej) fácie. Variská metamorfna rekryštalizácia prebehla v podmienkach amfibolitovej fácie a spôsobila intenzívnu rekryštalizáciu proterozoických metamorfítov (a magmatitov) a z nich vytvorených dezintegrovaných komplexov. Intenzívna variská rekryštalizácia proterozoických komplexov (metamorfítov) sťažuje ich odlišenie od variských metamorfítov.

Prítomnosť niekoľkých generácií horninotvorných

minerálov a z toho vyplývajúci široký diapazón teplôt a tlakov zistený aj v rámci jednej vzorky poukazujú na nerovnovážne vzťahy v daných horninách. Všeobecne majú uvedené zmeny regresívny charakter. Podľa Cambela a Korikovského (1986) vznikli v dôsledku variskej retrográdnej metamorfózy, ktorá nasledovala bezprostredne po jej progresívnej etape. Variská metamorfóza mala regresívny charakter na vyššie metamorfované proterozoické horniny magmatitového a metamorfného radu a súčasne progresívny charakter na klastogénny materiál týchto hornín za vzniku variských metamorfítov (Méres a Hovorka, 1989). V zmysle tohto názoru sa vynára otázka, ako sa prejavila intenzívna variská rekryštalizácia v podmienkach amfibolitevej fácie na proterozoických metamorfítov vysokých metamorfných stupňov (ruly, granulity?, eklogity?). Vysoko metamorfované ruly, granulity, eklogity a magmatity boli rekryštalizované v týchto podmienkach za vzniku rôznych typov rúl, migmatitov, amfibolitov (a metagranitov). V rámci zistených p a t variskej rekryštalizácie možno predpokladať, že z pôvodnej minerálnej asociácie sa zachovali iba jadrá, resp. časti kryštálov granátov v niektorých rulách a amfibolitoch, resp. v daných procesoch došlo k vzájomným regresívnym vzťahom medzi modifikáciami Al_2SiO_5 v rulách a i.

Vychádzajúc z publikovaných údajov o zložení granátov v zmysle nášho názoru, sme dospeli k nasledujúcim záverom:

Vysoké zastúpenie pyropovej molekuly (20 až 35 % pyr) v granátoch pararúl Malej Fatry (Korikovskij et al., 1987b; Hovorka et al., 1987; Méres a Hovorka, 1989), regresívny charakter zonálnosti týchto granátov a výsledky geotermometrie a geobarometrie (Hovorka a Méres, v tlači) poukazujú na prítomnosť pôvodne vysoko metamorfovaných proterozoických hornín v tatrickej zóne Západných Karpát. Zachovanie vyššie uvedených znakov predvariských metamorfítov možno vysvetliť ako dôsledok priaznivého chemického zloženia, prípadne menšieho rozdielu v intenzite predvariskej a variskej metamorfnej rekryštalizácie. Zloženie týchto granátov a trend zmeny v rámci granátových kryštálov, ako aj rôzne intenzívne varisky rekryštalizovaných vzoriek sú znázornené na obr. 1a a 2a. Jadrá granátov rúl Malej Fatry uvedené v práci Korikovského et al. (1987b) zodpovedajú metamorfným podmienkam granulitovej fácie a súčasne ich okraje podmienkam vyššie teplotnej amfibolitevej fácie. Tento trend až po fáciu zelených bridlic sledujú aj priemety ďalších regresívne zonálnych granátov z rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry. Na základe známeho priestorového vzťahu rúl a amfibolitov v centrálnej zóne Západných Karpát je logické očakávať aj ekvivalentné vysoko metamorfované metabazity. Na možnosť ich výskytu poukazujú aj najvyššie známe výsledky teplôt a tlakov (Perčuk et

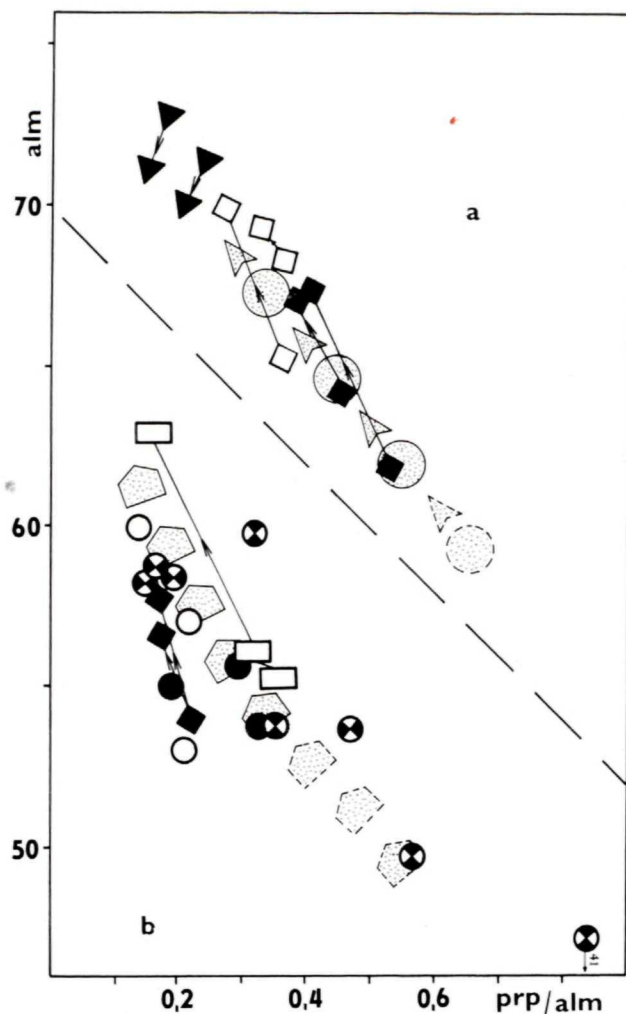


Obr. 1. Klasifikačný diagram granátov $MgO : FeO : MnO$ s vyznačenými poľami pre fáciu: I — zelených bridlic, II — epidotických amfibolitov a nízko-teplotnú amfibolitovú, III — amfibolitovú, IV — granulitovú (Miyashiro a Kuculu in Antipin, 1977). Projekčné body zloženia granátov, resp. amfibolov rúl (a) a amfibolitov (b): 1 — zo Suchého a Malej Magury, 2 — z Malej Fatry (Méres a Hovorka, 1989), 3 — z Malej Fatry (Korikovskij et al., 1987b), 4 — zo Zeleného potoka, 5 — z Bryšna (Hovorka a Spišiak, 1986), 6 — z Jarabej (Perčuk et al., 1984) zo západočeského pásu metabazitov: 7 — amfibolity, 8 — amfibolizované eklogity (Vejnar, 1977); regresívny trend zmeny zloženia granátov: 9 — v rulách, 10 — v amfibolitoch. Vyznačené granáty sú regresívne zonálne. V prípade rôznych častí jedného kryštálu sú ich projekčné body spojené; šípka je v smere stred — okraj.

Fig. 1. The $MgO - FeO - MnO$ classification plot of garnet indicating fields of single metamorphic facies: I — of green schist, II — of epidote amphibolite to low temperature amphibolite, III — of amphibolite, IV — of granulite (Miyashiro, Kuculu in Antipin, 1977). Figurative points of garnet and amphibole from gneiss (a) and amphibolite (b) mother rock: 1 — Suchý and Malá Magura Mts., 2 — Malá Fatra Mts. (Méres, Hovorka, 1989), 3 — Malá Fatra Mts. (Korikovskij et al., 1987b), 4 — Zelený potok area, 5 — Bryšná area (Hovorka, Spišiak, 1986), 6 — Jarabá area (Perchuk et al., 1984); 7 — amphibolite of the West Bohemian metabasite belt (Vejnar, 1977), 8 — amphibolized eclogite of the same belt (Vejnar, 1977); regressive trends of garnet composition: 9 — in gneiss, 10 — in amphibolite. The indicated garnets reveal regressive zoning and in the case of data from a single grain arrows — the trend from core to the rim.

al., 1984), zodpovedajúce oblasti, v ktorej sa prekrývajú horniny vyššej amfibolitevej a granulitovej (resp. eklogitovej) fácie (teploty okolo $800^{\circ}C$ a tlaky okolo 10 kbar). V dôsledku variskej metamorfózy v podmienkach amfibolitevej fácie treba v kryštalíniku centrálnych Západných Karpát očakávať výskyt najmä diaforizovaných (retrográdne metamorfovaných) relikto eklogitov v prostredí rúl, migmatitov a amfibolitov.

Zo zloženia granátov amfibolitov centrálnych Západných Karpát (Perčuk et al., 1984; Hovorka a Spišiak, 1986; Korikovskij et al., 1987) v porovnaní so zložením granátov amfibolizovaných eklogitov moldanubika (Vejnar, 1977) vyplýva, že niektoré



Obr. 2. Zmena obsahu pyropovej a almandínovej molekuly v granátoch rúl (a) a amfibolitov (b) pri regresívnej metamorfóze (diafťoréze). Vysvetlivky ako pri obr. 1.

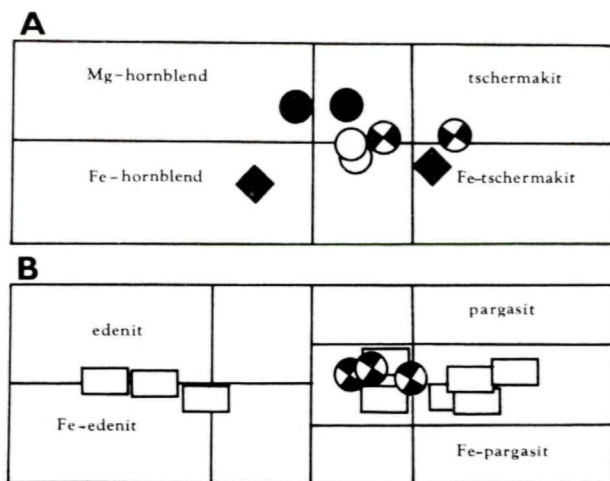
Fig. 2. Changes in pyrope and almandine constituents of garnet from gneiss (a) and amphibolite (b) under retrograde metamorphism (diaphthoritic). Explanations as in fig. 1.

z nich sú pravdepodobne produktom intenzívnej rekryštalizácie v podmienkach amfibolitovej fácie. Na pôvodne vyššie metamorfne podmienky poukazujú najmä granáty amfibolitov z doliny Bryšno v Západných Tatrách (Hovorka a Spišiak, 1986) a granáty z amfibolitu od Jarabej v Nízkych Tatrách (Perčuk et al., 1984). Granát amfibolitu od Jarabej, prezentovaný na obr. 1a a 2a, je charakteristický asymetrickou (podľa Perčuka et al., 1984) zonálnosťou s výraznou zmenou zastúpenia pyropovej molekuly v jednotlivých častiach kryštálu (od 20 po 10 % pyr). Podľa nášho názoru uvedený fenomén možno vysvetliť tak, že vysoké zastúpenie pyropovej molekuly predstavuje reliktný granát vyššie metamorfných podmienok (eklogit?, pyroxenicko-granatický amfibolit?). Variská metamorfna rekryštalizácia spôsobila pokles pomeru

pyrop/almandín (obr. 2b), čím podmienila regresívny charakter chemickej zonálnosti granátov. V niektorých prípadoch došlo k rekryštalizácii granátov a blastéze novotvorených granátov v podmienkach variskej metamorfózy, čo spôsobilo „stmelenie“ (spojenie) niekoľkých granátových zŕn. Výsledkom tohto procesu je „asymetrická“ zonálnosť (v zmysle našej interpretácie nie asymetrická zonálnosť, ale asymetricky situovaný reliktný granát I. metamorfnej fázy).

Z porovnania zloženia amfibolov diskutovaných hornín vyplývajú nasledujúce závery:

V klasifikácii Leakea (1978) patria skúmané amfiboly amfibolitov do skupiny vápenatých amfibolov (obr. 3).

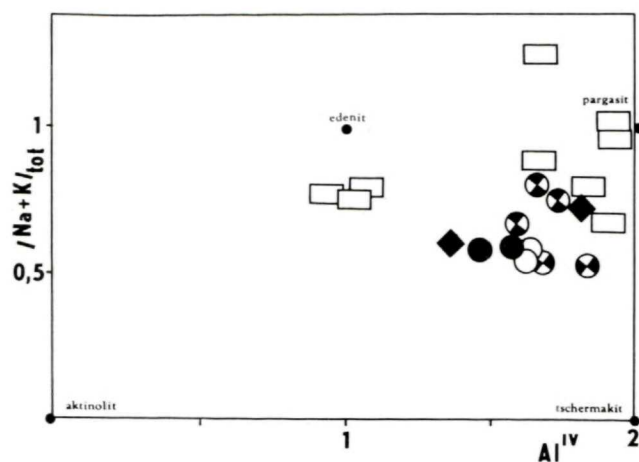


Obr. 3. Zaradenie diskutovaných amfibolov v klasifikácii pre vápenaté amfiboly ($(Ca + Na)_B \geq 1.34$, $Na_B < 0.67$ (Leake, 1978); A — $(Na + K)_A < 0.5$, $Ti < 0.5$; B — $(Na + K)_A \geq 0.5$, $Ti < 0.5$, $Fe^{3+} \leq Al^{IV}$. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 3. Classification plot of investigated samples for calcic amphiboles ($(Ca + Na)_B \geq 1.34$, $Na_B < 0.67$ (Leake, 1978); A — $(Na + K)_A < 0.5$, $Ti < 0.5$; B — $(Na + K)_A \geq 0.5$, $Ti < 0.5$, $Fe^{3+} \leq Al^{IV}$. Explanations as in fig. 1.

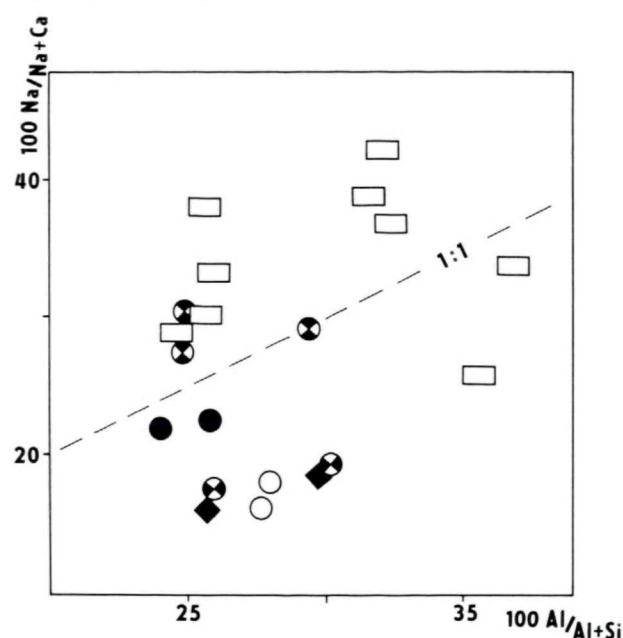
Amfiboly granatických amfibolitov zložením zodpovedajú Mg- a Fe-hornblendom až Fe-tschermakitu a tschermakitu. Amfiboly z granatického amfibolitu z Jarabej (Perčuk et al., 1984) sa od nich odlišujú najmä vyšším obsahom sodíka (až 4,11 % Na_2O) a tým, že sa rozdeľujú do dvoch skupín. Spôsobuje to obsah hliníka.

Uvedené rozdiely v Leakeovej (l. c.) klasifikácii zaraďujú amfiboly na hranicu edenitu a Fe-edenitu a druhú skupinu medzi nízkoželezitý pargasitický hornblend až nízkoželezitý pargasit. Rozdiely v obsahoch sodíka a hliníka týchto amfibolov oproti amfibolom z granatických amfibolitov (Hovorka a Spišiak, 1986; Korikovskij et al., 1987 b) sú zreteľné aj na obr. 4 a 5. Amfiboly, ktoré podľa nášho zatriedenia sú blízke edenitu, sú podľa Perčuka et al.



Obr. 4. Projekčné body diskutovaných amfibolov v diagrame $(\text{Na} + \text{K})_{\text{tot}} : \text{Al}^{\text{IV}}$. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 4. Plot of amphibole samples in the $(\text{Na} + \text{K})_{\text{tot}} : \text{Al}^{\text{IV}}$ diagram. Explanations as in fig. 1.



Obr. 5. Projekčné body diskutovaných amfibolov v diagrame $100 \text{ Na} / (\text{Na} + \text{Ca}) : 100 \text{ Al} / (\text{Al} + \text{Si})$. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 5. Plot of amphibole samples in the $100 \text{ Na} / (\text{Na} + \text{Ca}) : 100 \text{ Al} / (\text{Al} + \text{Si})$ diagram. Explanations as in fig. 1.

(1984) podstatne zastúpené v matrixe granatického amfibolitu. Amfiboly pargasitického zloženia tvoria lemy tvorené malými kryštálmi okolo porfyroblastov granátov. Ich vznik a tiež zmeny v zložení granátov interpretuje Perčuk et al. (l. c.) ako dôsledok nárastu teplot počas progresívnej metamorfnej rekryštalizácie.

Na základe výsledkov štúdia termodynamických podmienok metamorfozy v Malej Fatre a Strážovských vrchoch (Méres a Hovorka, 1989) a ich apliká-

cie aj na iné kryštalické jadrá centrálnej zóny Západných Karpát chápeme vznik diskutovaných amfibolov z granatického amfibolitu z Jarabej ako dôsledok variskej metamorfnej rekryštalizácie pôvodne vyššie metamorfovaných (proterozoických?, eklogitických?) minerálnych asociácií. Zvýšený obsah sodíka, ako aj opisovaný charakter amfibolov nápadne pripomína jedno zo štádií retrográdnej rekryštalizácie granátov a pyroxénov eklogitických hornín za vzniku amfibolov posteklogitovej asociácie (Klein a Wimmenauer, 1984; Kláková, 1988). Tento predpoklad potvrdzuje aj porovnanie zloženia amfibolov z amfibolizovaných eklogitov moldanubika (Vejnar, 1977). Dokumentujú to obrázky 3, 4 a 5, na ktorých sa premietajú do oblasti diskutovaných amfibolov z granatického amfibolitu z Jarabej v Nízkych Tatrách. Amfiboly z granatických amfibolitov moldanubika (Vejnar, l. c.) sa premietajú do oblasti amfibolov z granatických amfibolitov centrálnej zóny Západných Karpát (Hovorka a Spišiak, 1986; Korikovskij et al., 1987b).

Záver

Vyhodnotením nových zistení a reinterpretáciou údajov obsiahnutých v prácach ďalších autorov dochádzame k záveru, že v kryštaliku centrálnej zóny Západných Karpát sa vyskytujú relikty horninových komplexov vysokých metamorfných stupňov pravdepodobne proterozoického veku. V dôsledku intenzívnej variskej metamorfnej rekryštalizácie, ktorá dosiahla podmienky amfibolitovej fácie, došlo k ekvilibracii minerálnych asociácií v nových (nižších) P-T-X podmienkach. Z pôvodných proterozoických hornín typu granulitov (?) a eklogitov (?) vznikli retrográdne ekvivalenty. V súčasnom eróznom zreze jednotiek centrálnej zóny Západných Karpát môžeme očakávať výskyt ich najintenzívnejšie varisky rekryštalizovaných ekvivalentov typu granatico-pyroxenických amfibolitov, granatických amfibolitov, migmatitov až anatektitov a rôzne typy rúl. Intenzita retrográdnej rekryštalizácie závisí od veľkosti pôvodných vysoko metamorfovaných telies, od litológie okolných hornín, od rozdielu medzi P-T-X podmienkami predvariskej a variskej metamorfnej rekryštalizácie a od intenzity hydratácie (parciálneho tlaku H_2O v procese variskej rekryštalizácie).

Za indicie prítomnosti metamorfítov eklogitovej (?) a granulitovej (?) fácie považujeme najmä prítomnosť reliktov granátov v rulách a amfibolitoch s vysokým obsahom pyropovej molekuly (nad 20 % pyr) s prejavmi regresívnej zonálnosti. V metabazitoch, ktoré vznikli rekryštalizáciou pôvodných eklogitických hornín, je prítomných niekoľko generácií amfibolov. Časť z nich vznikla rekryštalizáciou pyroxénov (omfacitov?), na čo poukazuje ich zvýšený obsah Na_2O .

Literatúra

- Antipin, V. S. 1977: Petrologija, geochemija granitoidov različnych facij glubinnosti. *Nauka, Novosibirsk*.
- Banno, S., Matsui, Y. 1965: Eclogite types and partition of Mg-Fe and Mn between clinopyroxene and garnet. *Proc. Jap. Acad.*, 41, 716—721.
- Bryhni, L., Krogh, E., Griffin, W. L. 1977: Crustal derivation of Norwegian eclogites: a review. *Neu. Jb. Mineral., Abh.*, 130, 1—2, 49—68.
- Cambel, B., Korikovskij, S. P. 1986: Variscijskij retrogradnyj metamorfizm i alpijskij diaflorez v kristallinikume Zapadnych Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 3, 335—363.
- Cambel, B., Korikovskij, S. P., Krasivskaja, I. S., Arakeljanc, M. N. 1986: Opredelenije vozrasta retrogradnogo metamorfizma v Zapadnych Karpatach K-Ar metodom po muskovitam. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 3, 375—385.
- Coleman, R. G., Lee, D. E., Beatty, L. B., Brannock, W. W. 1965: Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 76, 483—508.
- Dudek, A. 1980: The crystalline basement block of the Outer Carpathian in Moravia: Bruno-Vistulicum. *Rozpr. Čs. Akad. Vied., Ř. mat. příř. Věd.*, 90, 8, 1—85.
- Dudek, A., Fediuková, E. 1974: Eclogites of the Bohemian Moldanubicum. *Neu. Jb. Mineral. Abh.*, 121, 127—159.
- Eskola, P. 1920: The mineral facies of rocks. *Norsk. Geol. Tidskr.*, 6, 143.
- Frank, W., Purtscheller, S., Sassi, F. P., Zannettin, B. 1978: Eastern Alps. In: Zwart, H. J., (Ed.): *Metamorphic Map of Europe 1:2,500,000. Explanatory text*. Leiden, 228—242.
- Hovorka, D., Spišiak, J. 1986: Garnet amphibolites of the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 41, 21—47.
- Hovorka, D., Méres, Š., Kristín, J. 1987: Granáty pararúl centrálnej zóny Západných Karpát. *Miner. slov.*, 19, 4, 289—309.
- Hsü, K. J. 1955: Monometamorphism, polymetamorphism and retrograde metamorphism. *Amer. J. Sci.*, 253, 4, 237—239.
- Janák, M., Kahan, Š., Jančula, D. 1988: Metamorphism of pelitic rocks and metamorphic zones in SW. part of Western Tatra Mts. crystalline complexes. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 4, 455—488.
- Kamenický, J. 1968: Some problems of the West Carpathian crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 19, 1, 7—20.
- Kamenický, L. 1973: Litologische Studien und strukturell Rekonstruktion des Kristallinikums der Zentralen West Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 24, 2, 275—281.
- Kamenický, L., Kamenický, J. 1983: Prekambrium Západných Karpát. *Miner. slov.*, 15, 4, 289—302.
- Klápová, H. 1988: Retrogradní přeměna krušnohorských eklogitů. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 63, 1, 1—10.
- Klein, H., Wimmenauer, W. 1984: Eclogites and their retrograde transformation in the Schwarzwald (Fed. Rep. Germany). *Neu. Jb. Mineral. Mh.*, 1, 25—38.
- Korikovskij, S. P., Cambel, B., Miklós, J., Janák, M. 1984: Metamorfizm kristallinikuma Malých Karpat: etapy, zónafnosť, svjaz s granitoidami. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 4, 437—462.
- Korikovskij, S. P., Cambel, B., Boronichin, V. A., Putiš, M., Miklós, J. 1985: Fazovyje ravnovesija i geotermometrija metapelitovych rogovikov vokrug modranského granitného massiva (Malyje Karpaty). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 36, 1, 51—74.
- Korikovskij, S. P., Putiš, M. 1986: Metamorfičeskaja zónafnosť i diaflorez v kristallinikume Považského Inovca. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 2, 215—236.
- Korikovskij, S. P., Kahan, Š., Putiš, M., Petřík, I. 1987a: Metamorfičeskaja zónafnosť v kristallinikume Suchi i vysokotemperaturnyj avtometasomatoz v glinozemnistych granitach Stražovskich gor. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 2, 181—203.
- Korikovskij, S. P., Kamenický, L., Macek, J., Boronichin, V. A. 1987b: P-T-uslovija metamorfizma kristalličeskich slancev Maloj Fatry (v razreze Mlynskogo ručja i jeho okresnostej). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 4, 409—427.
- Lelkes, G., Szepesházy, K., Csalagovits, T. I., Radócz, Gy. 1978: The metamorphic rocks of Hungary. In: Zwart, H. J. (Ed.): *Metamorphic Map of Europe, 1:2,500,000. Explanatory text*. Leiden, 137—139.
- Lydka, K., Filatova, L. I. 1987: Obzor stratigrafii i nekotoryje zakonomernosti strojenija dokembrija jugo-vostočnoj časti Poľši. *Bjul. Mosk. Obšč. Ispyt. Priř., Otd. geol.*, 62, 4, 53—66.
- Máška, M., Zoubek, V. 1960: The principal division of the West Carpathians and their preneoidic basement. In: *Tectonic development of Czechoslovakia. ČSAV Praha*.
- Méres, Š. (v tlačí): Correlation between the temperatures of the genesis and the contents of some elements in minerals and rocks, illustrated on the paragneisses of the Strážov Upland. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 45.
- Méres, Š., Hovorka, D. 1989: Metamorfný vývoj rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry. *Miner. slov.*, 21, 3, 203—216.
- Miko, O., Prijatkina, L. A., Kristín, J., Határ, J. 1986: P-T podmienky vzniku niektorých migmatitov Nizkých Tatier. *Miner. slov.*, 18, 383.
- Perčuk, L. L., Lavrentjeva, I. V., Kotelnikov, A. R., Petřík, I. 1984: Sravnitel'naja charakteristika termodinamičeskich režimov metamorfizma porod glavnogo kavkazskogo chrebtá i Zapadnych Karpat. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 1, 105—135.
- Read, H. H. 1948: Granites and granites. In: Gilluly, J. E. (Ed.): *Origin of granite. Mem. Geol. Soc. Amer.*, 28, 1—19.
- Szádeczky-Kardoss, E., Bubies, I., Juhász, A., Oravecz, J., Pantó, G., Szepesházy, K. 1967: Metamorphose in Ungarn. *Acta geol. Acad. Soc. Hung.*, 11, 3, 49—58.
- Satran, V. 1957: K petrogenezi některých krušnohorských amfibolitů a eklogit-amfibolitů. *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 24, 129—154.
- Smulikowski, K. 1964: An Attempt at Eclogite Classification. *Bull. l'Acad. pol. Sci., Sér. Sci. Géol. et geogr.*, 12, 1, 27—34.
- Smulikowski, K. 1974: Some comments on eclogites and garnet pyroxenites of the moldanubian. *Précamb. des zones mobiles de l'Europe, conf. Liblice, 1972*, 305—315.
- Spry, A. 1969: *Metamorphic textures*. Pergamon Press Oxford, 1—350.
- Suk, M. 1986: *Des Präkambrium der Böhmischen Masse und des Brunovistulikum in der Tschechoslowakei. Forsch. Mineral.*, 64, 2, 227—234.
- Tomek, Č., Švancara, J., Budík, L. 1979: The depth and the origin of the West Carpathian gravity low. *Earth planet. Sci. Lett.*, 44, 1, 39—42.
- Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Jiříček, R., Koráb, T. 1987: Crustal profiles of active continental collisional belt: Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 89, 383—388.
- Tröger, W. E. 1959: Die Granatgruppe: Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart. *Neu. Jb. Mineral. Abh.*, 93, 1, 1—44.
- Vejnar, Z. 1977: The relationship between the metamorphic grade and composition of silicates in the West-Bohemian greenschists and amphibolites. *Krystallinikum*, 13, 129—158.
- Vozárová, A., Kristín, J. 1986: Termodynamické podmienky premeny na kontakte alpínskeho granodioritu v južnom veporiku a v kryštaliniku severnej časti Braniska. *Miner. slov.*, 18, 382—383.
- Winkler, H. G. F. 1979: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Fifth Ed. Springer Verlag*, 348 s.

Relics of high-grade metamorphics in Tatroveporic crystalline of the West Carpathians

Evaluation of new data together with the reinterpretation of existing ones included in previous papers allowed to conclude that relics of rock complexes which underwent high-grade metamorphism and of probably Proterozoic age do occur in the crystalline of the West Carpathians. Owing to heavy Variscan metamorphic overprint achieving conditions of the amphibolite facies the pre-existing mineral parageneses have extensively been reequilibrated under new (lower) PTX conditions hence retrograde products developed at the expense of former granulite (?) and eclogite (?). Along the present erosion level of central West Carpathian units, the most intensively recrystallized Variscan equivalents of older high-grade rocks are represented by garnet-pyroxene amphibolite, garnet amphibolite,

migmatite to anatectite and by a variety of gneisses. The intensity of regional recrystallization depends on the size of bodies composed of originally high-grade rocks, on the lithology of enclosing units, on the differences between PTX conditions of the Pre-Variscan and Variscan events as well as on the intensity of hydration (indicated by partial vapour pressure during Variscan recrystallization).

As indices of high-grade, eclogitic (?) and granulitic (?), rocks are assumed the garnet relics in gneiss and amphibolite containing anomalously high proportions (over 20 %) of pyrope molecule. Metabasites originated at the expense of eclogite contain several generations of amphibole partly originating at the expense of former pyroxene (omphacite?) what is substantiated by anomalous Na₂O content.

RECENZIA

F. Čech: **Genéza, dynamika a klasifikácia sedimentárnych panví s ložiskami uhľovodíkov**. Univerzita Komenského v Bratislave, 1988, 224 s., 14 tab., 47 obr., ruské a anglické resumé

Autor chce svojou knižnou publikáciou priblížiť problematiku vzniku a klasifikácie panví vo svetle súčasných modelov tektoniky dosiek a porovnávať ich so stavom poznatkov o našich západokarpatských neogénnych panvách.

V prvých statiach autor rozoberá procesy, ktoré podmieňujú vznik panví, napr. zmeny hustoty kôry a migráciu hmoty v dôsledku magmatizmu, báziifikácie, eklogitizácie alebo v dôsledku objemových zmien vyvolaných termálnou diferenciáciou, serpentinizáciou, deserpentinizáciou, hrubnutím a stenčovaním kôry a pod.

Zvlášť významnú úlohu pripisuje plášťovému diapirizmu a riftogenéze. Cennú časť publikácie tvorí aj konfrontácia genézy, dynamiky a klasifikácií sedimentárnych panví podľa geosynklinálnych modelov a podľa modelov tektoniky platní. Podrobne sa charakterizujú modely a klasifikácie Readinga (1978), Ballyho a Snelsona (1980), Klemma (1980), Curtisa (1980), Kingstona et al. (1983), Mialla (1984) a Perrodona (1985).

Klasifikácie uvedených autorov používajú terminológiu tektoniky dosiek a vychádzajú najmä z troch kritérií: I. typ kôry pod panvou, 2. poloha panvy k okraju dosky, 3. charakter interakcie dosiek, pri ktorej sa panva vyvíja. Pestrosť typov vyplývajúca z klasifikácií je odrazom nielen subjektívnych prístupov jednotlivých autorov, ale aj objektívnej reality. Morfoštruktúrne a morfogenetické typy panví sú zrejme početnejšie, než sa to doteraz predpokladalo, a aj význam riftogenézy, ako aj horizontálnych pohybov pri ich tvorbe je väčší. F. Čech oceňuje dynamičnosť nových modelov, na druhej strane im vytýka, že nezohľadňujú termoelastické zmeny kôry, preceňujú horizontálne a podceňujú vertikálne pohyby, kontinentálne panvy väčšinou

redukujú iba na rifty, nerešpektujú existenciu medzihorských a vnútrohorských panví a pod. Niektorým klasifikáciám vytýka zložitost a ťažkosť pri stanovovaní ich identifikačných znakov. Oceňuje jednoduchosť klasifikácie Kingstona et al., na druhej strane poznamenáva, že sa v nej ťažko nachádzajú panvy vzniknuté vertikálnymi pohybmi vyvolanými plášťovým diapírom. Vzájomná korelácia charakteristiky klasifikácií podľa geosynklinálnych modelov a citovaných modelov platňovej tektoniky je zhrnutá v tabuľke, ktorá je originálna nielen z pohľadu domácej, ale aj zahraničnej literatúry. Rovnako originálnou je aj tabuľka, ktorá sa pokúša priradiť jednotlivé západokarpatské panvy k tomu-ktorému klasifikačnému modelu. Autor poukazuje na problémy, ktoré spôsobujú heterogénne znaky našich panví a nedostatok „čistých typov“. Čitateľovi sa ponúka otázka, či naše panvy sú výsledkom zložitejšieho vývoja, než s akým počítajú svetové modely, alebo sú také svojrázne a odlišné. Autor pri ich vzniku pripisuje veľkú úlohu trefohornému panónskemu plášťovému diapíru a pohybom skôr vertikálnym než horizontálnym. Naše najväčšie a z hľadiska ložísk uhlia a prírodných uhľovodíkov významné panvy (viedenskú, podunajskú a východoslovenskú panvu) autor označuje ako medziblokové a ostatné ako vnútrohorské.

V závere publikácie F. Čech predkladá vlastný návrh klasifikácie západokarpatských neogénnych panví založený na šiestich klasifikačných kritériách: I. typ kôry, II. štruktúrne obzory (pre toto kritérium sa mohol nájsť výstižnejší výraz), III. dedičnosť mobility, IV. charakter zlomov obmedzujúcich a členiacich panvu, V. pozícia v orogéne, VI. pozícia na platforme.

Dnes, v dobe informačnej explózie, nie je jednoduché napísať dielo podobného druhu, ktoré by ucelene a zároveň do hĺbky zhrnulo poznatky o určitom probléme, a preto sa prichodí autorovi poďakovať za neľahkú prácu, ktorou sa prichodí približuje študentom geológie a širokej odbornej verejnosti modely vzniku panví podľa princípov