MINERALIA SLOVACA

16 1984 6

MINERALIA SLOVACA

Vol. 16
1984
No 6
505—600

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological-research organizations

Vedúci redaktor **Ing. Ján Bartalský, CSc.** Chief editor

Vedecký redaktor: **RNDr. Pavol Grecula, CSc.** Scientific editor

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady **Ing. Ján Kuráň, CSc.** Chairman of Editorial board

RNDr. Juraj Antaš, RNDr. Ján Bystrický, DrSc., akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Miroslav Harman, CSc., prof. RNDr. Jakub Kamenický, RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., Ing. Ján Kozáč, Ing. Ivan Kravjanský, RNDr. Bartolomej Lešku, DrSc., akademik Michal Maheľ, Ing. Ivan Marušiak, CSc., prof. Ing. Milan Matula, DrSc., Ing. Ivan Pagáč, CSc., RNDr. Anton Porubský, CSc., Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slavkay, CSc., RNDr. Ivan Šarík, RNDr. Pavel Tkáčik, Ing. Milan Ťapák, CSc., prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

Technický redaktor **RNDr. Pavol Malachovský** Technical editor

OBSAH CONTENTS

PÔVODNÉ PRÁCE ORIGINAL PAPERS

Michal Maheľ

Nová koncepcia vývoja a stavby Západných Karpát **505** A new conception of development and structure of the West Carpathians

Karel Petr — Ján Smolka — Jozef Daubner

Prejavy meďnato-porfýrového ložiska Zlatno v šlichovej prospekcii **541** Demonstration of the Zlatno porphyry coppper ore deposit in panning prospection

SPRÁVY REPORTS

Jozef Zlocha — Anton Suchár — Eva Švantnerová

Výsledky prieskumu mastencového ložiska Kokava-Sinec **555** Results of prospection on the Kokava-Sinec talc deposit (Central Slovakia)

DISKUSIA DISCUSSION

Miroslav Ivanov

Ešte raz o genéze Ni-Co zrudnenia v amfibolických gabrách pri Rochovciach **559** To the Ni-Co mineralisation genesis in amphibole gabbro near to Rochovce

SÚHRNNÝ REFERÁT GENERAL REPORTS

Marie Palivcová

Granitový problém v díle W. S. Pitchera a jeho spolupracovníků **563** The granite problem in the work of W. S. Pitcher

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky *Continuation see page 3 of the cover*

Mineralia slov.
16 *(1984), 6, 505—540*

Nová koncepcia vývoja a stavby Západných Karpát

MICHAL MAHEĽ

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

(11 obr. v texte)

Doručené 25. I. 1984

Новая концепция развития и строения Западных Карпат

Анализированы новые приступы для оценки концепции строения Западных Карпат и дана новая палеотектоническая модель обоснования не только палеогеографическими зарисовками, но также и палеотектоническими разрезами. Новая структурная модель с большими изменениями в основном в контактной зоне внешних и центральных Карпат, опирается также и о иную физическую базу (волнистые движения и членистость коры).

A new conception of development and structure of the West Carpathians

The discussed new approaches in valucition of the conception of the structure of the West Carpathians and the presented new paleotectonic model are expressed not only by paleogeographical sketch maps, but also by paleotectonic profiles. The new structural model with great changes, mainly in the bordering zone of the Outer and Central Carpathians, is based on different physical foundations (wave movements and dissected crust).

Novú koncepciu vývoja a stavby Západných Karpát zostavujeme:

— po rozšírení a spracovaní viacerých východiskových poznatkov nezlučiteľných s vládnúcou koncepciou stavby Západných Karpát, postupne nastoľovaných už od obdobia vydania generálnych máp, a

— po hlbšom poznaní postavenia Západných Karpát v alpínskom systéme, získanom pri zostavovaní Tektonickej mapy karpatsko-balkánskych oblastí (Maheľ 1973, 1974), ale aj

— po preverení nosnosti princípov novej globálnej tektoniky v Západných Karpatoch (Maheľ — Reichwalder, edit., 1976; Maheľ, 1978, 1981).

a) Už „generálkové" obdobie prinieslo rad závažných záverov o stavbe viacerých tektonických jednotiek, ktoré v tom čase teoretic-

kého „kvasu" bolo neľahké, ba vo viacerých prípadoch nemožné vtesnať do rámca koncepcie so základmi z triadsiatych rokov (Matějka — Andrusov, 1931), hoci aj neskôr viackrát renovovanej (Andrusov, 1939, 1968, 1974).

Išlo najmä o vyčlenenie pribradlovej zóny (Maheľ, 1967), rozčienenie tatrika na dve paleotektonické zóny, severnejšiu — priehlbeninovú, a južnejšiu — prahovú, preukázanie polyfaciálnosti (polysériovosti) a polyštruktúrnosti klasických tektonických jednotiek v centrálnych Karpatoch, rozčlenenie gemerika na tri zóny a vyčlenenie synklinórií v centrálnych Karpatoch.

Výskumy z ostatného desaťročia zvýraznili význam vyčlenených jednotiek a rozšírili nezrovnalosti o silický príkrov a meliatsku jednotku, o váhikum a názor na alochtónnosť značnej časti tatrika, o soklové príkrovy vo veporiku a pod. Práve tieto „úchylky" poslúžili ako predmostie novej koncepcie, ale pri zmenených teoretických prístupoch. A tie vyplynuli z pochopenia vzťahu spoločných znakov alpínskeho systému na jednej a osobitostí vývoja i stavby Západných Karpát na druhej strane, ale aj z implatácie princípov novej globálnej tektoniky na tento komplexný segment alpíd nevšednej zložitosti.

b) Tektonická mapa Karpát, Dinár a Východných Álp aj priľahlých oblastí (mierky 1 : 1 000 000; Maheľ, 1973) názorne ukazuje rozsah spoločných znakov alpínskeho systému (jednotný vývinový trend, zhruba rovnaký register tektonických štýlov, prevažne príkrovov, existencia geotektonických zón prebiehajúcich cez viaceré segmenty), ale aj dôležité vývojové a štruktúrne osobitosti každého segmentu, a teda i Západných Karpát. Tie vychodia z rozdielov v členitosti geosynklinály každého segmentu a z nerovnomernej intenzity vrásnenia a rozsahu polarity a prejavujú sa v odlišnom počte tektonických jednotiek a ich vzťahoch. Poznanie hodnoty fenoménov spoločných pre celý systém a osobitných pre Západné Karpaty a ďalšie segmenty alpíd vedie k reálnejšiemu posúdeniu toho, čo je analogické, ale aj čo je vo vývojovom aj štruktúrnom modeli Západných Karpát odlišné. A to je dôležité najmä na pochopenie vzťahov Západných Karpát k susedným segmentom, predovšetkým k Východným Alpám. Do popredia pozornosti sa, prirodzene, dostávajú oblasti prechodu, v našom prípade Malé Karpaty včítane „devínskeho" segmentu, spájajúceho Alpy a Karpaty. V syntéze narastá i úloha Maďarského masívu. Ako mimoriadne významná sa ukazuje v začiatočnom, triasovom štádiu geosynklinály a pri formovaní morfoštruktúrneho plánu v neskorogeosynklinálnom štádiu, v období tvorby depresií a kotlín i neovulkanických horstiev (Maheľ, 1978).

c) Pohľad na Západné Karpaty ako súčasť alpínskeho systému dovoľuje pri syntéze reálnejšie uplatniť princípy novej globálnej tektoniky. Týka sa to najmä významu magmatitov, dokumentov po oceanickej kôre, úlohy riftingu, komplexnejšieho chápania vrásnenia, metamorfizmu a magmatizmu.

Pri magmatitoch v Západných Karpatoch vystupuje do popredia geotektonické postavenie s rozlíšením zón „ľahkej" kôry (s väčšími telesami granodioritov) a „ťažkej" kôry (s hojnými bázickými horninami).

Magmatity chápeme ako usmerňovanie ďalšieho vývoja geosynklinály (Maheľ, 1980, 1981) s významom vzťahov medzi typom podložia a paleotektonickým vývojom. Pritom trogy s oceanickým typom kôry, a rovnako aj s paraoceanickým typom, chápeme ako jedny zo skupiny paleotektonických typov členitej kôry so zmenami v priestore aj v čase. Kôra, identifikovaná predovšetkým typmi magmatitov, vystupuje v geologických procesoch pri zostavovaní syntézy ako ďalší parameter (Maheľ, 1978).

Vyzdvihuje sa úloha riftingu pri zakladaní nových zón intenzívnej sedimentácie aj pri rejuvenizácii stabilizovaných areálov, pri zakladaní členitosti sedimentačného priestoru, hlavne v obdobiach medzi štádiami vrásnenia. Pohľad na zmeny paleogeografického plánu medzi vývinovými štádiami sa vďaka novej globálnej tektonike rozširuje o dynamické aspekty. Akcentuje sa úloha hlbinných zlomov ako plôch citlivých na uplatnenie sa procesov rozťahovania i skracovania kôry a hraníc rozdielnej intenzity vrásnenia, prívodných dráh hlbinných procesov do paleogeografického prostredia — usmerňovateľov paleogeografickej, obsahovej, štruktúrnej aj morfoštruktúrnej členitosti. Zvýrazňuje sa význam členitosti kôry pri formovaní štruktúrneho plánu a súvislosti medzi členitosťou podložia a paleogeografiou.

Mobilistickejšie prístupy pomáhajú vyjasňovať rad paleotektonických a štruktúrnych fenoménov, ktorých význam bol doteraz málo pochopiteľný. Napr. posttektonický charakter najtypickejšieho diastrofického útvaru v Západných Karpatoch centrálnokarpatského flyšu s jeho slabším postihom kompresiou slúži ako ukazovateľ rozsiahleho kolapsu kôry v podloží tatrika (Marschalko, 1975), a tým nepriamo ukazuje na subdukciu váhika pod tatrikum (Maheľ, 1981).

Vrásnenie chápeme ako dlhodobý a viacaktový proces so zmenami intenzity aj prejavov v čase a priestore, s rozdielmi v uplatnení polarity v jednotlivých periódach. Taký prístup dovoľuje lepšie preniknúť do zložitosti vzťahov medzi tektonickými jednotkami, napr. pochopiť osamostatnenie sa maníu-

skeho príkrovu od krížňanského pri mladších (mezoalpínskych) aktoch vrásnenia, ale aj posuny pozdĺž margecianskej (Roth, 1977), príp. pozdĺž štítnického zlomu (Maheľ, 1975), ale aj rotácie blokov (Grecula — Roth, 1976, 1978).

Aj hodnotenie granitizácie ako viacetapového dlhodobého procesu zvýrazňuje význam granitoidných telies pri formovaní tektonických štruktúr a ich vplyv na utváranie paleogeografie, a hlavne pri stabilizácii kôry.

Mnohostrannejší prístup k hodnoteniu výsledkov vrásnenia ako procesu skracovania kôry vedie nás k rozšíreniu viacerých genetických typov príkrovov, napr. iných vo veporiku ako v tatriku, a k pátraniu po hlbšom geotektonickom význame niektorých tektonických štýlov, napr. tektonických melanží, aké sú v bradlovom pásme (Maheľ, 1982, 1981). Subdukcia sa javí ako jeden (a to najextrémnejší) proces skracovania kôry. Aj paleta genetických typov metamorfizmu sa rozširuje o vysokotlakový a nízkotermálny, spätý so subdukciou oceanickej kôry (glaukofanity v exotikách z rozhrania centrálnych a vonkajších Karpát — z váhika aj z meliatskej jednotky).

Všestrannejší pohľad na vrásnenie vyzdvihuje jeho význam nielen ako tvorcu štruktúr a formovateľa tektonických jednotiek, ale aj strojcu prestavby paleotektonického a paleogeografického plánu, formovateľa zón novej intenzívnej sedimentácie. Upriamuje pozornosť na mnohostrannejšie posudzovanie prejavov paroxyzmu pri vzájomnej súhre medzi horizontálnou a vertikálnou zložkou pohybov a vedie k vyzdvihnutiu významu alternácie kompresných a uvoľňovacích pohybov.

Pri hodnotení skracovania kôry nadobúda osobitný význam subdukcia, a to intrasialická, ako aj oceanickej kôry s jej štruktúrnymi dôsledkami, ale aj odrazom v sedimentácii. Centrálne Západné Karpaty sa ukazujú ako príklad svojrázneho skracovania kôry vo svojich základných jednotkách — v tatriku, veporiku a gemeriku (Maheľ, 1982).

Nová globálna tektonika zvyšuje význam zón s oceanickým typom kôry, vedie k zaisťovaniu ich priebehu cez viaceré segmenty, a to ako spojovacích článkov jednotného systému. Tým význam modelu pre paleotektonickú interpretáciu vzrástol. Lenže zóny s oceanickým typom kôry sú často subdukované a tektonicky prekryté. Pátranie po nich sa vedie jednak aplikáciou modelov z klasických oblastí výskytu ofiolitových zón, ale aj štúdiom nepriamych prejavov. V Západných Karpatoch sme v posledných rokoch svedkami obidvoch prístupov.

Výsledkom prvého prístupu — prenášanie modelov — sú zásadné rozdiely v chápaní a rozložení zóny s oceanickou kôrou — pokračovateľa južného penninika — podľa toho, či sa použil západoalpský (Leško — Varga, 1980) alebo apeninský model (Horváth — Vöröss, 1981). V prvom prípade sa pokračovanie južného penninika hľadá v meliatskej jednotke a za jeho súčasť sa pokladajú geneticky aj štruktúrne odlišné jednotky (metamorfity tatrika Malých Karpát, metamorfity veporika a gemerika). Pritom sa nerešpektujú základné, generáciami preverené vzťahy, akým je napr. paleoalpínsky presun veporika cez tatrikum. Ani pri použití druhého modelu sa neberú do úvahy preukázané genetické a štruktúrne vzťahy západokarpatských jednotiek a vo vývine Západných Karpát sa predpokladajú tri oceány: meliatsky, vzniknuvší v strednej jure, lubenícky vo vrchnej jure a magurský v spodnej kriede. Takýto model si vynucuje, aby sa veporikum považovalo za južný okraj európskej platne, ale pieninské bradlové pásmo spolu s tatrikom, krížňanským príkrovom, ale aj gemerikum (južné a severné) za súčasť južnejšej kontinentálnej platne, obmedzenej zo S lubenickým a z J meliatskym oceánom.

Hľadanie pokračovania južného penninika do Západných Karpát na základe nepriamych dôkazov sa opiera o paleogeografickú rekonštrukciu (Mišík, 1978, 1979), o zhodnotenie paleotektonických prejavov, akými sú tektonické melanže, heterogénny flyš, wildflyš, pri rešpektovaní preukázaných vzťahov tektonických elementov, ale aj pri úsilí o ich bližšie poznanie, a to aj v ich nadväznosti na štruktúrne elementy Východných Álp, ako aj Východných Karpát. Takýto prístup viedol k vyčleneniu váhika v Západných Karpatoch (Maheľ, 1981) ako pokračovateľa južného penninika, ale s radom osobitných prejavov.

Osobitosti stavby Západných Karpát, a to aj zón s oceanickým typom kôry, chápeme ako výsledok odlišnej členitosti kôry, vlastnej každému segmentu alpíd. Tak ako jednotný vývojový trend a priebežnosť oceanických trogov zaisťujú jednotnosť alpíd, tak členitosť kôry vrátane hlbinných zlomov a rozhraní rozdielnych kvalít kôry (Maheľ, 1980a) sa uplatňuje pri formovaní osobitostí každého segmentu.

Kvalitatívnu zmenu pri tvorbe novej syntézy stavby treba vidieť v hľadaní súvislostí medzi závažnými geologickými fenoménmi a príčinami ich vzniku. Príkladom toho je hľadanie vzťahov medzi paleogeografickým obrazom a charakterom kôry, čo vedie:

— k zisteniu priestorovej nadväznosti zón triasového riftingu v tafrogeosynklinále či v areáli včasnej alpínskej aktivizácie na zóny postihnuté slabšou hercýnskou stabilizáciou (Maheľ, 1978);

— k historickej nadväznosti trogov s paraoceanickým až oceanickým typom kôry zalo-

žených v prelomových obdobiach vývoja na hercýnske zóny bez granitoidov s mocnejšími telesami bázik a naopak intraoceanických prahov na zóny s väčšími telesami hercýnskych a starších granitoidov (Maheľ, 1980, 1981b).

Takýto prístup, ovplyvnený novou globálnou tektonikou, prehlbuje historickú previazanosť medzi alpínskym a predalpínskymi cyklami. Potvrdzuje základné vývinové tendencie v jednotlivých cykloch, ale ukazuje aj výraznejšie rozdiely v kvalite procesov medzi hercýnskou a alpínskou geosynklinálou. Alpínska geosynklinála je podstatne pestrejšia a s väčším počtom vývinových štádií, členitejšia, kým v hercýnskej sa väčšmi uplatňujú hlbinné procesy, a to metamorfizmus, a aj magmatitov má viac, ale v alpínskej geosynklinále sú magmatity výraznejšie diferencované. Pri komplexnejšom chápaní základných princípov geosynklinálnej teórie sa vzťahy medzi cyklami javia ako užšie a nadväznosť je prirodzenejšia. Ukážkou toho je karbón, a hlavne perm, s nie iba paleogeografickým (ukazovateľ depresií), lež aj s paleotektonickým významom a s genetickými väzbami:

— ako zóny rozložené pri okrajoch granitoidných masívov zväčša na „ťažšom type" kôry, ale aj ako
— základové časti, na ktorých sa sformovali aktívnejšie zóny karpatskej mezozoickej geosynklinály.

Z tohto aspektu napr. výskyty mladšieho paleozoika v Považskom Inovci, ale aj v Malej Fatre signalizujú rozsiahlejší severotatrický, kálnický graben.

Základy členitosti, a tým štruktúrno-faciálnej pestrosti mezozoika, ale aj paleogénu Západných Karpát vidíme už v členitosti kôry, spôsobenej hercýnskou orogenézou a granitizáciou, nerovnomernými v jednotlivých zónach sčasti už za bajkalského vrásnenia.

V súhrne možno povedať, že k novej koncepcii vývoja a stavby Západných Karpát pristupujeme usmernení princípmi novej globálnej tektoniky, ale so snahou po ich previazanosti s geosynklinálnou teóriou, a to:

— v dynamickejšom a mnohostrannejšom prístupe k hodnoteniu procesov tektogenézy, magmatizmu, metamorfizmu a sedimentácie;
— v hodnotení typov kôry ako ďalšieho zo základných parametrov pri zostavovaní paleogeografického aj štruktúrneho modelu;
— pri vyzdvihnutí významu globálnych činiteľov, akým je vývinový trend a priebežné oceanické a paraoceanické trogy;
— pri chápaní vývojových a štruktúrnych osobitostí ako výsledku členitosti kôry odlišnej v každom segmente alpíd, podmienenenej nerovnomernosťou stabilizácie a rozlámanosti kôry; tým sa vyzdvihuje význam historickej predispozície, ale aj historickej previazanosti geosynklinály (Maheľ, 1980a, 1981c) na predchádzajúce vývinové etapy.

Základné rozdiely dvoch koncepcií

Nové prístupy aj pohľady, ale aj rad ďalších nových poznatkov zásadného významu prekročili rámec postupnej úpravy starej koncepcie a vynucujú si postaviť nový morfoštruktúrny, vývojový aj štruktúrno-tektonický model.

a) Morfoštruktúrne členenie Západných Karpát na vonkajšie a vnútorné* po začlenení do karpatskej sústavy aj Bukových hôr s priliehajúcou juhoslovensko-severomaďarskou terciérnou zónou sa stalo priúzkym. Oblasti južne od rožňavskej línie sa výrazne odlišujú vývojom, stavbou, ale aj morfoštruktúrne od centrálnych zón s jadrovými horstvami vrátane Vepra — Volovca. Trojdielnosť sústavy s členením na vonkajšie, centrálne a vnútorné Karpaty (Maheľ, 1975; Mock, 1978) sa ukazuje prirodzenejšou ako dvojdielnosť. Priestorová koincidencia panónskeho paleogénu (oligocénu) s rozsahom severnej zóny vnútorných Karpát bukika je osobitne zjavným dokladom oprávnenosti ich odčlenenia od centrálnych Karpát.

b) Nová koncepcia v porovnaní so staršou (vžitou) prináša zmeny v pohľade na vývoj a stavbu všetkých základných pásiem a celého radu tektonických jednotiek. Východiskami novej koncepcie sú zmeny v pohľade na:

— stykovú zónu centrálnych a vonkajších Karpát, a tým aj na bradlové pásmo a podložie flyšového pásma, na manínsky príkrov, jeho paleogeografické a štruktúrne väzby,

* (častejšie označované ako centrálne)

— na vývoj a stavbu tatrika,
— na vzťahy medzi polysériovosťou a polyštruktúrnosťou krížňanského príkrovu,
— na polysériovosť chočského príkrovu a jej význam pre paleogeografiu,
— na členenie veporika,
— na členenie gemerika,
— na vývoj a stavbu vnútorných Karpát,
— na význam synklinórií v štruktúrnom pláne centrálnych Karpát,
— na význam zlomov starého založenia pri utváraní osobitostí stavby jednotlivých blokov,
— na vývoj alpínskej, sčasti aj hercýnskej geosynklinály a ich vzájomnú genetickú previazanosť,
— na štruktúrny model ako výsledok členitosti kôry a rozdiely v skracovaní základných pásiem a na fyzikálny základ.

a) Rozhraním centrálnych a vonkajších Karpát je morfoštruktúrne výrazné bradlové pásmo označované ako pienidy, štruktúrne heterogénne s úzkymi genetickými vzťahmi k niektorým elementom, jednými k severnejšiemu flyšovému pásmu, inými k južnejšiemu tatriku. A práve v hodnotení týchto vzťahov a z toho vychodiacich paleotektonických rozdielov, ale aj z pohľadu na stavbu sú výrazné rozdiely medzi dvoma koncepciami. Podľa D. Andrusova (Andrusov, 1938, 1968) je súčasťou pienid aj klapský príkrov a rozsiahly v hĺbke rozložený ultrapieninský, resp. oravský chrbát. Najvnútornejší štruktúrny element manínsky príkrov, s niektorými obsahovými príbuznosťami, sa do tatrika geneticky zaraďuje na rozhranie pienid a tatrika. Pritom bradlové pásmo ako zóna extrémneho stlačenia — švová zóna — sa chápe aj ako kórové rozhranie medzi Českým masívom (podsunutým pod flyšové pásmo) a Karpatmi.

V našej koncepcii zdôrazňujeme genetickú heterogénnosť bradlového pásma nielen odčlenením váhika včítane klapského príkrovu od pieninských jednotiek oravika, ale zaradením manínskeho príkrovu do kmeňového krížňanského príkrovu. Väzbu s tatrikom obstaráva pribradlová zóna (Maheľ et al., 1967, 1979).

Samotné bradlové pásmo v rámci Karpát predstavuje nielen zónu extrémneho (podľa D. Andrusova miestami až stonásobného) skrátenia, ale od ostatných pásiem aj kvalitatívne odlišný typ deformácie s hlavnou úlohou subdukcie oceanickej kôry váhika. Oceanický trog váhika zohral najdôležitejšiu úlohu pri formovaní zóny nielen bradlového pásma, ale aj jeho zázemia a predpolia. Exotický chrbát nie je zvyškom rozsiahlej geantiklinálnej zóny, ale iba šupinou vzniknuvšou pri obdukcii okrajovej (južnej) časti váhika. Hlavný rozdiel medzi obidvoma koncepciami nie je iba v chápaní zdroja exotického materiálu. Pieninské jednotky, samozrejme aj czosztynská, napriek tomu, že sú základnými elementmi bradlového pásma, pokladáme iba za členy z okrajovej severnej členitej ostrovnej zóny, oddeľujúcej oceanický trog váhika od paraoceanického trogu beskydika. Z takého pohľadu vychodí, že platforma, Český masív nemohol zasahovať po okraje geosynklinály oravika. Genetická väzba oravika na beskydikum a neskôr aj bradlové pásmo bola zrejme úzka. Hĺbkové rozhranie v podloží bradlového pásma, preukázané geofyzikálne (hlavne v jeho strednom úseku) a známe ako peripieninský lineament (Máška — Zoubek, 1960), treba zrejme spájať nie so stykom bloku Karpát s platformou, ale s inými fenoménmi, sčasti s prudkým zostupom bradlového pásma do väčšej hĺbky, príp. so sústavou väčších, pretiahnutých magmatických telies.

Manínsky príkrov, považovaný za spájací element bradlového pásma s tatrikom (Andrusov, 1938, 1968), má afinitu k vysokotatranskej jednotke nie preto, že po-

chádza z jej severného (Matějka — Andrusov, 1931; Andrusov, 1938), ale z južného okraja, z južnej časti tatrického prahu, resp. svahu, ktorý na J vyúsťoval do zliechovského trogu. Pravda, to súvisí s pohľadom na vysokotatranskú jednotku ako príkrov, južnejší element tatrika, a s preukázaním jej genetických väzieb s krížňanským príkrovom (Maheľ, 1959, 1979), ale aj s iným pohľadom na paleogeografiu a stavbu celého tatrika (Maheľ, 1974, 1979). Manínsky príkrov je v našej koncepcii dielovou okrajovou časťou kmeňového krížňanského príkrovu, štruktúrne osamostatnenou a do bradlového pásma včlenenou hlavne za mezoalpínskeho vrásnenia. Mezoalpínske štádium vrásnenia, s hlavným uplatnením sa v bradlovom pásme, postihlo aj severný okraj tatrika, zónu vyčlenenú ako pribradlovú (Maheľ et al., 1963; Maheľ, 1978), charakteristickú aj prítomnosťou vrchnokriedových a paleocénno-eocénnych sekvencií. Tieto členy v pribradlovej zóne, ale aj v manínskom príkrove predstavujú vyššiu — mezoalpínsku štruktúru — interorogénnu etáž, a preto ich nemožno pokladať za dôkaz o rozložení manínskeho sedimentačného priestoru pred strednou kriedou severne od tatrika. Nie manínsky príkrov, ale pribradlová zóna plní v našej koncepcii funkciu spájacieho článku medzi jednotkami bradlového pásma a tatrikom, a to v paleotektonickom aj v štruktúrnom modeli. Jej vyčlenenie (Maheľ et al., 1967) znamenalo prelom v chápaní vzťahov bradlového pásma k tatriku a postupne aj iný pohľad na tatrikum.

b) Tatrikum vo vývojovom modeli nechápeme ako geoantiklinálne pásmo rozčlenené úzkou hlbokovodnou šiprunskou brázdou (Matějka — Andrusov, 1931) a spojené geantiklinálnym vysokotatranským pásmom cez manínsku jednotku na exotický hrebeň pieninika (Andrusov, 1968; Andrusov — Bystrický — Fusán, 1973). Podstatná, severná časť tatrika predstavovala okrajovú priehlbeninu, ktorá na S nadväzovala na oceanický trog váhika. Len južná časť tatrika mala charakter intraoceanického prahu, vrátane vysokotatranského areálu (Maheľ, 1979).

Nie menej zásadná je aj zmena v pohľade na štruktúrny charakter tatrika. Nejde o autochtónne pásmo členené na tri viacmenej priebežné kryhy, oddelené prešmykmi s menšími násunmi, ale o osobitný typ radu „pasívnych" šupinovitých príkrovov. Pre severnejšie, spodnejšie, je charakteristický hlbokovodnejší typ jury a spodnej kriedy, ale aj väčší rozsah paleozoika a menší podiel granitoidov (Maheľ, 1982). Pravdepodobne iba najjužnejšia časť tatrika, hlavne prekrytá násunom veporika, je zakorenená.

c) Preukázanie polyfaciálnosti a polyštruktúrnosti krížňanského príkrovu (Maheľ, 1959, 1961) rozširuje jeho komplexnosť do takej miery, že predstavuje priam klasický typ kmeňového príkrovu. Geneticky je spätý s jursko-spodnokriedovým zliechovským trogom, ale aj s jeho okrajovými časťami, a to s priliehajúcim severným členitým pritatrickým prahom a s južným pristruženíckym svahom. Navyše je zjavná priestorová väzba trogu na veporické kryštalinikum „ťažkej" kôry (kraklovské; obr. 6, 7; Maheľ, 1981b).

V štruktúrnom modeli sa krížňanský príkrov javí ako klasický kmeňový príkrov s radom dielových, sčasti vetvových príkrovov rozložených pri jeho vonkajšom aj vnútornom okraji. Miestami sú viac, inde menej štruktúrne osamostatnené, výraznejšie v areáloch postihu mladším mezoalpínskym vrásnením. Krížňanský a vysocký príkrov nie sú dva samostatné radovo rovnocenné príkrovy (Andrusov, 1968; Andrusov — Bystrický — Fusán, 1973). Vysocký a rad ďalších dielových príkrovov je súčasťou, často vetvou jednotného telesa, navyše s jednotným vývo-

jom podstavcových členov triasu. Genetickú väzbu krížňanského príkrovu na veporikum preukazuje štruktúrna nadväznosť jeho tylovej časti na soklové príkrovy veporika. Krížňanský príkrov teda predstavuje genetický pripovrchový štruktúrny element veporika, a preto názov fatrikum považujeme za neopodstatnený zo štruktúrneho ani genetického hľadiska.

d) Polyfaciálnosť (polysériovosť) chočského príkrovu, preukázaná v „generálkovom" období (Maheľ, 1961; Biely, 1961), znamenala významný krok k poznaniu jeho užších genetických väzieb k strážovskému príkrovu, ale aj k spišskému kmeňovému príkrovu (Maheľ, 1957), a tým k zaradeniu ich sedimentačných priestorov do bezprostredného susedstva (južne od veporika). Poznanie nepravidelností v stratigrafickom rozsahu a v priestorovom rozložení sekvencie s viacerými bazénovými členmi (bielovážskej) vedie k názoru na vznik v sedimentačnom priestore typu členitého mobilného šelfu, resp. paraliogeosynklinály (Maheľ, 1979), s nepravidelným rozložením krátkodobých bazénov.

V štruktúrnom modeli je chočský príkrov kmeňovým príkrovom iba lokálne členeným na dielové príkrovy. Nejde teda o dva priebežné rovnocenné príkrovy, jeden s bazénovými členmi, druhý bez nich (chočský a šturecký sensu Andrusov — Bystrický — Fusán, 1973)*. Koreňovú zónu chočského príkrovu spájame s najsevernejšími šupinami gemerického paleozoika, hlavne s čremelskou. Preto názov hronikum pokladáme nielen za zbytočný, ale aj za neodôvodnený.

e) Kryštalinikum veporika má od tatrického rad odlišností, podmienených vývojom a stavbou hercýnskeho cyklu a zvýraznených za alpínskej vývojovej etapy. V ňom sa azda najvýraznejšie odráža vplyv typu kôry podložia na vývoj alpínskej geosynklinály (Maheľ, 1969a, 1981c). V zóne „ťažkej" kôry sa v obdobi všeobecnej oceanizácie alpíd sformoval priebežný zliechovský trog. V zóne „ľahšej" kôry má mezozoikum prahový charakter, slabšiu mocnosť a užšiu štruktúrnu spätosť s kryštalickým podkladom — struženícka sekvencia. Rozdiely v type kôry sa výrazne prejavujú vo sformovaní dvoch soklových príkrovov jazykovej formy — kraklovského a kráľovohoľského (Klinec, 1971, Maheľ, 1982, 1982a) a úzkej okrajovej šupinovej rimavickej zóny. Taký prístup k veporickému kryštaliniku a k jeho členeniu sa od členenia na klasické zóny (ľubietovskú, kraklovskú, kráľovohoľskú a kohútsku), ktoré sú viac-menej autochtónne (Zoubek, 1930; Andrusov, 1968), zásadne odlišuje.

f) Rozčlenenie gemerika do troch štruktúrnych elementov — severogemerickej synklinály, megaantiklinály Volovca a juhoslovenského synklinória (Maheľ, 1953; Maheľ et al., 1967) — sa stalo východiskom pre nové chápanie jeho stavby. Významný medzník pri formovaní náhľadov na štruktúrne členenie najjužnejších zón Karpát znamenalo preukázanie silického príkrovu, rozloženého v nadloží metamorfovaného mezozoika meliatskej jednotky (Kozur — Mock, 1973; Mock, 1978), predtým považovanej za mladšie paleozoikum. To zásadne „skomplikovalo" vysvetlenie stavby týchto zón, pokladaných za zázemie príkrovov Západných Karpát s postupným prechodom do stredného Maďarského masívu (Matějka — Andrusov, 1931; Andrusov, 1968).

Meliatska jednotka svojím typom triasu, blízkym dinarickému, a viac-menej autochtónnou, resp. paraautochtónnou pozíciou ukazuje, že sa južná hranica geme-

* V severných Vápencových Alpách sú v tejže tektonickej jednotke dávno známe laterálne zámeny fácií a celých sekvencií bazénových za plytkovodné až riftové, a to dokonca aj pri lunzskom príkrove, takom blízkom nášmu chočskému príkrovu.

rika končí v zóne rožňavského zlomu a na J od neho je už južnejšie pásmo. Ale problematické je postavenie silického príkrovu vzhľadom na jeho trias oberostalpínskeho typu ako v severnom gemeriku. V duchu staršej koncepcie, pri pohľade na trias ako útvar s postupným prechodom do germánskeho na S, do dinarického na J (Andrusov, 1964; Bystrický, 1972, 1973), je silický príkrov mohutným presunom (aspoň 60 km) na J, južnou vetvou gemerického vejára (Andrusov, 1975). Lenže to by bola medzi paleoalpínskymi štruktúrami alpíd rarita. My pristupujeme k triasu ako k útvaru, v ktorom popri priplatformových typoch sú v niektorých zónach aj paraliogeosynklinálne typy (so silne členitou kôrou; Maheľ, 1983) dokonca aj v severnejších, severne od zóny s karpatským keuprom (Mišík et al., 1977). A to umožňuje chápať silický príkrov ako genetickú súčasť tafrogeosynklinály vnútorných Karpát, kryhy s kontinentálnou kôrou. Pri tejto dôležitej dileme rozhodujúcu úlohu zrejme zohrajú štruktúrne prvky. Tie zatiaľ naznačujú, že silický príkrov pochádza z oblasti južne od gemerika, z vnútorných Karpát, teda že sa presunul na S, nie na J. Logickosť takéhoto záveru podopiera aj štruktúrny charakter gemerika.

V koncepcii D. Andrusova je gemerikum jednotným príkrovom s mezozoikom (severogemerickým) nakopeným pri jeho čelnej časti v tzv. galmuskom pásme (Andrusov, 1968, 1975).

V našej koncepcii gemericke paleozoikum buduje prinajmenej tri štruktúrne jednotky: črmeľskú, mlynskú a volovskú, odlišné typom paleozoických vulkanitov aj mladšieho paleozoika.

Najsevernejšia, črmeľská šupina je koreňovou zónou chočského príkrovu. Mlynská zóna s bázikami a ultrabázikami v staršom paleozoiku a so severogemerickým karbónom a permom predstavuje koreňovú zónu spišského príkrovu (jeho dielovými príkrovmi sú besnícky, muránsky, Drienka, strážovsky a ďalšie vyššie príkrovy). V severogemerickej zóne má toto mezozoikum (a to aj v Stratenských vrchoch) znaky nie čelnej, ale prikoreňovej časti príkrovu, sčasti koreňovej.

Treťou najmohutnejšou soklovou jednotkou gemerika s kôrou vystuženou granitoidným masívom je na S prevrátená a sčasti nasunutá megaantiklinála Volovca, ktorá vytvára zázemie spišského príkrovu.

g) Synklinóriá, vyčleňované postupne v centrálnom pásme Karpát (Maheľ, 1953, 1964, 1967; Máška — Zoubek, 1960) v zónach nahromadenia mezozoických komplexov, hlavne príkrovov, po preukázaní vejárovitej stavby zvádzali sprvu k autochtónnemu pohľadu na príkrovy. Ale postupne sa synklinóriá ukázali ako význačné štruktúrne formy, svedkovia vlnového pohybu pri presune príkrovov, ako aj formy zvýraznené mezoalpínskym vrásnením. Sú medzičlánkom v dotváraní štruktúrneho plánu centrálnych Karpát medzi paleoalpínskymi jednotkami, zväčša príkrovovými, a následnými paleogénnymi, včasnými depresiami.

V centrálnych Karpatoch sú niektoré synklinóriá mimoriadne dôležité (Maheľ et al., 1967) z viacerých hľadísk:

— Zložitý systém synklinálnych prehybov v tatriku medzi megaantiklinálami a jadrovými horstvami predstavuje areály, v ktorých sa nad sebou nakopili príkrovové masy, označované od začiatku tohto storočia ako subtatranské a postupne pomenované aj ako spodný subtatranský — krížňanský príkrov, stredný subtatranský — chočský a vrchný subtatranský (alebo vyššie príkrovy) — strážovský (nedzovský) časti kmeňového spišského príkrovu. Krížňanský príkrov v jeho čelnej časti sprevádza manínsky príkrov.

— Ako ďalší argument možno uviesť, že severné časti synklinória nadväzujú na pribradlovú zónu s mocnejším zastúpením vrchnej kriedy a paleogénu v pribradlovej zóne, výraznejšie sa uplatnili laramské presuny.

Synklinóriá sú prevrásnené. V Strážovských vrchoch je zjavných až deväť párov priebežných antiklinál a synklinál (Maheľ, 1982b). Vo vonkajšej časti (v pribradlovej zóne) ich sprevádzajú severovergentné, v ostatných častiach juhovergentné prešmyky. Naložený charakter paleogénnych kotlín naznačuje laramský vek týchto štruktúr.

Pri južnom okraji tatrika je rozložené hronské synklinórium, charakteristické prítomnosťou tylovej časti krížňanského a chočského príkrovu (Maheľ, 1964). Krížňanský príkrov v tejto jeho príkrovovej časti čiastočne postihla metamorfóza a jeho šupiny vystupujú južnejšie — čiastkové príkrovy z pristruženíckeho svahu. V hronskom synklinóriu je chočský príkrov osobitne mohutný vďaka zastúpeniu jeho podstavcovej časti, budovanej melafýrovou „sériou". Analogické je aj vážecké synklinórium (Maheľ et al., 1967), rozložené severne od kráľovohoľskej (veporikom budovanej) časti Nízkych Tatier. Horehronská paleogénna panva smeru VSV—ZJZ zviera s osou synklinoriálnej hronsko-važeckej reťaze smeru JZ—SV uhol cca 40°. Táto divergencia kriedovej a paleogénnej štruktúry dokladá stáčanie, výrazné pootočenie osi mladších štruktúr, ale aj príslušnosť synklinórií vyplnených mezozoikom do staršieho štruktúrneho plánu, ako je horehronský paleogén (vrchný lutét — priabón).

Ďalšiu reťaz predstavujú synklinóriá rozložené pri muránskej línii, a to tuhárske a synklinórium Muránskej plošiny (Maheľ et al., 1967). V prvom sú nakopené šupiny mezozoika stružení̌ckeho obalu južného veporika a menšie kryhy gemerického paleozoika, v druhom je stružení̌cke mezozoikum a mocné masy muránskeho príkrovu.

Vejárovitá zostava šupín, odkrytá v tuhárskom synklinóriu, prezrádza výrazné, azda laramské dvojstranné stlačenie (Plašienka, 1983).

Cez úzke švermovské hrdlo synklinórium Muránskej plošiny nadväzuje na synklinórium Slovenského raja, vyplnené sčasti metamorfovaným stružení̌ckym mezozoikom, ale hlavne mocnými masami besníckeho príkrovu, rozčleneného do šupín zoradených do vejára plocho roztvoreného k vonkajšku. Vernársky príkrov buduje severovergentné krídlo vejára (Maheľ, 1957).

Smerom na V nadväzuje synklinórium Slovenského raja na synklinálny prehyb Galmusa, kde severogemerické mezozoikum sprevádzajú v podloží mocné komplexy gemerického paleozoika prekrývajúce južné časti veporika. Východnejšie severogemerická synklinála vykazuje typický hlbinný štýl, charakteristický úklonom všetkých štruktúrnych elementov na J — vrásových krídiel, prešmykov aj plôch s_2 bridličnatosti.

Reťaz synklinórií založených na veporskom kryštalickom podklade má oblúkovitý ohyb. Smerom na V možno zaznamenať postupné približovanie osi synklinórií k južným okrajom veporika a postupné priberanie starších členov v jednotlivých čiastkových dieloch spišského príkrovu, muránskeho a besníckeho dielového príkrovu a približovanie sa ku koreňovej zóne kmeňového príkrovu.

Rozsiahle synklinórium s povrchnokriedovými prešmykmi, v severnej časti smerom na S, v južnej na J, predstavuje aj Slovenský kras, budovaný meliatskou jednotkou a silickým príkrovom.

Synklinóriá sú zrejme štruktúrnymi formami vytvorenými vlnovými, a to už paleoalpínskymi pohybmi. Zúčastňujú sa na

rozložení príkrovových jednotiek a na ich štruktúrnej členitosti a zohrali významnú úlohu pri formovaní štruktúrnej členitosti Západných Karpát, ale hlavne pri dotváraní štruktúrneho plánu za laramského vrásnenia. Vejárovitá stavba ich výplne je výsledkom tohto vrásnenia v podstatnej časti centrálnych aj vnútorných Karpát.

h) Zlomy sa ako výrazný činiteľ členitosti Západných Karpát dostávajú do podvedomia našich geológov až v ostatných dvoch desaťročiach, aj keď je dávno známe, že morfoštruktúrna členitosť Západných Karpát je spätá s hojnosťou zlomov. Rozlámanosť na bloky väčšieho aj menšieho rozsahu preukazujú aj geofyzikálne výskumy (Fusán — Ibrmajer — Plančár, 1979). Pri poloblúkovitom tváre Západných Karpát mala dôležitú úlohu smerová rozmanitosť zlomov s dvoma základnými párovými — SV a JZ, S—J a V—Z a im blízkymi systémami. Zlomová tektonika sa v starších koncepciách spájala s najmladším neskorogeosynklinálnym neogénnym štádiom geosynklinály. Až „generálkové" obdobie prinieslo rad poznatkov poukazujúcich na významnú úlohu zlomov aj v starších obdobiach (Maheľ et al., 1967). A tak do konca šesťdesiatych rokov možno datovať zvýšenú pozornosť zlomovej tektonike v predneogénnych útvaroch (o tejto problematike boli dve tektonické konferencie; roku 1967 a 1970; Maheľ, edit., 1969, 1971).

Zlomy sa ukázali ako dôležité činitele usmerňujúce členitosť, a tým aj vývin geosynklinály a boli aj významnými doplnkovými elementmi starších štruktúrnych plánov. A to sa týka nielen jadrových horstiev tatrika, kde zlomy oddeľujú bloky odlišnej stavby a spôsobujú dvojdielnosť horstiev, napr. hrádocký v Považskom Inovci, skýcovský v Tríbeči, strečniansky v Malej Fatre, mýtňanský vo Veporských vrchoch, ale aj smolnícky vo Volovských vrchoch (Snopko et al., 1969).

Viaceré zlomy v centrálnych Karpatoch, ktoré oddeľujú od seba jadrové horstvá s odlišnou stavbou, majú transkarpatský rozsah. Takým je jastrabský (Maheľ, 1971; Fusán et al., 1979), revúcky (Kubíny, 1969; Maheľ, 1969, 1971) a sčasti aj hornádsky zlomový systém. Základ týchto zlomov najpravdepodobnejšie súvisí s formovaním počiatočnej oblúkovitej formy karpatskej geosynklinály. Je preukázané, že sa v jure v členení sedimentačného priestoru vonkajšieho okraja geosynklinály v stykovej zóne s Českým masívom výraznejšie uplatňovali zlomy smeru JZ—SV (Wessely, 1975; Eliáš, 1979).

Viaceré systémy zlomov sa pri zakladaní včasných depresií uplatňovali už od eocénu. Štúdium prúdových prvkov (Marschalko, 1975) v centrálnokarpatskom flyši dokázalo uplatnenie sa systémov severovýchodných a severozápadných zlomov, a to v Liptovskej kotline, v Levočských vrchoch a v Šarišskej vrchovine už počas paleogénu. Na križovaní dvoch smerových systémov sa vytvorili depresie s najväčšou akumuláciou flyšových sedimentov.

Význam zlomov, a to pozdĺžnych, pri utváraní staršieho štruktúrneho plánu preukázalo štúdium stavby synklinórií v Slovenskom raji (Maheľ, 1957) a tuhárskeho synklinória (Plašienka, 1983). Ide zväčša o laramské prešmyky, ktoré utínajú a štruktúrne dotvárajú pozdĺžne vrásové štruktúry. Ich priebeh je často súbežný s priebehom paleoalpínskych jednotiek, príp. s nimi zvierajú menší uhol (10—30°). Známe sú aj zo Strážovských vrchov a zúčastňujú sa aj na štruktúrnej členitosti silického príkrovu v Slovenskom krase.

Azda laramský vek treba pripísať aj niektorým okrajovým zlomom pri severnom okraji kryštalických jadier. Zdvihy pozdĺž nich sa zúčastňovali na dotváraní štruktúrneho charakteru obalových jednotiek.

Dynamickejšie aspekty v pohľade na utváranie štruktúrneho plánu viedli k hodnoteniu zlomov hlbšieho založenia ako dráh možných posunov blokov a ich rotácie (Grecula — Roth, 1978). Do úvahy prichádzajú posuny pozdĺž margecianskej línie (Roth, 1969, 1977) a zlomových systémov na rozhraní vonkajších centrálnych Karpát. Na pozdĺžnych zlomoch, ktoré sledujú severný okraj bradlového pásma, nastali posuny kompenzujúce efekty rotácie, premiestňovania centrálnych Karpát k vonkajšku a formovania oblúka Karpát. Podľa K. Birkenmajera (1976) sú zviazané so sávskou fázou.

Výraznejšie posuny späté s rotáciou blokov sprevádzané znakmi kompresnej tektoniky sú zjavné aj na viacerých priečnych zlomoch smeru S—J a SZ—JV, a to aj starších ako neogénnych, napr. na diviackom zlome Strážovských vrchov (Maheľ, 1982).

Osobitný význam v štruktúrnom pláne Západných Karpát pripisujeme sigmoidálnemu (Maheľ, 1975, 1983; Varga, 1971) vysunutiu blokov gemerika pozdĺž štítnického zlomu smeru SSZ—JJV. Presun príkrovových más ako jeden z prejavov skracovania bol tu zrejme sprevádzaný aj posunom. A keďže ten sprevádza priečne orientovaná nižnoslanská depresia s kanálom „ťažkej" kôry, zrejme ide o kombináciu pripovrchového prejavu skrátenia kôry s hlbinnými. Najvýraznejšie horizontálne pohyby aj s rotáciou sú, pochopiteľne, na styku subdukovaného oceanického trogu váhika s tatrikom, rozčleneným na bloky uplatňujúce sa aj ako viac-menej samostatné telesá.

Hojnosť zlomov, sprevádzaná morfoštruktúrnou členitosťou s kotlinami a neovulkanitmi, je zrejme v genetickej spätosti s poloblúkovitou formou Západných Karpát, čiastočnej aj s rejuvenizáciou maďarského bloku v ich zázemí. A to sa týka nielen neogénnych zlomov.

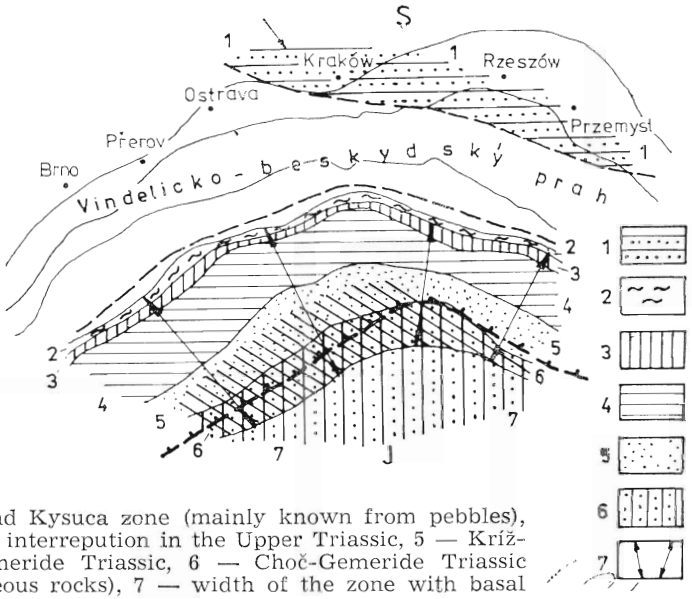
Znaky poloblúkovitej formy sú však už v paleoalpínskom pláne a ich základ tkvie zrejme už v prealpínskej členitosti kôry. A tá sa odrazila v istých „nepravidelnostiach" lokálnej zonálnosti mezozoickej geosynklinály a stavby. Vďaka rozsegmentovaniu alpíd sú najvýraznejšie „odchýlky" v koncových blokoch. V juhozápadnom rohu Západných Karpát, známom aj ako Devínske Karpaty (Maheľ, 1983), súvisia do značnej miery s účinkami iných faktorov, medzi nimi aj priečne orientovaných zlomov. A to sa týka nie iba založenia viedenskej panvy v spodnom miocéne, ale aj prítomnosti mocnejšieho komplexu molasoidov v ždánickej jednotke (Maheľ, 1983).

Aj osobitosti vo východoslovenskom bloku východne od hornádskeho zlomu v tzv. Zemplínskych Karpatoch súvisia s faktormi vrátane hlbinných zlomov priečne orientovaných na priebeh karpatského systému. Zlomy chápeme ako prejav vertikálnej zložky vlnových pohybov. Viaceré mali dôležitú úlohu pri utváraní paleoalpínskeho a mezoalpínskeho štruktúrneho plánu. Zúčastňujú sa aj ako posuny blokov. Značná časť zlomov geotektonicky súvisí s vytváraním oblúkovitej formy Karpát.

ch) Rozdiely medzi starou a novou koncepciou vývoja a stavby Západných Karpát sú azda najvýraznejšie pri porovnaní paleogeografických obrázkov znázorňujúcich predstavy o vývine geosynklinály v období mezozoika, sčasti aj paleogénu, teda v zmenách paleogeografického modelu.

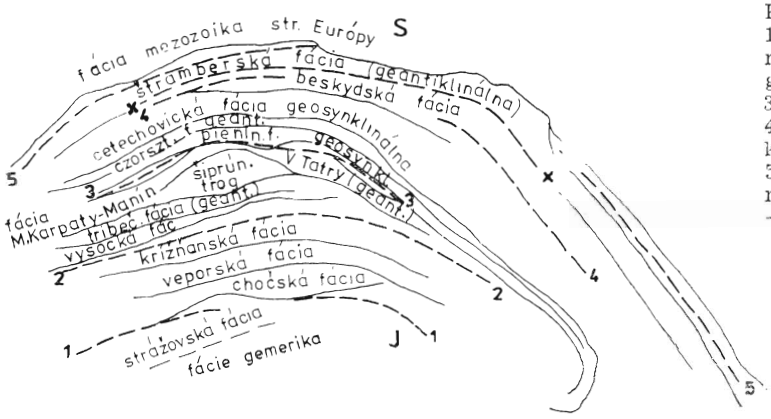
Kvalitatívne rozdiely sú aj v chápaní vývoja, príčinných súvislostí a väzieb.

Základom staršej koncepcie sú sčasti základné paleogeografické zóny globálnejšieho rozsahu, ale hlavne lokálne paleogeografické činitele (obr. 1, 2). V novej syntéze povýšenia významu globálnych



Obr. 1. Izotopické zóny v triase v oblasti Západných Karpát (Andrusov, 1959). 1 — trias v germánskom vývine, 2 — trias czorsztynského pásma, 3 — trias pieninského a kysuckého pásma (známy hlavne z obliakov), 4 — tatrický trias, často s prerušením vo vrchnom triase, 5 — krížňanský vývin, 6 — chočsko-gemerický trias (spodný trias s bázickými vyvreninami), 7 — šírka pásma s bazálnym kremencom v spodnom triase

Fig. 1. Isotopic zones in the Triasic in the region of the West Carpathians (Andrusov 1959). 1 — Triassic in German development, 2 — Triassic of the Czorsztyn zone, 3 — Triassic of the Pieninic zone and Kysuca zone (mainly known from pebbles), 4 — Tatride Triassic, often with interreption in the Upper Triassic, 5 — Krížnadevelopment, 6 — Choč-Gemeride Triassic, 6 — Choč-Gemeride Triassic Lower Triassic6 with basic igneous rocks), 7 — width of the zone with basal quartzites in the Lower Triasic



Obr. 2. Rozloženie fácií mezozoika v Západných Karpatoch (Andrusov, 1965). 1 — os geosynklinály v triase, 2 — os geosynklinály v jure, 3 — pieninská kordiléra, 4 — os geosynklinály v kriede a paleogéne, 5 — os čelnej predhlbne v spodnom miocéne, +...+: sliezsky chrbát

Fig. 2. Distribution of Mesozoic facies in the West Carpathians (Andrusov 1965). 1 — Axis of the geosyncline in the Triassic, 2 — axis of the geosyncline in the Jurassic, 3 — Pieninic cordiller, 4 — axis of the geosyncline in the Cretaceous and Paleogene, 5 — axis of the fore-deep in the Lower Miocene,

činiteľov pristupuje členitosť na zóny ťažkej kôry (s bázikami) a ľahšej kôry (s väčšími granitoidnými telesami), a to už v hercýnskej geosynklinále, a vplyv tejto členitosti kryštalického podkladu podľa hustoty kôry na ďalší vývoj (Maheľ, 1980a, 1981). Paleogeografický model sa rozširuje o paleotektonický. Pritom osobitný význam pripisujeme magmatitom ako ukazovateľom typov kôry a sú-

borom fácií či tektonogrupám, takým, ako sú geotektonické typy flyšu, resp. takým, čo nás vedú k rozlíšeniu viacerých typov trogov, prahov a pod.

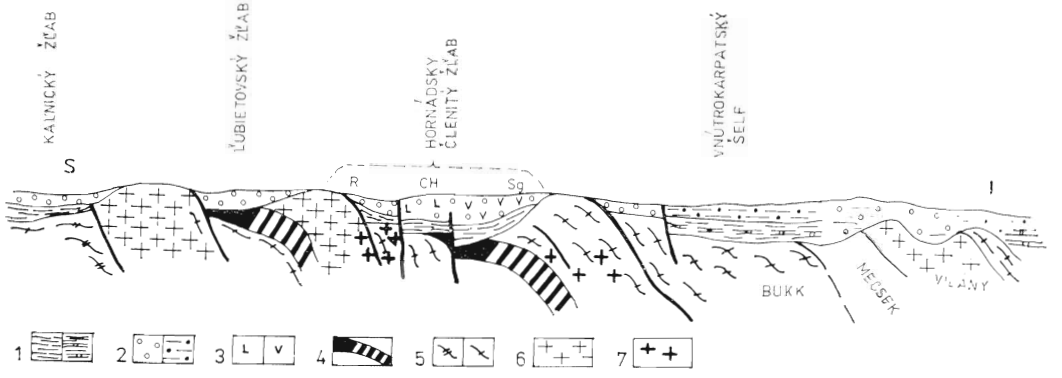
α) Takéto prístupy smerujú k názoru na rozloženie mladopaleozoických žľabov, spravidla geneticky viazaných na zóny „ťažkej" kôry, ako sú (obr. 3):

— vnútrokarpatský s permom, zväčša morským,

— hornádsky, so silne vulkanogénnym permom (členený severogemerický s kremitými porfýrmi a chočský s melafýrmi), a viac-menej priebežný charakter pripisujeme aj tríbečko-starohorsko-ľubietovskému permu (Vozárová — Vozár, 1981). Aj žľab pri severnom okraji tatrika (kálnický) mal pravdepodobne väčší rozsah. Predpokladáme jeho prepojenie nielen s permom „antiklinály" Kozla v Malej Fatre, ale pri novom pohľade na vzťah Českého masívu a Karpát je oveľa pravdepodobnejšia jeho spojitosť s ostravským karbónom.

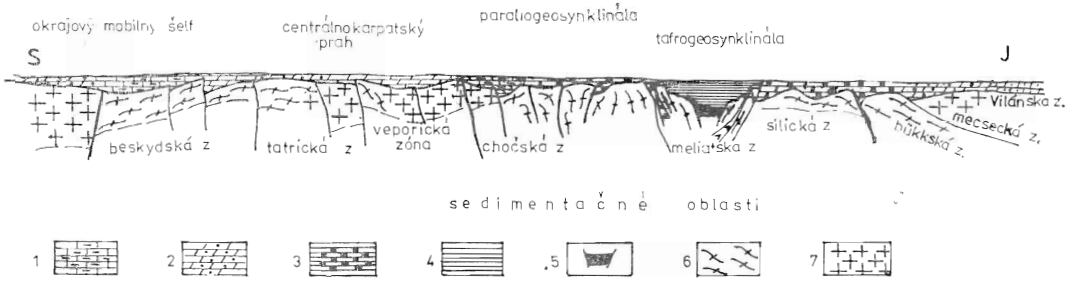
β) Členitosť kôry sa ešte výraznejšie odráža v triase so zónami paraliogeosynklinálneho až tafrogeosynklinálneho typu (s členitosťou hrubšou a tenšou, miestami paraoceanickou až oceanickou kôrou), a to nielen v južných, hercýnskym vrásnením menej stabilizovaných oblastiach (Maheľ, 1978, 1983), ale aj v areáli vonkajších Karpát (obr. 4, 5). Predstava o kváziplatformovom type triasu s postupným prechodom od germánskeho typu na S k dinaridnému na J (Andrusov, 1964; Bystrický, 1972; obr. 1a, b) je príliš poplatná obdobiu uprednostňovania paleogeografickému prístupu pred paleotektonickým.

γ) Priebežné jursko-spodnokriedové typy s tenšou kontinentálnou kôrou a oceanický trog sa viažu na zóny „ťažkej" kôry.



Obr. 3. Paleotektonické elementy koncom paleozoika v západokarpatskom segmente alpíd (Maheľ, 1983). 1 — karbón: a) kontinentálno-plytkomorský, b) morský, 2 — perm: a) kontinentálno-lagunárny, b) morský, 3 — mocnejšie telesá: a) bázik, b) kyslých vulkanitov, 4 — oceanická kôra: a) subdukovaná, 5—6 — kryštalické podložie: 5 — „ťažšej" kôry, 6 — „ľahšej" kôry (s telesami granitoidov), 7 — neskorohercýnske granity; zóny permo-karbónu: R — rimavické (juhoveporické), Ch — chočská, Sg — severogemerická

Fig. 3. Paleotectonic elements of the West Carpathian segment of the Alpides towards the end of the Palaeozoic (Maheľ 1983). 1 — Carboniferous, a) continental-shallow marine, b) marine, 2 — Permian, a) continental-lagoonar, b) marine, 3 — major bodies of a) basites, b) acid volcanics, 4 — oceanic crust a) subducted, 5—6 — crystalline basement, 5 — „heavier" crust, 6 — „lighter" crust (with granitoid bodies), 7 — late Hercynian granites, Permo-Carboniferous zones: R — Rimavica (South Veporic), Ch — Choč, Sg — North Veporic



Obr. 4. Rozloženie paleotektonických elementov západokarpatskej geosynklinály v období stredného a vrchného triasu (Maheľ, 1982). 1 — karbonáty — častejšie bazénového typu, 2 — plytkovodné karbonáty: hojné dolomity a keupersko-centrálnokarpatský typ, 3 — plytkovodné organogénne a bazénové karbonáty — austroalpínsky typ, 4 — hlbokovodné karbonáty a ofiolitoidné sekvencie, 5 — oceanický typ kôry, 6 — podklad ťažšej kôry, 7 — podklad ľahšej kôry
Fig. 4. Distribution of palaeotectonic elements of the West Carpathian geosyncline in the Middle and Late Triassic (Maheľ 1982). 1 — Carbonates, usually of basin type, 2 — shallow-water carbonates, abundant dolomites and the Keuper-Central Carpathian type, 3 — shallow-water organogenic and basin carbonates — Austroalpine type, 4 — deep-water carbonates and ophiolitoid sequences, 5 — oceanic crust, 6 — heavy-crust basement, 7 — lighter-crust basement

Väzba zliechovského trogu na pásmo „ťažšej" kôry severného veporika je názorná (obr. 6, 7). Preto neprekvapuje preukazovanie sekvencií s hlbokovodnými členmi jury, signalizované z Bukových hôr a priľahlých oblastí vnútorných Karpát. Veľ všeobecná oceanizácia zastihla aj okraje maďarského masívu (Mecsek). Pravdepodobne väčší rozsah cetechovickej priehlbeniny (trogu) vo vonkajších Karpatoch a charakter flyšovej geosynklinály nás vedie k predpokladu o ťažšom type kôry v ich pôvodnom podloží.

Do rámca paleotektonickej členitosti jursko-spodnokriedovej geosynklinály prirodzene zapadá oceanický trog váhika, rozložený južne od členitého pieninského ostrovného pásma — oravika (Maheľ, 1981). Tým sa stáva pochopiteľnou početnosť drobných teliesok augititov, pikritov či limburgitov, roztrúsených hlavne v mladších (od titónu po alb) členoch tatrika krížňanského aj manínskeho príkrovu, spájaných geneticky s podkôrovým diapírom (Bajaník et al., 1981; Hovorka, 1983). Ten zrejme sprevádzal trog váhika, a to tak pri jeho vnútornom, ako aj vonkajšom okraji (těšínity vo flyšovom pásme).

θ) Spájanie flyšu s predstavbou paleotektonického plánu umocnene platí o Západných Karpatoch, s ich veľkým rozsahom flyšových tektonogrúp, facíálnou pestrosťou, ale najmä s paleotektonickou odlišnosťou. Názorná je priestorová a časová nadväznosť odlišných paleotektonických typov flyšu (obr. 8, 9).

Na S je flyšová geosynklinála s radom osobitostí, akými sú: široký stratigrafický rozsah flyšu od titónu po eger; pestrý súbor flyšových sekvencií aj flyšových tektonogrúp; trojštadiálnosť vývinu (predflyš, vrcholový flyš, neskorý flyš až flyšoid); členitosť na trogy oddelené kordilérami; sústava viac-menej pasívnych pripovrchových príkrovov. Navyše vykazuje širšie väzby na alpínsky geosynklinálny systém. Paraoceanický typ kôry (Šikora, 1978; Roth, 1980) s ultrabáziami těšínity) alkalického trendu v spodnej kriede, a to i pri jej vnútornom okraji (Eliaš, 1979) naznačujú väzby na súbežný oceanický

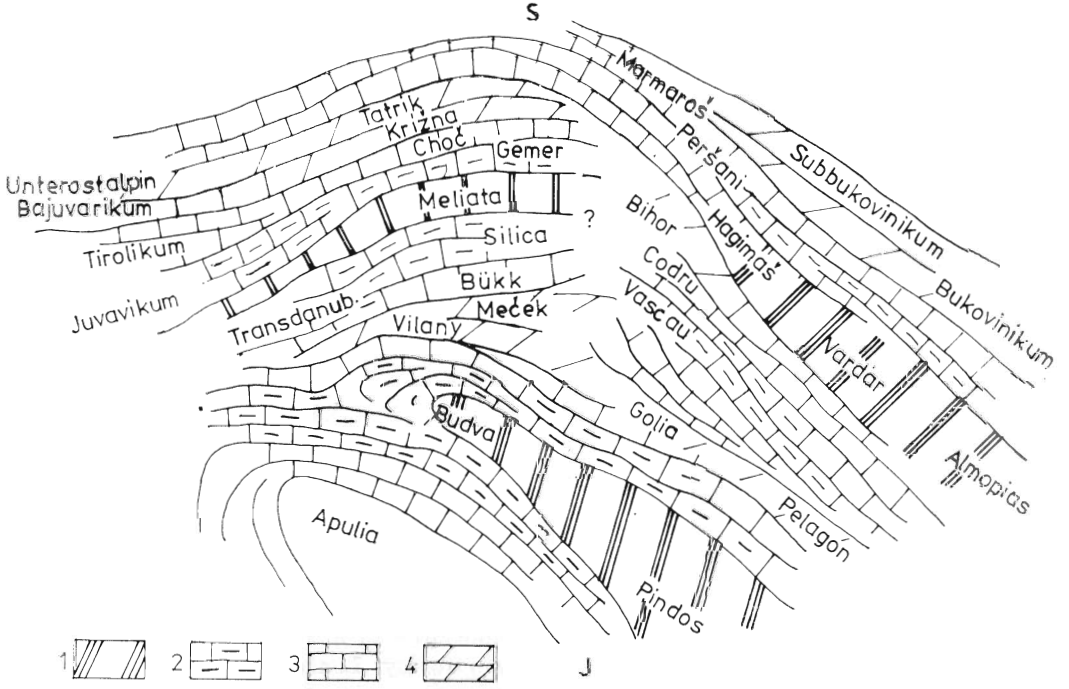
trog váhika. Aj laterálne nadväzuje na flyšové pásma, zaraďované tak v Alpách (Hesse — Butt — Prey, 1976; Oberhauser, 1968), ako aj vo Východných Karpatoch (Săndulescu, 1973) medzi zóny s paraoceanickým typom kôry v sprievode oceanických trogov (obr. 10).

Predstaviteľom hlbokovodného trogu je klapský príkrov, budovaný heterogénnym flyšom s hojnejším wildflyšom a sklzovými telesami (od albu; Maheľ, 1974) a obliakovým materiálom z novotvorenej kôry, vrátane glaukofanických hornín s hojnosťou chrómspinelov (Mišík, 1978). Táto flyšová jednotka (alb — mástricht) z rozhrania vonkajších a centrálnych Karpát je dedičkou oceanického trogu váhika, usmerňovateľa ďalšieho vývoja hlavne v jej zázemí.

Geneticky so subdukciou oceanického trogu spájame južnejšie rozloženú:

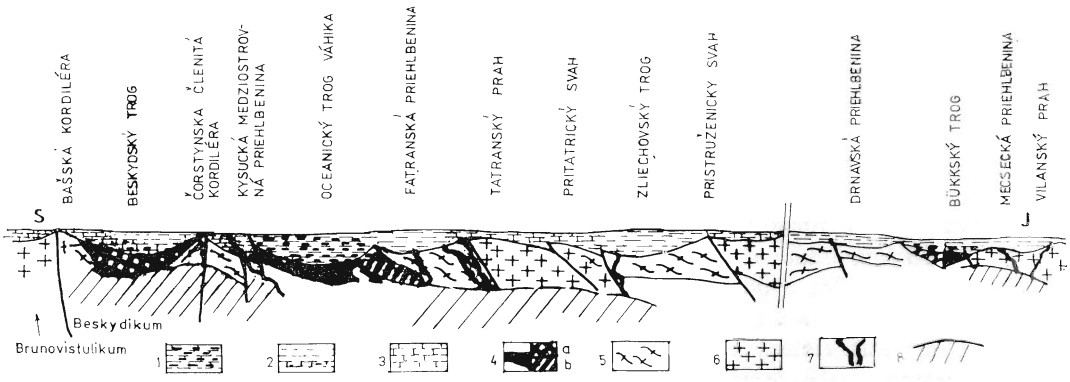
— Pribradlovú zónu (koňak — spodný oligocén) s viaccyklickým vývojom flyšových sekvencií v nadloží čelných častí subtatranských príkrovov, štruktúrne včlenených vo forme vyššej štruktúrnej etáže.

— Neskorší, južnejší členitý neskorý tylový prehyb podhoľného flyšu (Birkenmajer, 1976), vytvorený po dlhodobejšom období zvihu, s tvorbou molasy na konsolidovanom členitom pod-



Obr. 5. Paleogeografická skica stredného a vrchného triasu Karpát a priľahlých oblastí (Maheľ, 1983). 1 — trogy tafrogeosynklinálneho typu sčasti s oceanickou, sčasti s tenkou kontinentálnou kôrou, 2 — trogy s tenkou členitou kontinentálnou kôrou, 3 — zóny s austroalpínskym typom kôry s častejšími bazénmi, 4 — zóny kontinentálnej kôry stabilnejších blokov

Fig. 5. Palaeogeographic sketch of the Middle and Upper Triassic of the Carpathians and adjacent areas (Maheľ 1983). 1 — Zones of taphrogeosynclinal type, partly with oceanic crust and partly with thin continental crust, 2 — paraliogeosynclinal zones with diversified continental crust, 3 — zones with Austroalpine Triassic and more frequent basins, 4 — zones of thicker continental crust of more stable blocks



Obr. 6. Schéma rozloženia paleotektonických elementov v západokarpatskej geosynklinále v období jury a spodnej kriedy (Maheľ, 1983). 1 — ofiolitová a ofiolitoidná suita, 2 — hlbokovodné sedimenty (prevažne slieňovce a rádiolarity), 3 — plytkovodné karbonáty, 4 — oceanická kôra; a) paraoceanická, 5 — podklad ťažšej kôry, 6 — podklad ľahšej kôry, 7 — výstupné cesty vulkanitov, 8 — magmatický diapír

Fig. 6. Distributions of palaeotectonic elements in the West Carpathian geosyncline in the Jurassic and Early Cretaceous (Maheľ 1983). 1 — Ophiolitic and ophilitoid suite, 2 — deep-water sediments (predominantly marlstones and radiolarites), 3 — shallow-water carbonates, 4 — oceanic crust, a) para-oceanic, 5 — heavy-crust basement, 6 — lighter-crust zasement, 7 — paths of volcanic ascent, 8 — magmatic diapir

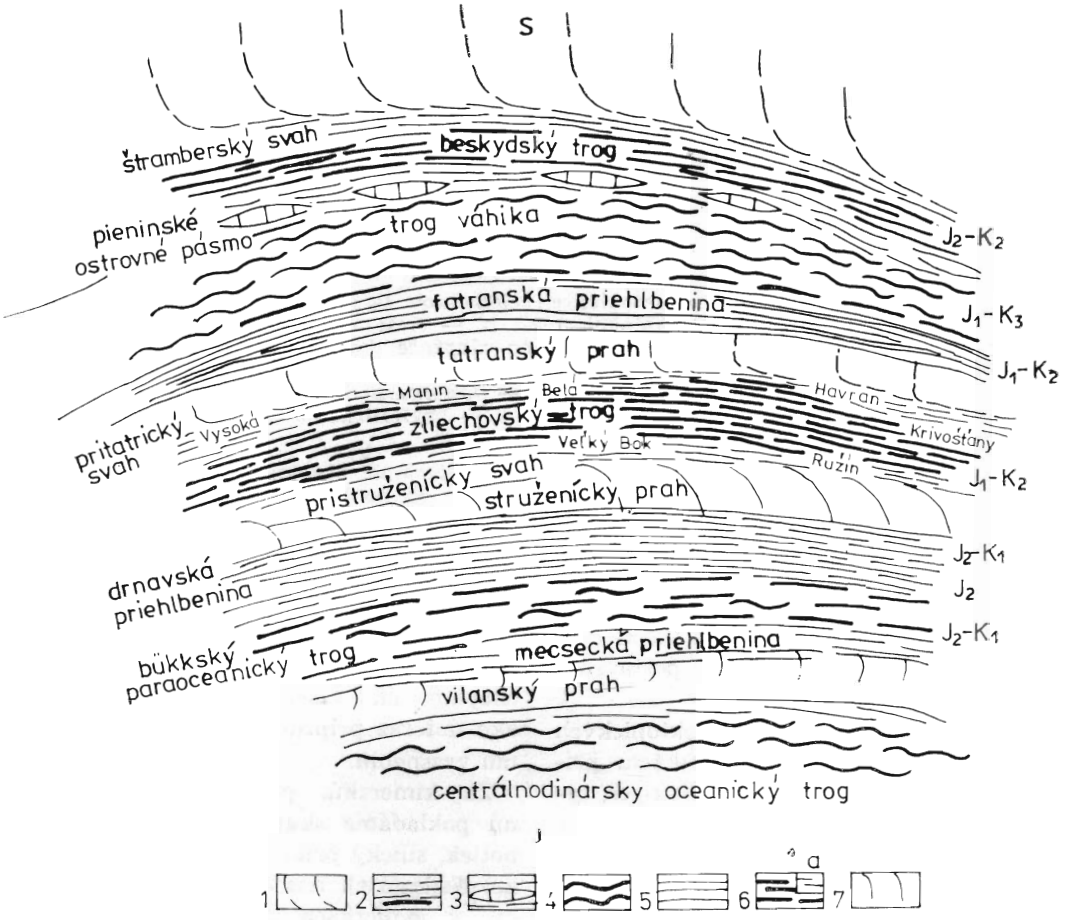
loží usmernenom už funkciou viacerých systémov zlomov. Mocný nezvrásnený flyš (stredný eocén — spodný oligocén) je prejavom omladzovania v dôsledku podkôrových pohybov. V štruktúrnom ohľade ide o prekrývanie depresií a prehybu.

ε) Vývoj vnútorných a centrálnych Západných Karpát od oligocénu na jednej strane silne ovplyvnila rejuvenizácia maďarského bloku, na druhej strane prejavy alternácie so základmi a posun s komplexnými pohybmi vo vonkajších zónach Karpát (Maheľ, 1974).

Pri pohľade na vývoj karpatskej geosynklinály (porovnaj obr. 4—9) počítame s výraznejšími zmenami paleogeografického obrazu, ale aj rozsahu paleotektonických elementov medzi triasom a jurou a medzi spodnou a strednou kriedou, ako aj so zmenami čiastkových elementov geosynklinály (Maheľ, 1978; Mišík, 1978). Dokonca sa predpokladajú presuny počas sedimentácie strednokriedového flyšu, čiže tzv. nesené sedimentačné priestory (Marschalko, 1978). Výsledkom skracovania kôry počas sedimentácie začiatkom albu je napr. priblíženie krížňanského a manínskeho sedimentačného priestoru k severnejším jednotkám (Maheľ, 1979).

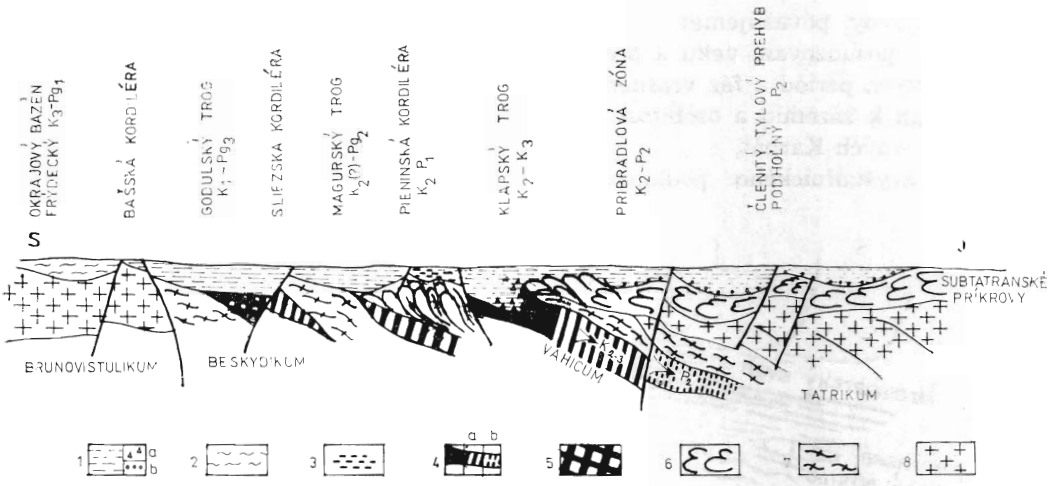
x) Zmeny v štruktúrnom modeli Západných Karpát a v prístupe k hodnoteniu stavby nie sú o nič menšie ako v paleotektonickom a vývojovom modeli (porovnaj obr. 10, 11, 12), ale zastiera ich potvrdenie, ba zvýraznenie piliera staršej koncepcie príkrovov ako hlavnej štruktúrnej formy. Lenže to je iba východisková premisa, analogická, ako je paleogeografická zonálnosť. Tie treba pokladať za súčasť základného fondu predchádzajúcich koncepcií, z ktorých musí každá nová koncepcia vychádzať a ďalej sa rozvíjať súbormi nových poznatkov aj východísk. Za také, ktoré kvalitatívne menia štruktúrny obraz a oprávňujú hovoriť o novej

koncepcii stavby, považujeme:
— zmeny v posudzovaní veku a prejavov jednotlivých období a fáz vrásnenia,
— iný vzťah k zázemiu a osobitosti stavby vnútorných Karpát,
— úlohu kryštalinického podkladu pri formovaní štruktúrneho obrazu centrálnych Karpát a pri členitosti ich príkrovovej stavby,
— komplexnejší pohľad na stavbu centrálnych Karpát,
— zásadné zmeny v štruktúrnom obraze



Obr. 7. Paleotektonická skica západokarpatskej geosynklinály v období jury a spodnej kriedy (Maheľ, 1983). 1 — okraj karpatskej geosynklinály, 2 — okrajové prehlbeniny, 3 — ostrovné pásmo, 4 — trogy s oceanickým typom kôry, 5 — bazén medzi oceanickým trogom so sprievodnými ostrovmi a intraoceanickým prahom. 6 — hlbokovodný trog na kontinentálnej kôre: a) okrajové svahy, 7 — intraoceanické prahy

Fig. 7. Palaeotectonic sketch of the West Carpathian geosyncline in the Jurassic and Early Cretaceous (Maheľ 1983). 1 — Margin of the Carpathian geosyncline, 2 — marginal depression, 3 — island zone, 4 — troughs with oceanic crust, 5 — basin between oceanic trough with accompanying islands and the intraceanic swell, 6 — deep-water trough on continental crust, a) marginal slopes, 7 — intraoceanic swells



Obr. 8. Schéma rozloženia geotektonických elementov flyšového štádia (K_3 — Pg_2) západokarpatskej geosynklinály (Maheľ, 1982). 1 — flyš: a) heterogénny s exotickým vulkanogénnym materiálom, b) bazálne zlepence (molasové štádium), 2 — paraoceanický flyš, 3 — prevažne couche-rouge, 4 — oceanická kôra; a) subdukovaná v prvom štádiu, 5 — paraoceanická kôra, 6 — subtatranské príkrovy, 7 — kryštalické podložie s bázikami („ťažší" typ kôry), 8 — kryštalické podložie s granitoidnými masami (ľahší typ kôry)

Fig. 8. Scheme showing the distribution of palaeotectonic elements of the Flysch stage (Maheľ 1983). 1 — Flysch: a) wildflysch with slump bodies, b) basal conglomerates, 2 — subflysch, 3 — couches-rouges, 4 — oceanic crust a) subducted in the Middle Cretaceous, b) during the Palaeogene, 5 — para-oceanic crust, 6 — Subtatric nappes, 7 — basement with heavy crust, 8 — basement with lighter crust

stykovej zóny centrálnych a vonkajších Karpát a v pohľade na postavenie bradlového pásma,

— výraznejšiu kategorizáciu tektonických elementov, genetickú klasifikáciu príkrovov v závislosti od rozdielnych typov skracovania kôry.

Týmito východiskami sa naša koncepcia výrazne odlišuje nielen od staršej koncepcie (Matějka — Andrusov, 1931; Andrusov, 1942, 1968), ale aj od upravenej a o nové poznatky sa opierajúcej koncepcie (Andrusov, 1975; Biely — Fusán, 1978).

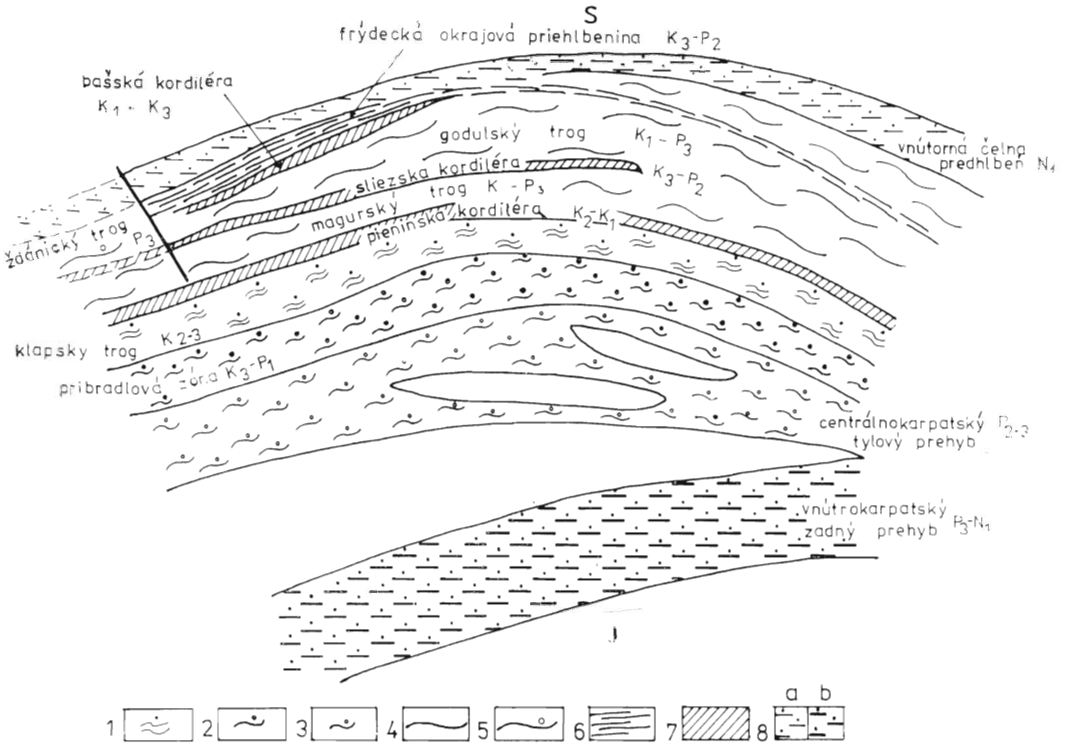
α) Popri prvoradom význame strednokriedového vrásnenia (paleoalpínskeho) v centrálnych a sčasti aj vo vnútorných Karpatoch a neoalpínskeho vo vonkajších Karpatoch osobitnú úlohu pri tvorbe štruktúrnych elementov hlavne vo vnútorných Karpatoch pripisujeme kimerskému vrásneniu. Paleoalpínske vrásnenie chápeme ako viacfázové a väčší význam ako doteraz pripisujeme aj mezoalpínskemu vrásneniu.

Za kimerskú, paleoalpínsky dotváranú pokladáme skupinu meliatskych jednotiek, silický príkrov a jednotky bukovika. Nedostatok triasových členov v oraviku, v jednotkách beskydika a jurských jednotkách (až do titónu), ale zato ich častejší podiel v olistolitoch a úlomkoch nabádajú k úvahe o kimerskom vrásnení v spodnej etáži stavby vonkajších Karpát.

Paleoalpínske vrásnenie sa začalo už v spodnej kriede a je doložené aj rádiometricky z metamorfitov (K/Ar) veporického kryštalinika (106—107 mil. r.; ba-

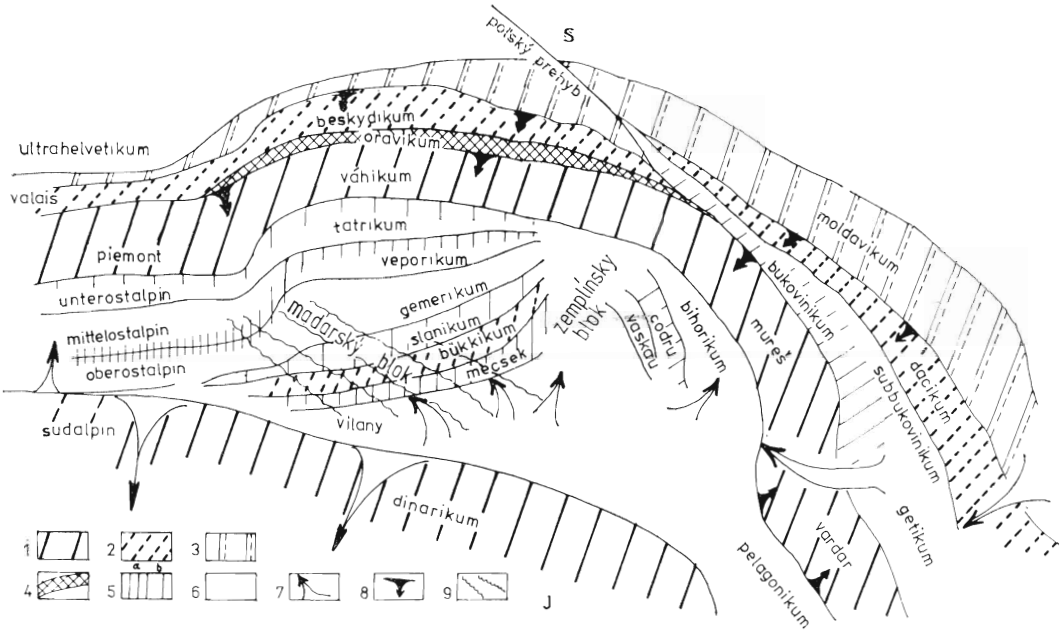
rém — hoteriv; Kantor, 1960). Významné skrátenie centrálnokarpatskej geosynklinály s prestavbou paleotektonického a paleogeografického plánu sa odohralo začiatkom albu (manínska fáza). S ním spájame aj nástup intenzívnejšej subdukcie váhika. V starších fázach paleoalpínskeho vrásnenia sa sformovali soklové príkrovy v gemeriku a veporiku a individualizovali sa pripovrchové príkrovy (spišský, chočský, krížňanský). Hlavné presuny týchto jednotiek a formovanie príkrovov v tatriku sú postcenomanské.

Mezoalpínske vrásnenie sa vyznačuje výraznou viacvariantnosťou prejavov. Spájame s ním vytvorenie klapského príkro-



Obr. 9. Paleotektonická skica flyšového štádia (Maheľ, 1983) s osobitným zdôraznením sťahovania flyšového trogu južne od pieninskej kordiléry v závislosti od postupu subdukcie oceanickej kôry váhika. 1 — hlbokovodný trog v nadloží oceanickej kôry váhika, 2 — pribradlová zóna s cyklickým rozložením flyšových fácií, 3 — centrálnokarpatský tylový prehyb s včasnými depresiami (podhalského flyšu), 4 — trogy flyšovej geosynklinály, 5 — neskorý flyš s prechodom do flyšoidu, 6 — subflyš, 7 — kordiléry, 8 — šlírové okrajové prehyby; a) čelná predhlbeň, b) zadný tylový vnútrokarpatský prehyb

Fig. 9. Palaeotectonic sketch of the flysch stage (Maheľ 1983) with special regard to the constriction of the flysch trough S of the Pieniny cordiller depending on the subduction of the Vahicum oceanic crust. 1 — Deep-water trough above the oceanic crust of the Vahicum, 2 — Peri-klippen zone with cyclic distribution of flysch facies, 3 — Central Carpathian hinterland basin with early depressions (Podhale flysch), 4 — troughs of the flysch geosyncline, 5 — late flysch passing into flyschoid sequence, 6 — subflysch, 7 — cordilleras, 8 — marginal schlier depressions: a) foredeep, b) Inner Carpathian back-deep



Obr. 10. Paleotektonická skica Karpát a priľahlých oblastí v období kriedy (Maheľ, 1983). 1 — trogy s oceanickým typom kôry, 2 — trogy s paraoceanickým typom kôry, 3 — flyšové trogy na kontinentálnej kôre, 4 — členitý ostrovný intraoceanický oblúk, 5 — trogy s tenšou kontinentálnou kôrou, a) priehlbeniny, resp. krátkodobé trogy na kontinentálnej kôre, 6 — intraoceanické prahy, 7 — smer kompresie, 8 — smer subdukcie krýh oceanickej a paraoceanickej kôry, 9 — oblasť slabšieho postihu alpínskych kompresií — maďarský blok

Fig. 10. Paleotectonic sketch of West Carpathians and adjacted areas (Cretaceous — Palaeogene) (Maheľ 1983). 1 — Troughs with oceanic crust, 2 — troughs with paraoceanic crust, 3 — flysch troughs on continental crust, 4 — non-uniform intraoceanic island arc, 5 — troughs with thinner continental crust; a) depressions or short-lived troughs on continental crust, 6 — intraoceanic swells, 7 — direction of compression, direction of subduction of the blocks with oceanic and para-oceanic crust types, 9 — Hungarian block, area of weaker Alpine compression

vu, presuny v oraviku a dosúvanie čelových častí tatrika a subtatranských príkrovov, ale najmä osamostatnenie manínskeho príkrovu od krížňanského kmeňového príkrovu, jeho presunutie do bradlového pásma, ale aj dotvorenie štruktúrneho plánu so synklinóriami vejárovitej stavby vo vnútorných a centránych Karpatoch a výraznejšie ovplyvnenie sedimentácie vo flyšovej geosynklinále, späté s prestavbou paleogeografického plánu.

β) Zámena predstavy o južných zónach Západných Karpát ako slabo zvrásnenom zázemí Karpát s postupným prechodom do stredného masívu (Matějka — Andrusov, 1931; Andrusov, 1968) za jedno z troch geotektonických pásiem — vnútorné Karpaty (Maheľ, 1975; Mock, 1978) — patrí medzi najdôležitejšie zásady do štruktúrneho modelu. Také vyčlenenie plne oprávňuje:

— svojský tafrogeosynklinálny typ triasu (založený na iba slabo hercýnsky stabilizovanom podklade),
— už kimerské intenzívnejšie vrásnenie,

— osobitný panónsky oligocén a spodný miocén, ktorý predstavuje prehyb v severnej časti vnútorných Karpát a vnútorný pendant čelovej priehlbne.

Prítomnosť šupín metamorfovaného mezozoika meliatskej jednotky, v čelnej časti navyše s prejavmi vysokotlakovej a nízkotermálnej metamorfózy (glaukofanity; Reichwalder, 1982), je svedectvom o osobitostiach vývoja a stavby rovnako ako prevrásnenie meliatskej jednotky s nemetamorfovanými komplexmi silického príkrovu.

γ) Predmezozoické komplexy sa v starších koncepciách chápali ako pasívne súčasti mezozoických jednotiek. Preukázanie príkrovovej pozície niektorých častí kryštalinika, hlavne veporického (Klinec, 1965), viedlo k vyčleneniu samostatných soklových príkrovov — kraklovského a kráľovohoľského. Pod vplyvom globálnej tektoniky sa konštatuje aj prítomnosť hercýnskych príkrovov, hlavne v gemeriku (Grecula — Varga, 1979). V našej koncepcii sa na kryštalický podklad dívame pod zorným uhlom typu kôry, jej členitosti na „ťažšie" a „ľahšie" zóny, ako na usmerňovateľa nielen vývoja geosynklinály, ale aj tvorby štruktúrnych elementov. Nový prístup, opretý o typ kôry, vedie nás k záveru o inom rozsahu jednotiek. Kraklovský príkrov v našom poňatí zahŕňa bývalú ľubietovskú a kraklovskú zónu, ale aj severný okraj kohútskej zóny — sériu muránskych žulorúl; kráľovohoľský príkrov zahŕňa kráľovohoľské pásmo a málinecké subpásmo kohútskej zóny (J. Kamenický in Maheľ et al., 1967) — komplex rúl, migmatitov a granitoidov. Osobitnou je najjužnejšia, rimavická jednotka, vystužená mladšími mladohercýnsko-alpínskymi telesami granitov.

Z toho aspektu aj v gemeriku rozlišujeme tri soklové jednotky: črmeľskú, mlynskú (s ťažkým typom kôry) a volovskú (s mladopaleozoicko-mezozoickým granitoidným masívom v jadre; obr. 11).

Aj v tatriku nám prichdí vyčleniť skupinu vonkajších príkrovových šupín s „ťažším" typom kôry a vnútornejšiu s granitoidnými masívmi.

Nový pohľad na genetickú väzbu medzi typom kryštalinického podkladu a paleotektonickým typom mezozoika vedie aj k predstave o užšej štruktúrnej väzbe pripovrchových príkrovov so soklovými jednotkami (obr. 11). Krížňanský príkrov je vzácnou ukážkou prepájania prikoreňových častí krížňanského príkrovu s čelovou časťou kraklovského a sčasti aj kráľovohoľského príkrovu (Maheľ, 1963; Plašienka, 1983). Besnícky príkrov (prikoreňová časť spišského príkrovu) je previazaný s mlynským šupinovým pásmom (Maheľ, 1983a). Takýto prístup nás vedie k hľadaniu väzby koreňov chočského príkrovu s črmeľskou šupinou v severnej časti gemerika.

θ) Komplexnejší pohľad na štruktúrny plán sa odráža v ocenení významu synklinórií a zlomov predneogénneho založenia.

Synklinóriá nechápeme ako neoalpínske naložené štruktúry, ale ako súčasť kriedovej stavby, hlavne jej vrchnej etáže. Ich zoradenie do oblúka vo veporiku a gemeriku zachycuje štádium predpaleogénnej formy Západných Karpát, ale poukazuje aj na vlnový pohyb pri skracovaní kôry (Maheľ, 1983).

Zlomy chápeme ako sprievodné elementy a v staršom štruktúrnom pláne (Maheľ, 1969) aj ako cesty pohybu a rotácie blokov hlavne pri utváraní oblúkovitej stavby.

ε) Zásadné zmeny v koncepcii stykovej zóny centrálnych vonkajších Karpát súvisia s vyčlenením váhika, zóny s oceanickým typom kôry, aj keď zväčša subdukovanej so zvyškami v podloží príkrovov tatrika (Maheľ, 1981). Preukazuje ho nezvyčajne veľké skrátenie na rozhraní centrálnych a vonkajších Karpát, nakopenie

S
SLOVENSKÝ KRAS
VOLOVSKÉ VR
choćský pr
besnícky pr
meliatska j
silický pr
volovecká j
spišský pr
ermelská
kráľovohoľský pr
kráľovský pr
N.TATRY
choćský pr
kriżňanský pr
kráľovohoľský pr
kráľovský pr
tubenícka l.
silický pr
meliatska j
rimavická j
muránska l.
muran.pr
kráľovský pr
čertovická l.
STRÁŽOVSKÉ VR
strážovský pr
strážovská
TRIBEČ
klapský
magurský pr
V.TATRY
kriżňanský pr
biela orpat
dielový pr
bystrický pr
pradiansky d.p
tratiansky d.p
šuplny
goduľský prikrov
šliezský prikrov
tešínsky pr
váhikum
beskydikum
český masív
podšliezsky prikrov

viacerých jednotiek budovaných kriedou a paleogénom odlišného vývoja, účasť hornín novotvorenej kôry magmatitov širokej petrografickej škály (Šímová, 1982) a glaukofanických hornín v obliakovom materiáli strednokriedových a vrchnokriedových zlepencov.

Ďalšou závažnou zmenou v novej koncepcii je vyčlenenie klapského príkrovu z rámca pieninských jednotiek — oravika a jeho zaradenie ako pripovrchového príkrovu váhika, a to podľa výrazných odlišností v stavbe. Kým pieninské elementy majú prevažne neflyšové strednokriedové a vrchnokriedové členy, klapský príkrov buduje hlbokovodný flyš veľkej hrúbky, kumulovaný do cyklov a s chaotickými sklzovými telesami (Marschalko, 1978). Odlišný je aj štruktúrny charakter klapského príkrovu s náznakmi vejárovitej stavby (Marschalko — Kysela, 1978).

Aj preradenie manínskeho príkrovu z okrajovej zóny pieninika do krížňanského príkrovu znamená zásadnú zmenu nielen vo vývojovom, ale aj štruktúrnom modeli (Maheľ, 1967, 1978).

Uvedené zmeny vrhajú iné svetlo aj na štruktúrne postavenie pieninských bradiel. Nie sú to súvislé, viac-menej rozbité príkrovy, ale súbor súvislejších paleotektonických elementov rozmiestnených vo forme tektonickej melanže bez nadväznosti v hĺbke na zázemie.

Jednotky flyšového pásma nepokladáme za bezkoreňové príkrovy, ale za pripovrchové elementy beskydika (Maheľ, 1982).

◀

Obr. 11. Geologické profily Západných Karpát (schematizované; Maheľ, 1983). 1—4 — predalpínsky podklad: 1 — vyššie metamorfované, prevažne proterozoické komplexy, 2 — staropaleozoické, prevažne slabometamorfované komplexy, a) s hojnejšími bázikami, 3 — mocnejšie mladopadeozoické komplexy, 4 — granitoidné, prevažne hercýnske telesá, 5 — paleoalpínske, sčasti mladopaleozoické granity, 6 — mezozoický obal, a) metamorfovaný, b) s prejavmi vysokotlakovej metamorfózy, 7—12 — paleoalpínske, prevažne príkrovové jednotky, 7 — silický príkrov, 8 — spišský príkrov, a) prikoreňová časť včítane mladšieho paleozoika, 9 — chočský príkrov (vrásovostržný), a) podstavcová časť, 10 — krížňanský vrásový príkrov, a) prikoreňová metamorfovaná časť, 11 — paleo-mezoalpínsky manínsky príkrov, 12 — váhikum prekryté, a) mezoalpínsky klapský príkrov, 13 — mezoalpínska etáž pribradlovej zóny, 14 — centrálnokarpatský neskorotektonický paleogénny flyš, 15 — oravikum paleo-mezoalpínske elementy, a) mezoalpínsky bradlový obal, 16—18 — neoalpínske príkrovy, 16 — magurský, zväčša zakotvený príkrov, a) alochtónna časť, b) v čele nahrnuté šupiny, 17 — godulský príkrov, a) čelové šupiny čiastkového těšínskeho príkrovu, 18 — podsliezsky príkrov, sčasti rozvalcovaný, 19—21 — karpatské predpolie, 19 — predmezozoický podklad, a) alpínsky prepracovaný, 20 — mezozoický obal, 21 — neogénny obal (predhlbeň)

Fig. 11. Geological sections across the West Carpathians (schematized) (Maheľ 1983). 1—4 — Pre-alpine basement: 1 — higher-grade metamorphics, predominantly of Proterozoic age, 2 — Lower Palaeozoic lowgrade (metamorphics, a) with abundant basites, 3 — thick Upper Palaeozoic complexes, 4 — granitoid bodies, mainly Hercynian, 5 — Palaeo-alpine, partly Upper Palaeozoic granites, 6 — Mesozoic mantle, a) metamorphosed, b) affected by HP metamorphism, 7—12 — Palaeo-alpine, dominantly nappe units, 7 — Silica nappe, 8 — Spiš nappe, a) root part (metamorphosed, including Upper Palaeozoic), 9 — Choč (fold-overthrust) nappe, a) basement, 10 — Krížna fold nappe, a) metamorphosed root part, 11 — Palaeo-Meso-alpine Manín nappe, 12 — covered Vahicum, a) Meso-alpine-Klape nappe, 13 — Meso-alpine stage of the Peri-klippen zone, 14 — Central Carpathian late-tectonic Palaeogene flysch, 15 — Oravicum: Palaeo-Meso-alpine elements, a) Meso-alpine klippe envelope, 16—18 — Neo-alpine nappes: 16 — Magura, for the most part rooted nappe, a) allochthonous part, b) slices cumulated in the front, 17 — Silesian (Godula) nappe, a) frontal slices of the subsiliary Těšín nappe, 18 — Subsilesian nappe, partly rolled-out, 19—21 — Carpathian foreland: 19 — pre-Mesozoic basement, a) reworked during Alpine orogeny, 20 — Mesozoic envelope, 21 — Neogene mantle (foredeep)

Jeho kryštalický podklad, bez rozsiahlejších granitoidných telies s triasovo-jurským obalom, najpravdepodobnejšie vytvára podložie magurského príkrovu východne od lednickej línie (obr. 10).*

Vyčlenenie váhika dáva zmysel takým fenoménom, ako je:

— postupnosť zakladania flyšových trogov ako odraz kolapsu v kôre (v slede klapský trog — pribradlová zóna — tylový prehyb centrálnokarpatského flyšu),
— tektonickej melanži bradlového pásma ako čelného prívesku zóny intenzívneho skrátenia kôry,
— „pasivita" príkrovových šupín tatrika, pod ktoré sa subdukcia oceanickej kôry odohrala.

Pokrok v poznatkoch, prirodzene, prináša aj vyčlenenie nových štruktúrnych elementov, ich rozčlenenie na elementy nižšieho radu. Príkladom je vyčlenenie nových jednotiek v rámci krížňanského aj chočského príkrovu, ale aj tatrika. Hlavný prínos vidíme v ujasnení si kategorizácie štruktúrnych elementov. Táto otázka je osobitne aktuálna pri kmeňových aj dielových príkrovoch. Riešením vzťahov medzi polyfaciálnosťou a polyštruktúrnosťou príkrovov, ale aj rozčlenením typov tektonických štýlov (hlavne primárnych a sekundárnych; Maheľ, 1983) naša koncepcia znamená kvalitatívny skok, zámenu morfoštruktúrneho pohľadu na tektonické elementy za genetický so snahou vyjasňovať kinematické aj dynamické podmienky ich vzniku. Vychodí to z bližšieho poznania tektonických štýlov základných jednotiek, rozdielov v type príkrovov, ich členení na soklové aktívne a pasívne príkrovy, pripovrchové vrásové a vrásovostrižné príkrovy a tektonické melanže.**

Nie menší význam má rozlíšenie štruktúrnych deformácií, a tým aj skracovania kryštalického podkladu na typy:

— gemerický, s regionálnou strižnou klížou (s_2),
— veporický, s regionálnejším rozsahom procesov retrometamorfných a preteplenia, selektívnou zónovou bridličnatosťou. Ide o hlbinný charakter skrátenia s výraznými metamorfnými účinkami aj v sprievodnom obalovom mezozoiku (aj koreňov vytlačených príkrovov),
— tatrický, so zónami mylonitov bez látkovej prepracovanosti podstatnej časti kryštalinika a s výraznejšími presunmi na rozhraní odlišných typov kôry.

Kvalitatívny prínos novej koncepcie a nástup novej etapy pri chápaní geologickej stavby vidíme v tom, že príkrovy nechápeme iba ako jeden, i keď veľmi výrazný, prejav skrátenia kôry. A štruktúrny plán Západných Karpát je ukážkou niekoľkých typov skrátenia:

— oceanickej kôry váhika so sprievodnou melanžou oravika v čelnej časti a s pasívnymi príkrovovými šupinami v zázemí (v tatriku),
— paraoceanickej kôry flyšovej geosynklinály s pasívnymi pripovrchovými príkrovmi a s jazvovým príkrovom s ve-

---

* Zakorenenie príkrovu signalizujú aj výskyty neovulkanitov pri Luhačoviciach a severne od Pienin.

** Pripovrchové, vrásové a vrásovostrižné príkrovy sa vytvorili vytlačením zo žľabov, resp. trogov so stenčenou kontinentálnou kôrou. Pri viacetapovom skracovaní podložia sa v príkrovových masách preskupili horninové komplexy a nakopili mladšie členy v čelových častiach.

Soklové príkrovy sa sformovali v predmezozoickom podloží, zväčša v kryštaliniku, a to v dôsledku podsunov „ťažšej" kôry pod zóny „ľahšej" kôry s väčšími granitoidnými telesami.

Pasívne príkrovy sa sformovali v kryštalickom sokli, ale aj v mladšom pokryve podsunom oceanickej, resp. suboceanickej kôry. Presun príkrovov nesprevádzalo vnútorné preskupovanie materiálu, a preto je jeho prevrásnenie minimálne. V čelových častiach (v príkrovoch flyšového pásma) je častejšie nakopenie šupín s prevahou starších členov; mladšie členy sú zväčša v tylovej časti príkrovu.

járom v tylovej časti (magurský príkrov),
— členitej oceanickej — paraoceanickej a kontinentálnej tafrogeosynklinály vnútorných Karpát s intímnou kombináciou príkrovových šupín metamorfovaného mezozoika s pripovrchovým príkrovom (meliatska jednotka a silický príkrov),
— intrasialické skrátenie kontinentálnej kôry členenej na viaceré pásma „ľahšej" kôry s granitoidmi vyvrásnenými na jazykové soklové príkrovy (kráľovohoľský) a pásma „ťažšej" kôry s bázikami, intenzívne stlačené na soklové jednotky (kraklovský) nadväzujúce na rozsiahle vrásové pripovrchové príkrovy (krížňanský), resp. vrásovostrižné (chočský),
— pásma novotvorených granitoidov formy prevrátených antiklinál — zázemie príkrovových jednotiek (volovská jednotka).

V koncepcii V. Uhliga (1903, 1907) sú tektonické jednotky a napokon aj príkrovy jej základnou náplňou. Koncepcia stavby Karpát spracovaná pri príležitosti prvých troch zjazdov Karpatsko-balkánskej asociácie (Matějka — Andrusov, 1931) a v jej zlepšenej podobe (Andrusov, 1963, 1975) popri príkrovoch ako základnej štruktúrnej forme kladie dôraz na vystihnutie historického sledu formovania stavby. V tom je jej základný prínos. Naša nová koncepcia okrem toho, že rozširuje počet tektonických jednotiek, výrazne prehlbuje historickosť procesov formovania jednotiek, ale jej základý prínos je:
— v kompletnejšom prístupe k hodnoteniu príkrovov ako jednej, aj keď veľmi výraznej, formy skrátenia kôry, ale príkrovov viacerých genetických typov,
— vo zvýraznení väzby medzi pripovrchovými príkrovmi, soklovými príkrovmi a typom kôry,
— v sledovaní odrazu a vplyvu jednotlivých typov skracovania kôry na ďalší vývoj geosynklinály,
— v prechode od štruktúrnoopisného prístupu ku genetickému, od determického postoja k vyjasňovaniu kinematickej a dynamickej stránky vzniku, čiže k presnejšiemu stanovovaniu fyzikálnej podstaty štruktúrnych prvkov.

Napokon prichodí zdôrazniť, že pri novom paleotektonickom a štruktúrnom modeli a pri vyzdvihnutí osobitostí vývoja a stavby Západných Karpát sa vzťahy k susedným segmentom alpíd ukazujú v jasnejšej forme.

Tým, že príkrovy pokladáme za najdôležitejšie štruktúrne elementy Západných Karpát (rovnako aj celých alpíd), nadväzujeme na predchádzajúce príkrovové koncepcie, pri ktorých sa fyzikálny základ hľadal v kompresných translačných pohyboch. Krížňanský príkrov v Západných Karpatoch (jeden z najtypickejších vrásových príkrovov v európskych alpidách) prekladaním čelnej časti naznačuje vznik v troch etapách vlnovým pohybom. Aj synklinóriá, v centrálnych a vnútorných Karpatoch syngenetické s presunom príkrovov, hovoria v prospech takého typu pohybov. Nejde nám o modernosť či dokonca módnosť (v ostatnom čase pod vplyvom globálnej tektoniky sú vlnové pohyby objektom pozornosti geológov), ale o to, že vyjadrujú viacrozmernosť a úzku nadväznosť horizontálnej a vertikálnej zložky. A to je pri našej koncepcii, ktorej základom je členitosť kôry — a to aj kontinentálnej — na zóny rozličnej hustoty: zóny s väčšími (ľahšími) granitoidmi a zóny s (ťažšími) telesami bázik (Maheľ, 1981), osobitne dôležité. Táto heterogénnosť kôry sa uplatňuje pri vlnovej dĺžke a v dôsledku účinku rozdielnej gravitácie v jednotlivých zónach pri výške vĺn.

Ale nemožno pustiť zo zreteľa časový rozmer pohybov, ich postavenie v orogénnom systéme a s tým súvisiace zmeny ich

intenzity, ale ani zmeny v členitosti a stabilizácii kôry v priebehu historického vývoja. To všetko vplýva na rozdiely v pomere vertikálnej a horizontálnej zložky vlnového pohybu. V obdobiach intenzívnej kompresie počas fáz vrásnenia, navyše pri silne členitej kôre, sa uplatňujú rýchlo prebiehajúce vlny; prejavy horizontálnej zložky sú výraznejšie, vznikajú príkrovy aj vrásové štruktúry. Vertikálna zložka pohybov sa prejavuje aj vznikom disjunktívnych porúch, hlavne posunového charakteru včítane sigmoidálnych ohybov, napr. pri východnom styku veporika a gemerika (Maheľ, 1975, 1981), a pri vzniku priečnych zlomov, ktoré sú súčasťou paleoalpínskych štruktúrnych plánov. Lenže aj podsúvanie zón vyššej hustoty kôry pod zóny s „ľahšou" kôrou, a tým vytváranie zdvojenia kôry treba spájať s uplatňovaním vertikálnej zložky pri vlnovom pohybe umocnenom účinkom gravitácie.

S postupnou konsolidáciou kôry, keď prevahu nadobúdajú pomalé veľkovlnové formy pohybu, sa výraznejšie uplatňujú vertikálne poruchy. Ale ani pri nich nemožno strácať zo zreteľa horizontálnu zložku pripovrchových, ale aj podkôrových pohybov. Medzi druhé treba rátať aj tie, čo sú sprevádzané diapírmi, ktoré sa vo vnútorných centrálnych Karpatoch zúčastňovali na postupnom vytváraní kotlín aj neovulkanitov.

Zdôrazňujeme, že naša koncepcia vývoja a stavby Západných Karpát na rozdiel od starších nevidí zlomové poruchy oddelené od vrásových. Ich vzájomný vzťah a pomer, menlivý v prestore a čase, chápeme ako výsledok globálnych činiteľov, akým je vrásnenie, ale aj činiteľov usmerňujúcich osobitosti jednotlivých segmentov alpíd. A takým je v prvom rade členitosť kôry, ale aj rozloženie maďarského bloku, dlhšie stabilizovaného v tylovej časti západokarpatského segmentu. Ten totiž počas terciéru mal dôležitú úlohu pri priebehu podkôrových vĺn ako odrazový „múr" rejuvenizácie vnútornejších oblastí Karpát.

Recenzoval Z. Roth

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západných Karpatech. III. Tektonika. *Rozpr. Ústř. úst. geol., 9, 135 s.*

Andrusov, D. 1943: Geológia a nerastné suroviny Slovenska. *Slov. vlastiveda 1, Bratislava, s. 1—79.*

Andrusov, D. 1959: Geológia československých Karpát. Zv. 2. *Bratislava, Vyd. SAV. 376 s.*

Andrusov, D. 1975: Aperçu général sur la géologie des Carpathes occidentales. *Bull. Soc. géol. France (7), 7, pp. 1029—1062.*

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava, SAV. 88 S.*

Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. *In: Congres Carpathian-Balcan Association. Bratislava, GÚDŠ, pp. 1—47.*

Bajaník, Š. — Reichwalder, P. 1979: Outline of the paleotectonic development of the Gemeric and its relation to adjacent tectonic units. *In: M. Maheľ — P. Reichwalder: Czechoslovak geology and global tectonics. Bratislava, Vda, V, SAV, Bratislava, pp. 141—154.*

Bajaník, Š. — Hovorka, D. — Miko, O. — Vozár, J. 1981: Predterciérny vulkanizmus Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, s. 27—40.*

Balogh, K. 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk-gebirges. *Magy. áll. földt. Intéz. Évk., 48, 2, S. 555—705.*

Began, A. — Salaj, J. 1978: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. *In: Paleogeogr. vývoj Z. Karpát. Bratislava, GÚDŠ, s. 161—174.*

Beer, M. A. 1983: Karpaty a Dinaridy v mezozoiku. *Moskva, Akad. nauk SSSR, Geotektonika, s. 58—70.*

Biely, A. 1963: Beitrag zur Kentniss des inneren Baues der Choč-Einheit. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 28, S. 69—78.*

Biely, A. — Fusán, O. 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 42, S. 51—64.*

Biely, A. — Fusán, O. 1978: Očerk alpijskogo etapa tektoničeskogo razvitija Zapadnych Karpat. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 69, s. 69.*

Birkenmajer, K. 1965: Outlines of Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Rocz. Pol. Tow. geol., 35, pp. 401.*

Birkenmajer, K. 1976: The Carpathian orogen and plate tectonics. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Scz., A-21, 101, pp. 43—53.*

Bleahu, M. 1976: Structural position of the Apuseni mountains in the Alpine System. *Rev. roum. Géol., Géogr., Géol., 20, pp. 1—19.*

Bystrický, J. 1972: Facies-verteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. *Mitt. Gessell. Geol. Berrgb. (Insbruck), 21 Bd, S. 289—310.*

Bystrický, J. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. *In: Quide to Excursion. D. X. Congr. of KBGA. Bratislava, Geol. Inst. D. Štúr. 137 p. Supplement. 21 p.*

Debelmas, J. — Oberhauser, R. — Sandulescu, M. — Trümpy, R. 1980: L'arc alpino-carpathiane in Auboin et al.: Géologie des chaines alpine issues de la Tethys. *Mémoire Bur. Rech. Geol., Min. 115, Paris, pp. 86—96.*

Eliaš, M. 1979: Notes on the paleogeographic and paleotectonic development of the flysch Carpathians. *In: M. Maheľ — P. Reichwalder: Czechoslovak geology and global tectonics. Bratislava, Veda, VSAV, pp. 115—140.*

Fusán, O et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Zbor. geol. vied, rad ZK, 15. 1—173 s.*

Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, J. 1979: Neotectonic Blocks of the West Carpathians. *In: Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Bratislava, Veda, VSAV, pp. 187—192.*

Grecula, P. — Roth, Z. 1978: Kinematický model Západních Karpat v souborném řezu. *Sb. geol. věd, ř. G, 32, s. 49—73.*

Grecula, P. — Varga, I. 1979: Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along a geotraverse. *Mineralia slov., 11, pp. 289—297.*

Hesse, R. — Butt, A. 1976: Paleobathymetry of cretaceous turbidite basins of the East Alps, relative to the calcite compensation level. *Geol. (Chicago), 84, 5, pp. 505—533.*

Horváth, F. — Vörös, A. 1980: Plate tectonics of the Western Carpatho-pannonian region. *In: Permian of the West Carpathians. Bratislava, GÚDŠ, pp. 73—88.*

Hovorka, D. 1983: Ultramafické horniny Západných Karpát, ich genéza a potenciálne nerastné suroviny. [Doktorská dizertačná práca.] *(V tlači.)*

Kamenický, J. 1967: In: M. Maheľ et al.: Regionální geologie ČSR II. Karpaty. Sv. 1, *Praha, Ústř. úst. geol., s. 50—58.*

Kamenický, J. 1982: Vývoj a podmienky metamorfózy v severozápadnej časti Veporského rudohoria. *In: Metamorfné procesy v Západných Karpatoch. Konferencie a sympóziá. Bratislava, GÚDŠ, s. 23—38.*

Kantor, J. 1960: The Cretaceous orogenetic processes in the light of geochronological research of the crystalline schists of the Kohút Zone. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 19, pp. 5—26.*

Kantor, J. — Rybár, M. 1978: Rádiometrické datovanie vybraných formácií Západných Karpát $^{40}A/^{40}K$ veky eruptív z upohlavských zlepencov bradlového pásma (I). *Manuskript — GÚDŠ Bratislava.*

Kantor, J. — Rybár, M. 1979: Radiometric ages and polyphysic character of Gemeride granites. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 4, 30, pp. 433—448.*

Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Západné Karpaty, 6.*

Klinec, A. 1971: Hlavné tektonické elementy východných veporíd. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 37, s. 105—109.*

Kozur, H. — Mock, R. 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 24, 2, S. 365—374.*

Kubíny, D. 1969: Hlbinné zlomy Západných Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 47, s. 45—50.*

Lešku, B. — Varga, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathians structure and their significance. *Mineralia slov., 12, pp. 97—130.*

Maheľ, M. 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. *Geol. zbor. SAV, 4, 1—2.*

Maheľ, M. 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 48, 200 s.*

Maheľ, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 51, s. 5—52.*

Maheľ, M. 1960: Neue Gliederung u. erdgeschichtliche Entwicklung des zentral-karpatischen Mezozoikums. *Ann. Inst. geoal. hungr. 49, 1.*

Maheľ, M. 1961: Tektonik der Zentralen Westkarpaten. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 60, S. 11—50.*

Maheľ, M. 1961a: Nové poznatky z niektorých „kľúčových" území v Strážovskej hornatine. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 21.*

Maheľ, M. 1964: Severogemeridné a hronské synklinórium v Centrálnych Karpatoch.

Čas. mineral. geol. (Praha), 9.

Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Sv. II. Západní Karpaty, Sv. 1. *Praha, Ústř. ,st. geol. v Academii, V ČSAV. 486 s.*

Maheľ, M. 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. *Geol. práce, Spr. 47 (Bratislava), 47, s. 7—29.*

Maheľ, M. 1971: K zlomovej tekonike Západných Karpát vnútorných. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 57, s. 161—173.*

Maheľ, M. 1973: Tectonic map of the Carpathian Balcan mountain system and adjacent areas. *Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, UNESCO, Kartografia Praha.*

Maheľ, M. et al. 1974: Tectonics of the Carpathian-Balcan System. Explanation of the Tectonic map Carpathian-Balcan mountain system and adjacent areas 1 : 1 000 000. *Bratislava, 453 p.*

Maheľ, M. 1975: Postavenie gemerika. *Mineralia slov., 7, 3, s. 33—52.*

Maheľ, M. 1975: Rozlomnaja tektonika Zapadnych Karpat. *In: Proceedings of the Xth Congress CBGA. Sec. III. Tectonic, Bratislava, GÚDŠ.*

Maheľ, M. 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. *Západné Karpaty, Geol. (Bratislava), 4, 165 p.*

Maheľ, M. 1978a: Manin tectonic unit; relation in the Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 29/2, pp. 197—214.*

Maheľ, M. 1979: Fatric and not Šipruň, a new view onto the tectonic subdivision and structure of the Tatrides. *Mineralia slov., 11, pp. 263—278.*

Maheľ, M. 1979: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. *Mineralia slov., 11, s. 1—20.*

Maheľ, M. — Reichwalder, P. edit. 1979: Czechoslovak geology and global tectonics. *Bratislava, Veda, VSAV. 285 p.*

Maheľ, M. 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Mineralia slov., 12, s. 193—207.*

Maheľ, M. 1980a: Heterogenity of crust and further fundamental factors of particularity of development and structure of the West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 31, 4, pp. 397—406.*

Maheľ, M. 1981: Island character of Klippen Belt-vahicum, continuation of southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 32/3, pp. 293—305.*

Maheľ, M. 1981b: Magmatity — ukazovateľ typu kôry v paleozoiku Západných Karpát. *In: Zbor. referátov z konf. Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava, s. 10—19.*

Maheľ, M. 1981c: Heritage and its bearers in geological development of the Alpides. *Geol. zbor. Geologica carpath., (Bratislava), 32, 2, pp. 163—172.*

Maheľ, M. 1982: Types of nappes in West Carpathians — their genesis. *In: Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir Orogene Zone, Bratislava, Slov. Acad. of Sciences, pp. 9—42.*

Maheľ, M. 1982a: Príkrovy a členitosť kôry v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 14, s. 1—40.*

Maheľ, M. 1982b: Geologická mapa Strážovských vrchov 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Maheľ, M. 1983: Beziehung Westkarpaten — Ostalpen, Position des Übergangsabschnittes — Deviner Karpaten. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 34, 2, S. 131—149.*

Maheľ, M. 1983a: Severogemerická synklinála a besnícky príkrov — príklady nadväznosti pripovrchových a hlbinných štruktúrnych elementov. *Mineralia slov., 15, s. 1—22.*

Maheľ, M. 1983b: Krížňanský príkrov, príklad polysériovej a polyštruktúrnej jednotky. *Mineralia slov., 5.*

Marschalko, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepencov bradlového pásma a priľahlých tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). *Náuka o Zemi, Geol. 10, s. 1—143.*

Marschalko, R. — Kysela, J. 1978: Geológia a tektonika pieninského bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. *In: Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, s. 41—58.*

Marschalko, R. 1979: Cretaceous Flysch of the Pieninian Klippen Belt and the Decay of the Crust in the Tatride Foreland. *In: Geodynamic Investigations in Czechoslovakia Bratislava, Slovak Acad. of Sciences, pp. 243—252.*

Máška, M. — Zoubek, V. et al. 1961: Tectonic Development of Czechoslovakia. Collected Papers and the Tectonic Map 1 : 1 000 000. *Praha, ČSAV. 245 p.*

Matějka, A. — Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie C. et des régions avoisinantes. *Knih. Úst. úst. geol., 13A, pp. 19—163.*

Mišík, M. 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma. *In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, s. 147—160.*

Mišík, M. 1979: Pienidy Klippen Belt and the global tectonics model. *In: Czechoslovak geology and Global tectonics, Bratislava, Veda, VSAV, pp. 78—89.*

Mišík, M. — Mock, R. — Sýkora, M. 1977: Die Trias der Klippen zone der Karpaten. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 28, S. 27—69.*

Mock, R. 1978: Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathins. *In: Vozár, J. (ed.): Paleogeographical evolution of the West Carpathians. Bratislava, D. Štúr geol. Inst., pp. 321—341.*

Oberhauser, R. 1968: Beitrage zur Kenntnis der Tektonik in der Paläogeographie während der Oberkreide und des Paläogene im Ostalpenraum. *Jb. Geol. Bundecanst. B-A (Wien), Bd. 111, S. 115—145.*

Plašienka, D. 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — GÚSAV Bratislava. 138 s.*

Plašienka, D. 1983: Geologická stavba tuhárskeho mezozoika. *Mineralia slov., 15, s. 49—58.*

Prey, S. 1978: Rekonstruktionsversuch der alpidischen entwicklung der Ostalpen. *Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien), 69, S. 1—25.*

Reichwalder, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika JV časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Zbor. geol. vied, rad ZK, 18, s. 99—141.*

Reichwalder, P. 1982: Structural characteristic of root zone of some nappes in innermost parts of West Carpathians. Alpine structural elements: Carpathian-Balcan-Caucasus-Pamir orogene zone. *Bratislava, Veda, VSAV, pp. 43—56.*

Roth, Z. 1969: Notes of the basic division of the Inner Carpathians (Czechoslovakia) and of the tectonic termination of large nappe systems. *Věst. Ústř. úst. geol., 46.*

Roth, Z. 1977: Structure of the North European Platform below the Carpathian Foedeep and the Carpathians in the ČSSR. *Věst. Ústř. úst. geol., 52, 3, pp. 129—135.*

Roth, Z. 1980: Západní Karpaty — terciérní struktúra střední Evropy. *Praha. Ústř. úst. geol. 128 s.*

Rozložník, L. 1979: Alpine metallogenesis in the West Carpathians and global tectonics. *In: Czechoslovak geologie and global tectonics. Bratislava, Veda, VSAV, pp. 235—244.*

Sandulescu, M. 1973: Essai de reconstitution des élements préparoxismaux alpins des dacides (indernides) orientales. *Rev. roum. Géol. Géogr. Geophys. Sér. Géol., 17, 1, pp. 111—120.*

Šikora, W. 1976: On lineaments found in the Carpathians. *Ann. Soc. geol. Pol., Kraków, 46, 1—2, pp. 3—37.*

Slávik, J. 1976: Zemplinikum — možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 65, pp. 7—19.*

Snopko, L. 1967: Die Bedeutung der Kleintektonischen Elemente bei der Lösung einiger geologischen Probleme der Gemeriden Paleozoikum. *Zbor. geol. vied, rad ZK, 8, S. 7—50.*

Snopko, L. 1971: Priebeh bridličnatosti v paleozoiku Spišskogemerského rudohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 57, s. 207—214.*

Snopko, L. — Reichwalder, P. — Ivanička, J. — Lamoš, A. 1969: Zlomová tektonika v paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 47, s. 51—64.*

Šímová, M. 1982: Eklogitoidná hornina vo valúnoch kriedových zlepencov bradlového pásma. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 77, s. 55—73.*

Tollmann, A. 1975: Karpatische Züge in Facies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur grossgliederung des Subtatrikums. *In: Tectonic problems of the Alpine system. Bratislava, Veda, VSAV, S. 109—120.*

Tollmann, A. 1978: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und des plattentektonische Mechanismus des moditerranen Orogens. *Mitt. Österr. geol. Gesell., 69, S. 291—351.*

Uhlig, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. *Sitz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 116, Abt. 1.*

Varga, I. 1971: Vzťahy lubenícko-margecianskej línie, rožňavskej línie a štítnického zlomu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 57, s. 223—230.*

Varga, I. 1978: Paleoalpine geodynamics of the Western Carpathians. *Mineralia slov., 10, pp. 385—441.*

Vozárová, A. — Vozár, J. 1981: Late Paleozoic of West Carpathians. *In: Permian of the West Carpathians. Bratislava, GÚDŠ, pp. 11—24.*

Wein, Gy. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areaa of Hungary. *Acta geol. Acad. Sci. hung., 13, pp. 399—436.*

Wessely, G. 1975: Rand und Untergrund des Wiener Beckens — Verbindungen und Vergleiche. *Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 66—67, S. 265—187.*

Zoubek, V. 1936: Poznámky o kryštaliniku Západních Karpat. *Věst. Stát. geol. úst., 12, s. 212—227.*

Zoubek, V. 1960: Geological sections across the axial depresion of the Nízke Tatry Mts. east of Čertovice Pass (2—4) and the Ďumbier elevation (L). *In: Máška, M. — Matějka, A. — Zoubek, V. (edit.) et al.: Tectonic development of Czechoslovatkia. Praha.*

A new conception of development and structure of the West Carpathians

MICHAL MAHEĽ

We step to a new conception of development and structure of the West Carpathians, directed by the principles of new global tectonics, but with the endeavour after linking them with the geosynclinal theory:

— in a more dynamic and many-sided approach to valuation of the processes of tectogenesis, magmatism, metamorphism and sedimentation,
— in valuation of crust types as a further of the fundamental parameters in compiling of the paleogeographic and structural model,
— in stressing of the importance of global factor, as the trend of development and running through oceanic and paraoceanic troughs,
— in understanding of particularities of development and structure as a consequence of dissection of crust different in every segment o the Alpides, conditioned by unequal stabilization and fracturing of the crust.

We see a qualitative change in creation of a new synthesis of the structure in seeking for connections between relevant geological phenomena and the causes of their origin. An example of this is searching for the causes of relations between the paleogeographical picture and the character of crust, leading to:

— finding out of spatial linking of the zones of Triassic rifting in the taphrogeosyncline or area of early Alpine activation with the zones affected by weaker Hercynian stabilization (M. Maheľ 1978),
— historical linking of troughs with paraoceanic to oceanic type of crust, founded in turning periods of development, with the Hercynian zones without granitoids with thicker bodies of basic rocks, on the contrary, of intraoceanic ridges to zones with larger bodies of Hercynian and older granitoids (M. Maheľ 1980, 1981b).

Fundamental differences of two conceptions

The new approaches and views, but also a whole series of further new knowledge of essential importance exceeded the frame of gradual modification of the old conception and enforce to set up a new morphostructural, development and structural-tectonic model.

a) Morphostructural subdivision of the West Carpathians into the Outer and Inner* after assignment of the Bükk mountains, also more southern zones of the "Hungarian massif" including the Mecsek and Vilanyi, into the Carpathian system became insuitable. The areas south of the Rožňava line are distinctly different in development, structure, also morphostructurally from the central zones with the core mountains including the Vepor — Volovec. The tripartity of the system with subdivision into the Outer, Central and Inner Carpathians (M. Maheľ 1975; R. Mock 1978) is shown as more natural than bipartity,

b) The new conception when compared with the old used "Andrusov" conception brings changes in the view of development and structure of all fundamental zones and a whole series of tectonic units. The starting-point of the new conception are in the firstplace changes in the view of:

— the bordering zone of the Central and Outer Carpathians and so also of the Klippen Belt and the substratum of the Flysch Belt, of the Manín nappe, its paleogeographical and structural linkings, development and structure of the Tatricum.

In our conception we stress genetic heterogeneity of the Klippen Belt, with separating of the Vahicum including the Klape nappe from the Pieninic units (Oravicum), but also with assignment of the Manín nappe to the primary Krížna nappe; linking with the Tatricum is provided by the Periklippen zone M. Maheľ et al. 1967, 1979).

The particular type of deformation with a klippen style in the Klippen belt is a consequence of subduction of the oceanic crust of the Vahicum — an analogue of the

* more ofter also called Central

Southern Penninicum. The abundance of volcanics in the Klape nappe is not derived from an exotic ridge of an extensive geanticlinal zone, but from a slice formed with obduction of the marginal part of the Vahicum. We consider the Pieninic units (Oravicum) only as members from the marginal northern dissected island zone, which separated the southern oceanic Vahicum trough from the more northern paraoceanic trough of the Beskydicum (sedimentation area of Flysch Belt units). Uncommonly great reduction at the boundary of the Central and Outer Carpathians; piling up of several units built up of the Cretaceous and Paleogene of different development; participation of rocks of the newly formed crust of magmatites of a wide petrographic scale (M. Šimová 1982) and glaucophane rocks in the material of pebbles of Middle and Upper Cretaceous conglomerates.

The Manín nappe, considered as the jointing element of the Klippen Belt with the Tatricum (D. Andrusov 1938, 1968) has affinity to the High Tatric unit not because it is derived from its northern (A. Matějka — D. Andrusov 1931; D. Andrusov 1938), but from its southern margin, from the southern part of the Tatric ridge or Peritatric slope, which was leading into the Zliechov trough to the south.

In our conception the Manín nappe represents the subordinate marginal part of the primary Krížna nappe, became independent structurally and was incorporated in the Klippen Belt mainly during the Mesoalpine folding. The Mesoalpine stage of folding with main manifestation in the Klippen Belt affected also the northern margin of the Tatricum, the zone distinguished as Periklippen (M. Maheľ et al. 1963; M. Maheľ 1978), characterized also by the presence of Upper Cretaceous and Paleocene-Eocene sequences.

In the development model we do not understand the Tatricum as a geanticlinal zone dissected by the narrow Šipruň deep-water trough (A. Matějka — D. Andrusov 1931) and linked with the High Tatric geanticlinal zone through the Manín unit with the exotic ridge of the Pieninicum (D. Andrusov 1968, D. Andrusov — J. Bystrický — O Fusán 1973). The essential northern part of the Tatricum represented a marginal depression, which was linked with the Vahicum oceanic trough to the north. Only the southern part of the Tatricum was of the character of an intraoceanic ridge including the High Tatric area (M. Maheľ 1979). Structurally the Tatricum represents a whole series of "passive" slice nappes. Characteristic of the more northern lower nappes is a deeper-water type of the Jurassic and Lower Cretaceous, but also a greater extent of the Paleozoic and smaller portion of granitoids (M. Maheľ 1982). Only the southernmost part of the Tatricum mainly by overthrusting of the Veporicum, is rooted.

Important differences between the older "Andrusov" conception and our concern the genesis and structural character of the majority of „"classical" tectonic units.

The Krížna nappe, showing polyfacialness and polystructuralness (M. Maheľ 1959, 1961), is genetically linked with the Jurassic-Lower Cretaceous Zliechov trough, but also with its marginal parts, with the adjacent northern Peritatric dissected ridge and southern Peristruženík slope, Moreover, spatial linking of the trough with the Veporic crystalline complex of "heavy" crust (Krakľová crystalline complex; Fig. 7) is apparent. In the structural model the Krížna nappe appears as a classical primary fold nappe with a series of subordinate, partly branch nappes lying at its outer and inner margin. In some places they became more, in other places less independent structurally, more distinctly in areas affected by later Mesoalpine folding. The Krížna and Vysoká nappes do not represent two particular orderly equivalent nappes (D. Andrusov 1968; D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973). The Vysoká nappe and a whole series of subordinate nappes is a part, ofter a branch of a homogeneous body, moreover, with uniform development of members of the Triassic. Genetic linking of the Krížna nappe with the Veporicum is indicated by structural linking of its rear part with basement nappes of the Veporicum. Thus the Krížna nappe represents a genetically surface structural element of the Veporicum, therefore we consider the term Fatricum as neither substantiated from structural nor from genetic viewpoint.

The Choč nappe also represents a primary nappe only locally dissected into subordinate nappes. Thus there are not two running trough equivalent nappes, one with basinal members, the other without them (Choč and Šturec nappe sensu D. Andrusov — J. Bystrický — O Fusán 1973). We put the root zone of the Choč nappe into connection with

the northernmost slices of the Gemeride Paleozoic, mainly with the Črmeľ slice. For this reason we consider the term Hronicum not only as unnecessary, because the Hronicum is a higher category than the primary nappe, as the Choč nappe is, but also as unsubstatiated. No particular type of the crystalline basement has been proved for it.

The crystalline complex of the Veporicum shows a whole series of differences from the Tatric complex, conditioned by development and structure not only in the time of the Alpine, but also of the Hercynian cycle. There is perhaps most distinctly reflected the type of basement crust on development of the Alpine geosyncline (M. Maheľ 1980a, 1981c). In the northern zone of "heavy" crust the running through Zliechov trough was forming in the time of general oceanization of the Alpides (in the Jurassic and Lower Cretaceous). In the zone of "lighter" crust the Mesozoic is of ridge character and displays less thickness and closer structural linking with the crystalline basement — the Struženík sequence. The differences in the type of crust are shown distinctly in formation of two basement nappes — the Krakľová and Kráľova hoľa nappes (A. Klinec 1971) — tongue form (M. Maheľ 1982, 1982a) and the narrow marginal Rimavica sliced zone.

New knowledge of the presence of the Meliata unit with metamorphosed Mesozoic prevailingly of deeper-water type (H. Kozur — R. Mock 1973; R. Mock 1978) essentially "complicated" explanation of the structure of these Gemericum zones including the Slovak karst considered as the hinterland of nappes of the West Carpathians with gradual transition to the Hungarian central massif (A. Matějka — D. Andrusov 1931; D. Aundrusov 1968). In the view of the Triassic as a formation with gradual transition from German development in the north to Dinaride in the south (D. Andrusov 1964; J. Bystrický 1972, 1973) the Silica nappe is a large overthrust (at least 60 km) to the south, the southern branch of the Gemeride fan (D. Andrusov 1975.. We step to the Triassic as to a formation, in which besides facies considered as near-platform are in some zones paralic- to taphrogeosynclinal types (with highly dissected crust; M. Maheľ 1983) even in more northern zones, north of the zone with the Carpathian Keuper (M. Mišík et al. 1977). This makes possible to understand the Silica nappe as genetic part of the taphrogeosyncline of the Inner Carpathians, blocks with continental crust and not as part of the Gemericum.

The Gemericum proper is divided into tree structural units: the Čermeľ, Spiš and Volovec units, different in the type of Paleozoic volcanism and Late Paleozoic.

The northernmost Črmeľ slice is the root zone of the Choč nappe. The Mlynky sliced zone with thick basics in the Early Paleozoic and with the North Gemeride Carboniferous and Permian represent the root zone of the Spiš* nappe (its subordinate nappes are the Besník, Muráň, Drienok, Strážov and other higher nappes). In the North Gemeride zone this Mesozoic (also in the Slovak Paradise) has marks not of the frontal but near — root part, partly root part of the nappe. The third mightiest basement unit of the Gemericum with a crust lined with a granitoid massif is the overturned to the north, paartly overthrust Volovec meganticline; it forms the hinterland of the Spiš nappe.

The differences between the old and new conceptifon o development and structure of the West Carpathians are perhaps most distinct from comparison of the paleogeographical pictures representing the ideas of development of the geosyncline in the Mesozoic, partly in the Paleogene, thus in changes of the paleogeographical model.

Qualitative differences are in understanding of development, causal connections and linking.

The basis o the older conception are partly the fundamental paleogeographical zones of global extent, mainly, however, local paleogeographical factors (Figs. 1, 2). In the new synthesis besides a greater importance of the global factors is also dissection into the zone of heavy crust (with basics) and lighter crust (with larger granitoid bodies) already in the Hercynian geosyncline and the influence of this dissection of the crystalline basement on further development according to density of crust (M. Maheľ 1980 and 1981; Fig. 3). The paleogeographical model is extended by the paleotectonic. We ascribe particular importance to magmatites as the indicators of crust types and facies complexes or tectonogroups, such as geotectonic types of flysch or leading to distinguishing of se-

* formerly described as the North Gemeride unit.

veral types of troughs, ridges etc.

Such approaches tend to the opinion of distribution of Late Paleozoic troughs, usually genetically linked with the zones of "heavy" crust (Fig. 3).

Dissection of crust is reflected still more distinctly in the Triassic with zones of paralio- to taphrogeosynclinal type (with dissected thicker and thinner, in places paraoceanic to oceanic crust), not only in the southern areas, less stabilized by Hercynian folding (M. Maheľ 1978, 1983), but also in the region of the Outer Carpathians (Fig. 4, 5).

The running through Jurassic-Lower Cretaceous types with thinner continental crust and oceanic trough are bound to zones of "heavier" crust (Fig. 3). Linking of the Zliechov trough with the zone of "heavier" crust of the Northern Veporicum is clear (Figs. 5, 6, 7). Therefore finding of sequences with deep-water Jurassic members signalized from the Bükk mountains from adjacent areas of the Inner Carpathians is not surprising. General oceanization reached also the margins of the Hungarian massif (Mecsek). The probable larger extent of the Cetechovice trough in the Outer Carpathians and the character of the flysch geosyncline lead us to suppose a heavier type of crust in their original basement.

To the frame of paleotectonic dissection of the Jurassic-Lower Cretaceous geosynscline, as naturally, the oceanic trough of the Vahicum falls, situated south of the Pieninic island zone — Oravicum (M. Maheľ 1981). So the abundance of small bodies of augitites, picrites or limburgites becomes apprehensible, scattered mainly in the younger (from the Tithonian to Albian) members of the Tatricum, Krížna and Manín nappes, put genetically into connection with a subcrustal diapir (Š. Bajaník et al. 1981; D. Hovorka 1983). This obviously accompanied the Vahicum trough at its inner as well as outer margin (teschenites in the Flysch Belt).

Linking of the flysch with rebuilding of the paleotectonic plan is largely valid for the West Carpathians with a large extent of flysch tectonogroups, their facial variety, but mainly paleotectonic difference. Clear is also spatial and time linking of different paleotectonic types of flysch (Figs. 7, 8).

In the north is a flysch geosyncline with a series of particularities and a predominantly paraoceanic type of crust (W. Šikora 1978; Z. Roth 1980) with ultrabasics (teschenites) of alkalic trend in the Lower Cretaceous.

A representative of the deep-water trough is the Klape nappe, built up of heterogeneous flysch with more abundant wildflysch and slump bodies (from the Albian; M. Maheľ 1974) and material of pebbles from the newly formed crust including glaukophane rocks, with abundant chome-spinels (M. Mišík 1978). This flysch unit (Albian — Maastrichtian) from the boundary of the Outer and Central Carpathians is the heiress of the Vahicum oceanic trough, regulator of further development mainly in its hinterland.

With subduction of the oceanic trough we put genetically into connection the more southerly lying:

— Periklippen zone (Coniacian — Lower Oligocene) with several-cyclic development of flysch sequences overlying the frontal parts of the Subtatric nappes, structurally incorporated in form of a higher structural stage,
— later, more southern dissected late rear downwarp of the Podhalie flysch (K. Birkenmajer 1976), formed after a long-dated period of uplifting with formation of molasse on consolidated dissected basement aligned already by the function of several fault systems. The thick unfolded flysch (Middle Eocene-Lowed Oligocene) is a manifestation of rejuvenation as a consequence of subcrustal movements. In the structural plan there is overlapping of depressions and downwarp.

In the view of development of the Carpathian geosyncline (compare Figs. 4, 5, 7) we reckon with more distinct changes of the paleogeographical picture, also extent of the individual paleotectonic elements between the Triassic and Jurassic, Lower and Middle Cretaceous, also with changes of the individual partial elements of the geosyncline (M. Maheľ 1978; M. Mišík 1978).

The changes in the structural model of the West Carpathians and approaches to valuation of the structure are not smaller than paleotectonic, developmental ones (compare (Figs. 10, 11, 12).

Besides the first-order importance of the Middle Cretaceous folding (Paleoalpine) in the Central and partly Inner Carpathians and Neoalpine in the Outer Carpathians, we ascribe a particular rôle in formation of the elements, to the Kimerian folding.

We understand the Paleoalpine folding as of several phases beginning in the Lower cretaceous. We ascribe a greater importance than till now also to the Mesoalpine folding, with distinct several-variantness of manifestations. With it we put into connection formation of the Klape nappe, overthrust in the Oravicum and further thrusting of the frontal part of the Tatricum and Subtatric nappes, mainly, however, that the Manín nappe became indenpendent from the Krížna primary nappe, its overthrusting into the Klippen Belt, but also further formation of the structural plan with synclinores of fan-like structure in the Inner and Central Carpathians and more distinct influencing of sedimentation in the flysch geosyncline, connected with rebuilding of the paleogeographical plan.

In our conception we regard the crystalline basement under the angle of sight of crust type, its dissection into "heavier" and "lighter" zones as a regulator not only of development of the geosyncline, but also of creator of structural elements. The new approach based on the type of crust leads us to a change of the extent of basement units including the nappes, but also to their structural linking with surface nappes (Fig. 11). The Krížna nappe is a rare example of connection of the near-root part of the surface nappe with the frontal part of the basement — Krakľova nappe and partly also of the Kráľova hoľa nappe (M. Maheľ 1963; D. Plašienka 1983). The Besník nappe is linked with the Spiš basement nappe (M. Maheľ 1983a).

We do not consider the Flysch Belt units as rootless nappes, but surface elements of the Beskydicum (M. Maheľ 1982). Its crystalline basement without more extensive granitoid bodies with a Triassic-Jurassic mantle most probably forms the basement of the Magura nappe east of the Lednica line (Fig. 10). Rooting of this nappe is also signalized by occurrences of neovolcanics near Luhačovice and north of the Pieniny mountains. On the contrary, we regard the Oravicum units (Pieninic klippes) only as continuous elements, paleotectonic-system of islands and depressions without linking with their basement at depth.

Distinguishing of new structural elements of lower order in the frame of the Krížna and Choč nappes, but also of the Tatricum results in clearing up of categorization of the structural elements into primary and subordinate nappes.

Not less important is distinguishing of several structural types of deformations of the crystalline basement, but also of surface nappes. In the crystalline complex we distinguish the types:

— Gemeric with regional shear cleavage (S_2),
— Veporic with a more regional extent of retrometamorphic and re-warming processes, selective zonal schistosity. Concerned is a deep character of reduction with distinct metamorphic effects in the accompanying mantle Mesozoic (also of the roots of sequeezed out nappes),
— Tatric type with mylonite zones without material reworking of the essential part of the crystalline complex with more distinct overthrusts at the boundary of different types of crust.

We divide the nappes into active and passive basement nappes, and surface nappes; fold, fold-overthrust nappes; passive plates; tectonic melanges are a different type. The surface, fold and fold-overthrust nappes formed by squeezing out from troughs with thinned continental crust. With several-stage reduction of the basement regrouping of rock complexes was taking place in the nappe masses with piling up of younger members in the frontal parts.

The basement nappes formed in the pre-Mesozoic substratum, mostly in crystalline rocks as a consequence of underthrusting of the "heavier" crust below zones of "lighter" crust with larger granitoid bodies.

The passive nappes formed in the crystalline basement, but also in the younger cover by undertrusting of the oceanic or suboceanic crust. Overthrusting of nappes is not accompanied by inner regrouping of material. In the frontal parts (in nappes of the Flysch Belt) piling up of slices with prevalence of older members is more frequent; the younger members are mostly in the rear part of the nappe.

The structural plan of the West Carpathians is an example of several types of crust reduction:

— of oceanic crust of the Vahicum with the accompanying melange of the Oravicum in the frontal part and with passive nappe slices in the hinterland (in the Tatricum),
— of paraoceanic crust of the flysch geosyncline with passive surface nappes and

a fan-like nappe with fan in the rear part (Magura nappe),
— of the dissected oceanic-paraoceanic and continental taphrogeosyncline of the Inner Carpathians with an intimate combination of nappe slices of the metamorphosed Mesozoic with a surface nappe (Meliata unit and Silica nappe),
— intrasialic reduction of the continental crust dissected into several zones of "light" crust with granitoids folded into tongue basement nappes (Kráľova hoľa nappe) and zones of "heavier" crust with with basics, intensely compressed into basement units (Krakľova nappe), linked with extensive surface fold nappes (Krížna) or folded-overthrust (Choč) nappes,
— of the zone of newly formed granitoids bodies of the shape of overturned anticlines-hinterland of nappe units (Volovec unit).

A more complex approach to valuation of the structural plan and extension by dynamic views is also reflected in estimation of the importance of synclinores and faults of pre-Neogene foundation, resulting in a change of the physical model.

The synclinores gradually distinguished in the central zone od the Carpathians in the Fatra-Tatric zone, the Hron, North Gemeride synclinore, synclinore of the Slovak karst (M. Maheľ 1953, 1964, 1967; M. Máška — V. Zoubek 1960) in the zones of accumulation of Mesozoic complexes, after proving of a fan-like structure tempted first to an autochthonous view. The synclinores, however, were gradually shown as significant structural forms originated by already Paleoalpine wave movement. They take part in distribution of nappe units, and played an important rôle in formation of structural dissection of the West Carpathians, but mainly in further formation of the structural plan. The fan-like structure of their filling is mainly a result o Laramide folding in the essential part of the Central and Inner Carpathians.

Faults were shown as important factors, which directed dissection and so also development of the geosyncline-foundation of older blocks and represented also significant complementary elements of older structural plans. Several faults in the Central Carpathians separating core mountains different in structure are of Transcarpathian extent.

Several systems of faults were manifested more distinctly in foundation of early depressions filled up with Paleogene Central Carpathian flysch (R. Marschalko 1975).

More dynamic aspects of formation of the structural plan have resulted in valuation of faults of deep foundation as the ways of possible displacements of blocks and their rotation (along the Margecany line; Z. Roth 1969, 1977). At longitudinal faults following the northern margin of the Klippen Belt shifts were taking place, which are a compensation of the effects of rotation, displacement of the Central Carpathians outwards and formation the arc of the Carpathians. According to K. Birkenmajer (1976) they are linked with the Savian phase.

More distinct displacement connected with rotation of blocks, accompanied by features of compression tectonic are apparent also at several transversal faults of N—S and NW—SE directions; also of older faults than the Neogene for instance at the Diviaky fault in the Strážovské vrchy Mts.: (M. Maheľ 1982).

We ascribe particular importance in the structural plan of the West Carpathians to sigmoidal (M. Maheľ 1975; 1983; I. Varga 1971) displacement of Gemeric blocks along the Štítnik fault of NNW—SSE direction. Overthrusts of the nappe masses as one of the manifestations of reduction are obviously also here accompanied by displacement. As this is accompanied by the Nižná Slaná depression of transversal orientation with a channel of "heavier" crust there is obviously a combination of surficial with deep manifestation of crust reduction.

The features of half-arc form are, however, already in the Paleoalpine plan and their basis tobviously consists in Prealpine dissection of the crust. This was reflected in certain local "irregularities" of zonation of the Mesozoic geosyncline and structure. Owing to segmentation of the Alpides most distinct "deviations" are in the terminal blocks. At the SW end of the West Carpathians also known as the Devín Carpathians (M. Maheľ 1983) they are largely connected with the effect of factors and among them also faults of transversal orientation. This concorns not only foundation of the Vienna basin in the Lower Miocene, but also the presence of a thicker complex of molassoids in Ždanice unit.

Several stages of nappe overthrust (especially apparent in the fold nappe) and for-

mation of synclinores point to an origin by wave movement. With dissection of crust into zones of various density: zones with larger (lighter) granitoids and zones with (heavier) bodies of basics (M. Maheľ 1981) this is leading us to consideration about a new physical model in formation of the structural plan. In periods of intense compression (in the time of the phase of folding) intense manifestations of the horizontal component took part in formation of nappes and folded structures.

The extent of waves directed the character of crust dissection at the boundaries of zones of different density, moreover, also the vertical component of movements was manifested by formation of disjunctive dislocations, but mainly of displacements including sigmoidal mends, e. g. at the eastern boundary of the Veporicum and Gemericum (M. Maheľ 1975, 1981), also with formation of transversal faults, which are part of the Paleoalpine structural plans. Underthrusting of the zones of higher density of crust below the zones with "lighter" crust and so formation of crust doubling is, however, necessary to put into connection with manifestation of the vertical component in the wave movement.

With gradual consolidation of the crust when slow large-wave forms of movement become prevalent, vertical dislocations are manifested more distinctly. Even then, however, the horizontal component of surficial movements, moreover, also subcrustal, canot be omitted. To the second ones also these accompanied by diapirs should be ranged, which are taking part in gradual formation of depressions and neovolcanics in the Inner and Central Carpathians.

We stress that our conception of development and structure of the West Carpathians does not comprehend fault dislocations apart from folds on the contrary to older conceptions. Their mutual relation and ratio, variabile in space and time, we understand as a result of global fasctors, as folding is, but also of factors directing individual segments of the Alpides. Such one is in the first place dissection of crust. Moreover, in the Carpathians the Hungarian block stabilized in the rear part of the West Carpathian segment played an important rôle. This was namely manifested in the Tertiary, regulating the subcrustal waves as a rebound "wall" and contributed to rejuvenation of the inner areas of the Carpathians.

Mineralia slov.
16 *(1984), 6, 541—553*

Prejavy meďnato-porfýrového ložiska Zlatno v šlichovej prospekcii

KAREL PETR, JÁN SMOLKA, JOZEF DAUBNER

Geologický prieskum. n. p., Geologický úsek, 969 00 Banská Štiavnica

(6 obr. v texte)

Doručené 19. 3. 1984

Применение шлихового метода при поисках медно-порфирового месторождения Златно

В последние годы в районе среднесловацких неовулканических пород разведочными скважинами было обнаружено месторождение медно-порфировых руд Златно. Для поисков похожих месторождений в этом районе была на этом месторождении проверена возможность использования геохимическо-минералогических методов. Одним из них был и шлиховой метод. Результаты шлиховой съёмки показали, что при выборе подходящей сети отбора проб может этот метод достаточно надёжно определить металлогенетические процессы протекающих в этом районе.

Demonstration of the Zlatno porphyry copper ore deposit in panning prospection

In the last years the Zlatno porphyry copper ore deposit has been discovered by drilling prospection in Middle Slovakia neovolcanic region. A possibility of such deposit demonstration has been tested using simple geochemical and mineralogical methods for the sake of finding similar deposits in the wider surroundings. One of them was panning prospection. It has been shown that this method, using suitable sample collection pattern, is sufficient for indication of metallogenetic processes which took place in the investigated area.

Vyhľadávanie meďnato-porfýrových ložísk v stredoslovenských neovulkanitoch nadobudlo začiatkom 80. rokov vyššiu kvalitatívnu úroveň. V rámci vyhľadávania sa začínajú realizovať pomerne rozsiahle prospekčné programy, ktoré okrem geologických metód využívajú najmä geofyzikálne a geochemické prospekčné spô-

soby získavania potrebných príznakov lokalizácie zrudnenia tohto genetického typu.

Medzi spôsoby, ktoré sa pri vyhľadávaní meďnato-porfýrových ložísk v stredoslovenských neovulkanitoch doteraz plne neaplikovali, patria metódy dotýkajúce sa výskumu sekundárnej mineralogicko-geochemickej aureoly (geochemická prospekcia potočných sedimentov), a to či už metóda šlichov alebo výskumu sedimentov dna potokov (potočná metalometria). Ich všeobecnú užitočnosť dokumentujú viaceré práce zahraničných autorov. Napríklad A. I. Krivcov (1979) šlichovú mineralogicko-geochemickú metódu pokladá za najširšie použiteľnú a z ekonomického hľadiska za najefektívnejšiu. Na druhej strane J. W. Baldock (1977) odporúča v prvom štádiu vyhľadávania venovať pozornosť výskumu sedimentov dna.

Na základe poznatkov o vyhľadávaní meďnato-porfýrových ložísk sa prikročilo k štúdiu povrchových prejavov ložiska Zlatno s cieľom overiť efektívnosť šlichovej mineralogicko-geochemickej metódy pri vyhľadávaní podobných ložísk v širšom okolí.

Výsledky výskumu ukázali, že meďnato-porfýrové ložisko Zlatno, geneticky sa viažuce na materskú intrúziu granodioritového porfyritu vychádzajúcu na súčasný povrch a s akumuláciami priemyselne využiteľných rúd v hĺbke 700—1000 m (Burian — Smolka, 1982), sa v šlichovej mineralogicko-geochemickej prospekcii zreteľne prejavilo. V riečnych tokoch sa v priestore ložiska zistili minerálne asociácie dokumentujúce zložité procesy metalogenézy a metamorfózy hornín, ako aj zložitosť geologickej stavby na povrchu, čo veľmi úzko súvisí s poznatkami získanými detailným geologickým mapovaním (Burian — Smolka — Kámen, 1981).

Kvantitatívna distribúcia zistených minerálov

Kvantitatívnym mineralogickým zhodnotením šlichov z lokality Zlatno sa zistilo nasledujúce zastúpenie minerálov v šlichoch.

Obr. 1. Geologická mapa oblasti Zlatno (upravil Smolka podľa Smolka — Burian — Kámen, 1981). 1 — nerozlíšené intrúzie dacitu (kremeňovo dioritového a dioritového porfýru) mladšie ako materská intrúzia granodioritového porfyritu; 2 — andezit (hyperstén, augit); 3 — granodioritový biotiticko-amfibolický porfyrit; 4 — biotiticko-amfibolicko-pyroxenický andezit typu Myšia hora (± kremeň); 5 — kremeňový diorit; 6 — bazálny polymiktný zlepenec paleogénu; 7 — pestré prachovité bridlice a pieskovce permu (chočská tektonická jednotka); 8 — zóna intenzívnej propylitizácie, asimilácie a kontaktnej metamorfózy v okolí intrúzie granodioritového porfyritu; 9 — nerozlíšené staršie rejuvenizované a mladšie intervulkanické a postvulkanické zlomy; 10 — zóna intenzívnej sulfidickej impregnácie (pyrit) zistená geofyzikou (vybudená polarizácia 5—6 %)

Fig. 1. Geological map of the Zlatno area. It is modified by J. Smolka after Smolka — Burian — Kámen, 1981. 1 — undistinguished dacite intrusions (quartz diorite and diorite porphyrite) younger then mother intrusion of granodiorite porphyrite; 2 — pyroxene andesite (hypersthene, augite), 3 — biotite-amphibole granodiorite porphyrite, 4 — andesite of the "Myšia hora" type (biotite, amphibolite, pyroxene, ± quartz, 5 — quartz diorite, 6 — basal polymict conglomerate of the Paleogene unit, 7 — variegated siltstone and sandstone of the Permian unit (the Choč tectonic unit), 8 — zone of intensive propylitisation, assimilation and contact metamorphosis in the granodiorite porphyrite intrusion surroundings, 9 — undistinguished faults; older rejuvenisated, younger intravolcanic and postvolcanic, 10 — zone of intensive sulphidic impregnation (pyrite) according to geophysical indications (induced polarisation 5—6 %)

Pyrit. Koncentrácia je od 0 zŕn až 50 a viac %. Maximálny obsah sa zistil v doline Zlatno (väčšinou medzi 20—50 % obsahu zŕn). Táto koncentrácia ostro kontrastuje s obsahom zisteným v doline Suchá Voznica (maximálne do 500 zŕn). V priľahlej časti doliny Richnava je zvýšený obsah a poukazuje na existenciu istej pyritovej anomálie v tejto oblasti.

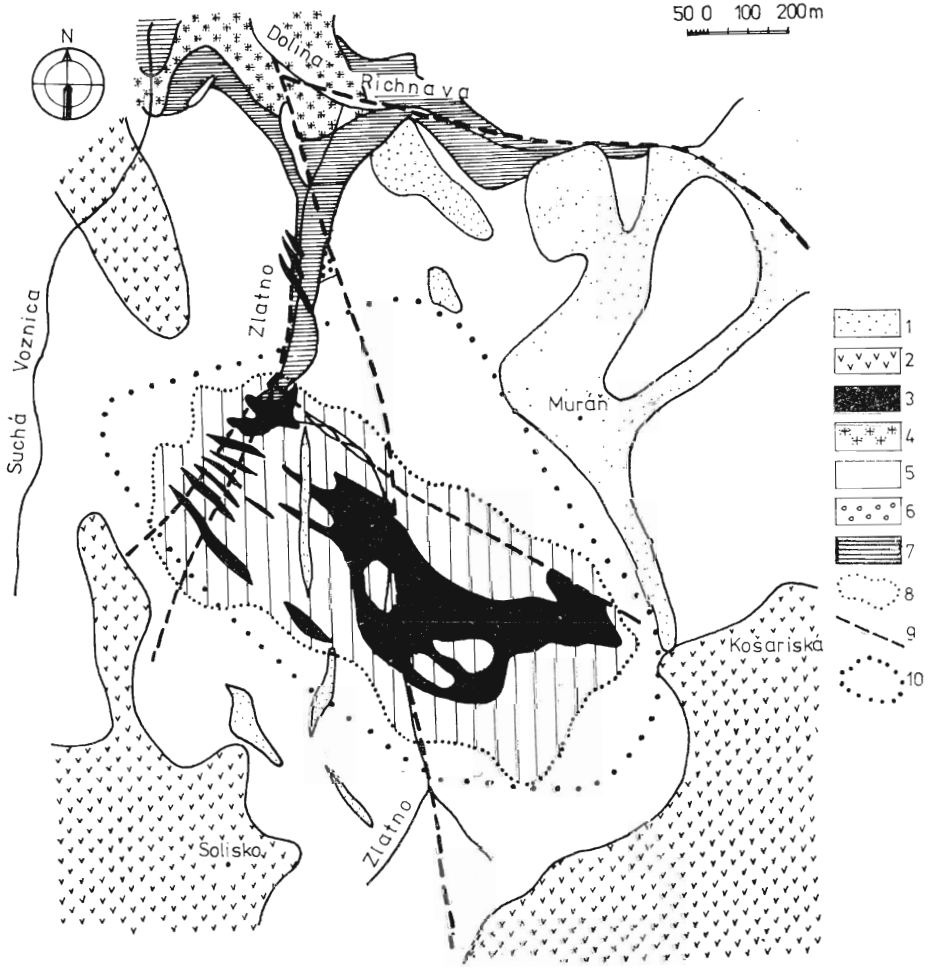
Limonit. Koncentrácie sú v zreteľnej korelácii s pyritom. Nízka koncentrácia v doline Suchá Voznica je konštantná a pohybuje sa väčšinou od 10—100 zŕn. V doline Zlatno je koncentrácia oveľa vyššia a varíruje od 100 zŕn až do 50 % zŕn. V doline Richnava je obsah vcelku nižší (max. do 20 % zŕn) a je konštantný.

Magnetit. Koncentrácia sa pohybuje od 100 zŕn po 50 % zŕn. Obsah v doline Zlatno a Suchá Voznica je skoro rovnaký (maximálne 20 %) a v doline Richnava dosahuje vo väčšine vzoriek 50 % zŕn.

Hematit. Obsah hematitu veľmi varíruje. Koncentrácia sa pohybuje od 0 až do 50 % zŕn. Maximálny obsah je v úseku Richnavy po prítok Zlatno. Najnižšia koncentrácia je na dolnom toku Zlatna. V Suchej Voznici sa zistil hematit približne v podobnom množstve ako na hornom a strednom toku Zlatna.

Ilmenit. Jeho koncentrácia je v sledovanej oblasti dosť vysoká (od 100 zŕn až po 50 % zŕn). Celkove je o niečo vyšší obsah ilmenitu v Suchej Voznici ako v Zlatne (v porovnaní s leukoxénom obrátený pomer — úbytok premenou).

Leukoxén. Obsah sa pohybuje od 100 do 500 zŕn (výnimočne až do 20 %). Vyššia koncentrácia leukoxénu sa zistila v doline Zlatno



a v priľahlej časti Richnavského potoka. Suchá Voznica je na leukoxén chudobnejšia, najmä ľavé prítoky.

Baryt. Jeho prítomnosť je veľmi častá. Obsah sa pohybuje od nuly až do 100 zŕn. Maximálne zastúpenie barytu je v oblasti potoka Zlatno a v priľahlej časti Richnavského potoka. V Suchej Voznici je koncentrácia oveľa nižšia (maximálne 10 zŕn v šlichu).

Sulfidy. Okrem už uvedeného pyritu sa zistil chalkopyrit, arzenopyrit, galenit a bizmutín. Sulfidy sú iba v potoku Zlatno. Obsah je pomerne nízky, nepresahuje 10 zŕn a väčšinou sa tieto minerály zistili v dolnom toku. Galenit s chalkopyritom sa objavili aj na hornom toku Zlatna.

Scheelit. Objavuje sa ojedinele v dolnom toku Zlatna. Jeho obsah sa pohybuje od 1 do 3 zŕn.

Pyroxény. Ich koncentrácia sa pohybuje od 10 zŕn až vyše 50 % zŕn. Najčastejšie sú v Suchej Voznici, kde sa obsah pohybuje od 1 až vyše 50 % zŕn. V susednej Zlatnianskej doline je koncentrácia oveľa nižšia (od 10 zŕn až do 1 % zŕn). V Richnavskom potoku je podobný obsah pyroxénov ako v Zlatnianskom, ale pod prítokom Suchej Voznice je koncentrácia pyroxénov výrazne vyššia.

Amfiboly. Obsah sa pohybuje v rozpätí 10 zŕn až 50 % zŕn. Najviac ich je v potoku Suchá Voznica (od 1 % až do 50 % zŕn). V Zlatnianskom potoku dosahuje koncentrácia minimálnu hodnotu (od 10 do 500 zŕn). V Richnavskom potoku je obsah dosť premenlivý (od 10 zŕn do 20 % zŕn).

Chlorit. Jeho obsah sa pohybuje v rozpätí 0—20 % zŕn. Veľmi nízky obsah je v Suchej Voznici, kde je okrem dvoch výnimiek (1 šlich obsahuje do 10 zŕn a druhý do 100 zŕn chloritu) nevyskytol vôbec. Naproti tomu Zlatno a priľahlá časť potoka Richnava často vykazuje obsah až do 20 % zŕn.

Epidot. Objavuje sa prakticky vo všetkých šlichoch. Jeho obsah sa pohybuje od niekoľko zŕn až do 500 zŕn. Najväčšia koncentrácia je v sledovanej časti Richnavského potoka (od 100 do 500 zŕn). V Zlatnianskom potoku je obsah o niečo nižší, väčšinou v rozpätí 10 až 100 zŕn. Najnižšia koncentrácia epidotu sa zistila v potoku Suchá Voznica (do 10 zŕn, na dolnom toku až do 100 zŕn).

β-kremeň. Vyskytuje sa v množstve od 0 zŕn do 20 % zŕn. Maximálny výskyt má na strednom a dolnom toku Suchej Voznice (od 100 zŕn do 20 % zŕn v šlichu). Zlatniansky a Richnavský potok majú obsah β-kremeňa podobný ako horný tok Suchej Voznice (1—10 zŕn, ojedinele až 100 zŕn).

Granáty. Objavujú sa prakticky vo všetkých vzorkách (od niekoľkých do 500 zŕn). Priemerne nižší obsah granátov je v Suchej Voznici (1—100 zŕn). Richnavský potok a Zlatno majú približne rovnaké množstvo granátov (10—500 zŕn).

Zirkón má podobnú distribúciu ako granáty (od 1 zrna do 500 zŕn, ojedinele až do 20 % všetkých zŕn vo vzorke). Potok Suchá Voznica je na zirkón zreteľne chudobnejší ako Zlatno a Richnavský potok.

Monazit. Je v sledovanej oblasti pomerne slabo zastúpený. Jeho obsah sa pohybuje od 0 do 100 zŕn, pričom maximálne zastúpenie má v Richnavskom potoku nad prítokom a tesne pod prítokom Zlatna. V Zlatnianskom potoku je monazit vzácny, objavuje sa len v jeho pravom prítoku a pod ním v množstve do 10 zŕn. V podobne nízkom obsahu bol monazit identifikovaný ešte vo vzorkách zo stredného a dolného toku Suchej Voznice.

Apatit. Je prakticky v každom šlichu v množstve 1—10 zŕn, ojedinele až 100 zŕn.

Rutil. Jeho obsah sa pohybuje od 0 až 10 zŕn. Je v Richnavskom potoku a na dolnom toku Suchej Voznice a Zlatna. Na hornom toku Suchej Voznice a Zlatna sa rutil vyskytuje len ojedinele.

Korund. Zistil sa v množstve do 10 zŕn. V Richnavskom potoku bol určený len v 1 šlichu. V Suchej Voznici bol identifikovaný v dvoch prítokoch v hornej časti toku. Najväčšie zastúpenie má v strednej a dolnej časti Zlatnianskeho potoka.

Staurolit. Potvrdil sa v dvoch vzorkách zo Suchej Vozníce v množstve do 10 zŕn.

Distén. Bol určený v jednom šlichu na dolnom toku Zlatna v množstve do 10 zŕn.

Obr. 2. Šlichová mapa oblasti Zlatno
py — pyrit, lm — limonit, mt — magnetit, hm — hematit, il — ilmenit, lx — leukoxén, ba — baryt, cp — chalkopyrit, az — arzenopyrit, gn — galenit, bi — bizmutín, sh — scheelit. 1 — nad 50 %, 2 — od 20 % do 50 %, 3 — od 1 % do 20 %, 4 — od 100 do 500 zŕn, 5 — od 10 do 100 zŕn, 6 — do 10 zŕn, 7 — miesto odberu a číslo šlichu

Fig. 2. Panning map of the Zlatno area
Explanations: py — pyrite, lm — limonite, mt — magnetite, hm — haematite, il — ilmenite, lx — leucoxene, ba — baryte, cp — chalcopyrite, az — arsenopyrite, gn — galena, bi — bismuthinite, sh — scheelite. 1 — over 50 %, 2 — from 20 % to 50 %, 3 — from 1 % to 20 %, 4 — from 100 to 500 grains, 5 — from 10 to 100 grains, 6 — to 10 grains, 7 — place and number of panning sample

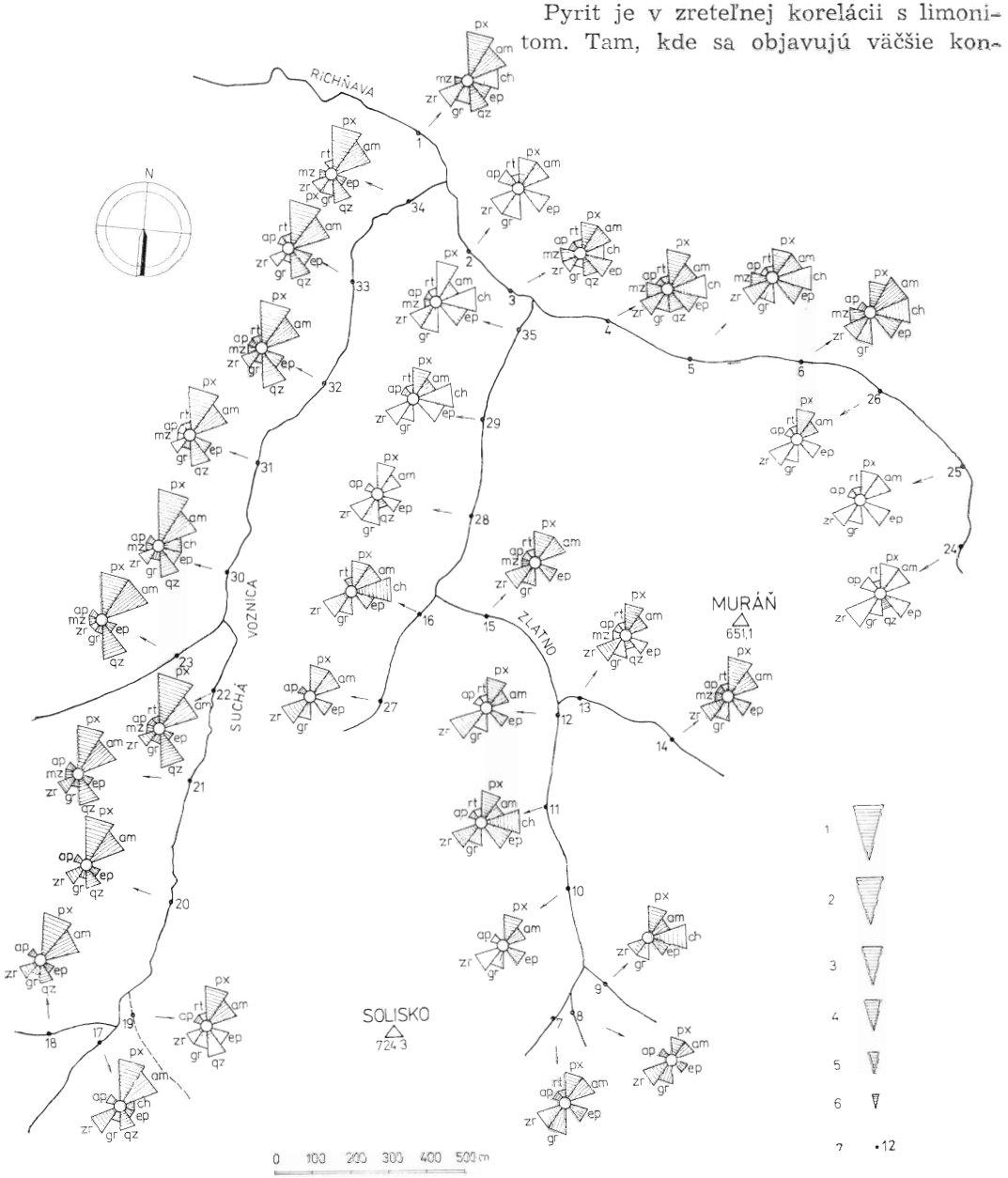
Anatas. Vyskytuje sa zriedka v množstve do 10 zŕn v Richnavskom a Zlatnianskom potoku.

Glaukonit. Zistil sa na strednom toku Zlatna a v Richnavskom potoku v koncentrácii do 10 zŕn v šlichu.

Biotit a muskovit. Našli sa iba v doline Suchej Voznice v množstve do 10 zŕn.

Príčiny rozmiestnenia minerálov a ich asociácií

Pyrit je v zreteľnej korelácii s limonitom. Tam, kde sa objavujú väčšie kon-



centrácie pyritu v šlichoch (potok Zlatno), výrazne stúpa obsah limonitu. Najviac pyritu sa zistilo vo vzorkách z oblasti, v ktorej geofyzikálne metódy zachytili zónu intenzívnej sulfidickej impregnácie (obr. 1). Ide o oblasť charakteristickú pomerne rozsiahlou zónou propylitizácie v okolí telesa granodioritového porfyritu, s ktorou koinciduje aj zóna intenzívnej pyritizácie.

Zaujímavá je distribúcia hematitu a jeho vzťah k limonitu. Hematit sa mení na limonit a medzi ich koncentráciou v šlichoch je zrejmá nepriama úmernosť. V miestach, kde je maximálny obsah limonitu, dosahuje hematit minimálnu koncentráciu. Hematit v sledovanej oblasti nevykazuje zreteľný vzťah k istému typu horniny. Jeho minimálny obsah v oblasti dolného toku Zlatna vyrovnávajú maximálne koncentrácie limonitu, čo môže signalizovať jeho premenu na limonit.

Distribúcia magnetitu nesignalizuje istý vzťah k prepokladanému typu ložiska. Magnetit môžu vodné toky prenášať na veľkú vzdialenosť a v horninách je pomerne častý.

Zastúpenie ilmenitu vystupujúceho v asociácii so sekundárnym leukoxénom sa zdá byť vo všetkých šlichoch približne rovnaké, ale keď sa prihliadne na obsah leukoxénu, je zrejmé, že Suchá Voznica má relatívne nižšiu koncentráciu ilmenitu — leukoxénu, jeho materská hornina sa nedá presne určiť. Ich relatívne vyššie zastúpenie v doline Zlatno najpravdepodobnejšie spôsobuje prítomnosť granodioritového porfyritu s vyšším zastúpením akcesorického ilmenitu — leukoxénu ako v okolných horninách.

Baryt sa spravidla objavuje v blízkosti svojich primárnych ložísk. Najčastejšie sa dostáva do náplavov z polymetalických hydrotermálnych žíl. Pri sledovaní jeho distribúcie je zrejmé, že je maximálne zastúpený v potoku Zlatno a v priľahlej časti Richnavského potoka. Predpokladá sa, že je tu v drobných polymetalických žilkách hydrotermálneho pôvodu, ktoré prerážajú hlavne propylitizovaný pyroxenicko-amfibolický andezit, príp. granodioritový porfyrit. V oblasti Suchej Voznice nie sú tieto prejavy hydrotermálnej mineralizácie známe.

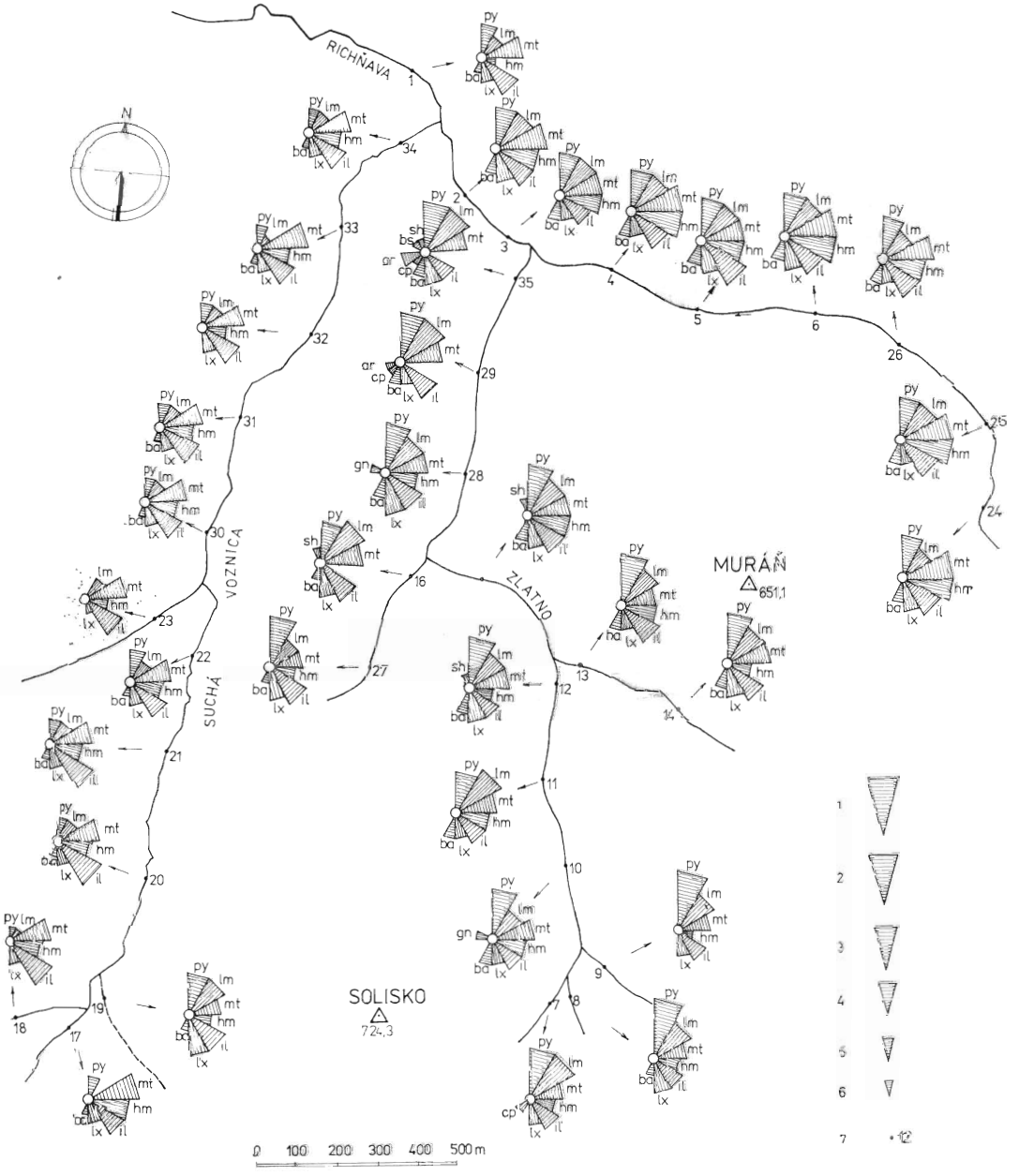
Scheelit patrí v náplavoch medzi vzácnejšie minerály. Jeho prítomnosť vo väčšej koncentrácii signalizuje blízkosť primárneho ložiska. V šlichovej oblasti sa zistil v malom množstve v dolnom toku Zlatna. Scheelit pochádza z kontaktne metamorfovaných hornín z okolia telesa granodioritového porfyritu, čo potvrdili aj vrtné práce.

Sulfidické minerály, ako je chalkopyrit, galenit, arzenopyrit a bizmutín, boli identifikované iba v šlichoch z doliny Zlatno. Majú pomerne krátku znosovú vzdialenosť, a preto sa objavujú blízko svojich primárnych zdrojov. Ich primárnym zdrojom sú hydrotermálne žilky a impregnácie v granodioritovom porfyrite a hruboporfyrickom andezite typu Myšia hora, a to v zóne jeho silnej propylitizácie, ktorá zreteľne koinciduje s geofyzikálnou anomáliou polarizovateľných hornín.

Pyroxény a amfiboly sú veľmi hojné

Obr. 3. Šlichova mapa oblasti Zlatno
px — pyroxén, am — amfibol, ch — chlorit, ep — epidot, qz — kremeň, gr — granát, zr — zirkón, mz — monazit, ap — apatit, rt — rutil. Vysvetlivky ako pri obr. 2
Fig. 3. Panning map of the Zlatno area
Explanations: px — pyroxene, am — amphibole, ch — chlorite, ep — epidote, qz — quartz, gr — garnet, zr — zircon, mz — monazite, ap — apatite, rt — rutile. Explanations as in Fig. 2

v celej šlichovanej oblasti. Ich nositeľmi sú hlavne pyroxenické andezity typu Myšia hora s amfibolom a dvojpyroxenické andezity geneticky sa viažúce na mladšie etapy vulkanizmu. Väčšie zastúpenie týchto minerálov (hlavne pyroxénov) sa zdá byť v Suchej Voznici. Je to výsledok toho, že sa tu propylitizácia neuplatnila tak výrazne ako v susednej doline Zlatno, kde sa amfiboly a pyroxény pri propylitizácii



premenili na zmes chloritu, epidotu, sericitu a ílových minerálov. Táto hydrotermálna premena podstatne ovplyvnila distribúciu epidotu a chloritu. V zastúpení epidotu v šlichoch nie je markantný rozdiel medzi obidvoma susednými dolinami, ale pri chlorite je rozdiel evidentný a jednoznačný v prospech doliny Zlatno.

V distribúcii zirkónu, monazitu a granátu možno konštatovať najzreteľnejšie rozdiely v kvantitatívnom zastúpení zirkónu a granátu v obidvoch dolinách. Všetky tri minerály sú veľmi odolné voči mechanickým a atmosferickým vplyvom a znášajú dlhý transport. Zirkón je známy ako akcesorická prímes v granodioritovom porfyrite, v dacitových dajkách, ale aj z permských piesčitých sedimentov. Tieto horniny majú najväčšie zastúpenie v oblasti potoka Zlatno. Pri granátoch nie je kvantitatívny rozdiel až taký výrazný a o niečo vyššia koncentrácia v šlichoch v Zlatnianskom potoku je najskôr z kontaktnej zóny granodioritového porfyritu a okolitých hornín, v ktorej vznikali kontaktné metamorfity. Monazit v Zlatnianskom potoku pochádza hlavne z granodioritového porfyritu. V Suchej Voznici nie je jeho primárny zdroj veľmi jasný. Najskôr ide o intruzívne teleso intermediárneho až kyslého charakteru, ktoré by mohlo vystupovať na strednom toku Suchej Voznice v okolí ľavého prítoku. Celkove možno konštatovať, že monazit je v obidvoch dolinách zriedkavý a nevykazuje istý vzťah k predpokladanému telesu so zrudnením.

Veľmi častým minerálom v Suchej Voznici je β-kremeň. Okrem dvoch prípadov sa v Zlatnianskom potoku nevyskytol. β-kremeň je maximálne zastúpený na strednom a dolnom toku Suchej Voznice, kde v jeho širšom západnom okolí začínajú vystupovať ryolitové telesá, v ktorých je tento kremeň základnou súčasťou.

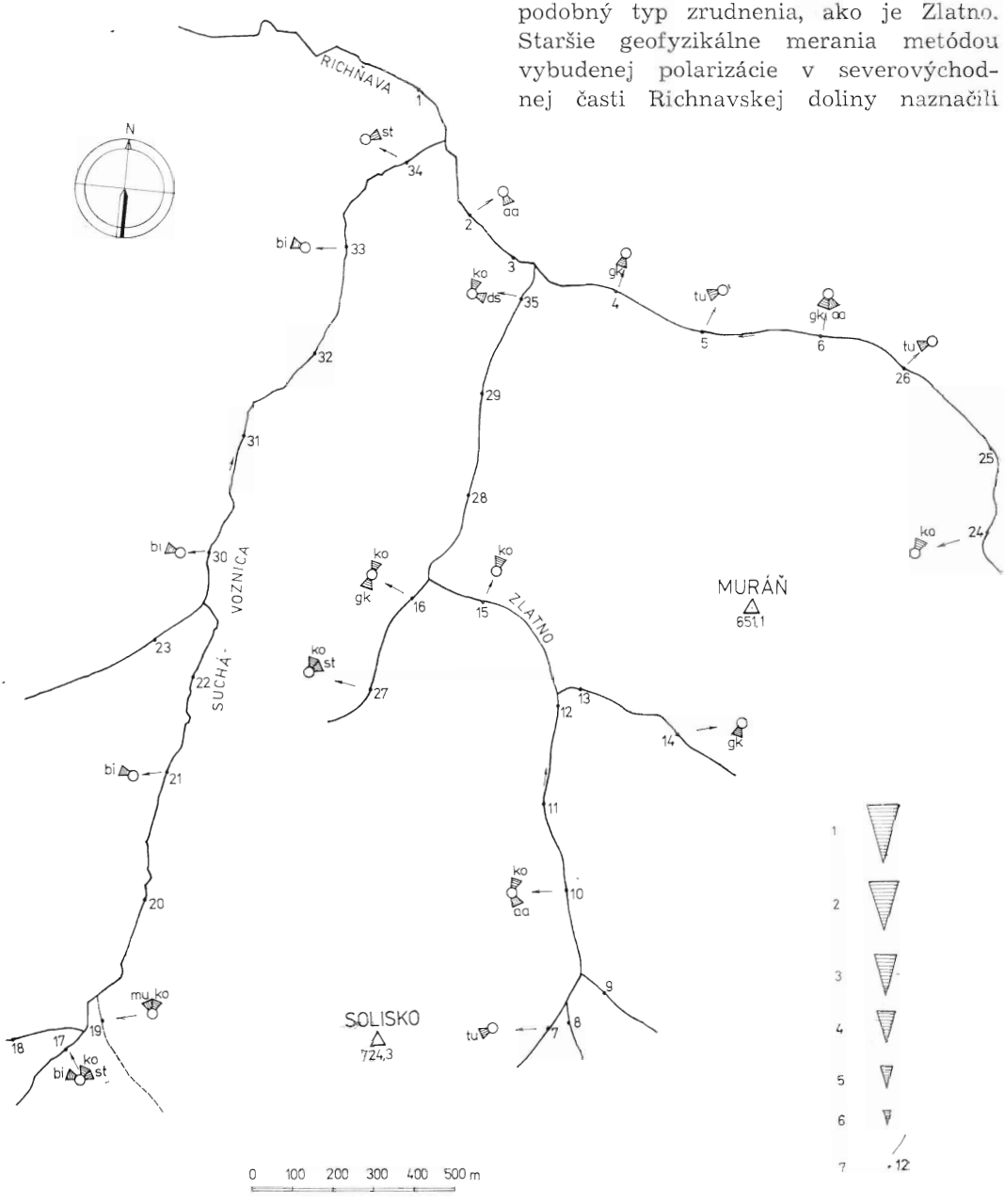
Medzi ďalšie časté minerály patrí apatit a rutil. Vyskytujú sa v obidvoch dolinách a v ich zastúpení nie sú výraznejšie rozdiely. Apatit je bežný ako akcesorický minerál v granodioritovom porfyrite, ako aj v ostatných okolitých horninách. Podobným akcesorickým, aj keď vzácnejším, minerálom v horninách tejto oblasti je rutil.

Do ďalšej skupiny ťažkých minerálov, ktoré vystupujú často spolu, možno zaradiť korund, distén a staurolit. Korund so staurolitom sa zistili na hornom toku Suchej Voznice. Hlavné zastúpenie týchto troch minerálov je na strednom a dolnom toku Zlatna, kde vznikali najmä na kontakte granodioritového porfyritu so sedimentami, v ktorých možno predpokladať ich vznik už pri predchádzajúcich regionálnych metamorfných procesoch.

Ostatné minerály identifikované vo vzorkách, ako je biotit, muskovit, anatas, glaukonit a turmalín, majú nízky obsah a navyše sa zistili v jednom prípade vo dvoch až troch šlichoch, a teda ide o ojedinelé výskyty bez zreteľného vzťahu k sledovanému rudnému telesu a k primárnemu zdroju v materskej hornine. Výnimku tvorí biotit, ktorý sa zistil v 4 šlichoch v Suchej Voznici. Pochádza najmä z amfibolicko-biotitického andezitu a ryolitu vystupujúcich v širšom západnom okolí.

Obr. 4. Šlichová mapa oblasti Zlatno
ko — korund, st — staurolit, ds — distén, aa — anatas, gk — glaukonit, tu — turmalín, bi — biotit, mu — muskovit. Vysvetlivky ako pri obr. 2
Fig. 4. Panning map of the Zlatno area
Explanations: ko — corundum, st — staurolite, ds — disthene, aa — anatase, gk — glauconite, tu — tourmaline, bi — biotite, mu — muscovite. Explanations as in Fig. 2

Treba podotknúť, že okrem potoka Zlatno a Suchá Voznica sa šlichovala aj priľahlá časť potoka Richnava, čo malo čiastočne podporiť zistené výsledky, príp. poukázať na výraznejšiu odlišnosť vo východnej alebo západnej časti sledovaného územia. Ovzorkovaná časť Richnavského potoka dokumentuje istú podobnosť so Zlatnianskou dolinou, a teda nie je vylúčené, že smerom na V, príp. na S, neleží podobný typ zrudnenia, ako je Zlatno. Staršie geofyzikálne merania metódou vybudenej polarizácie v severovýchodnej časti Richnavskej doliny naznačili



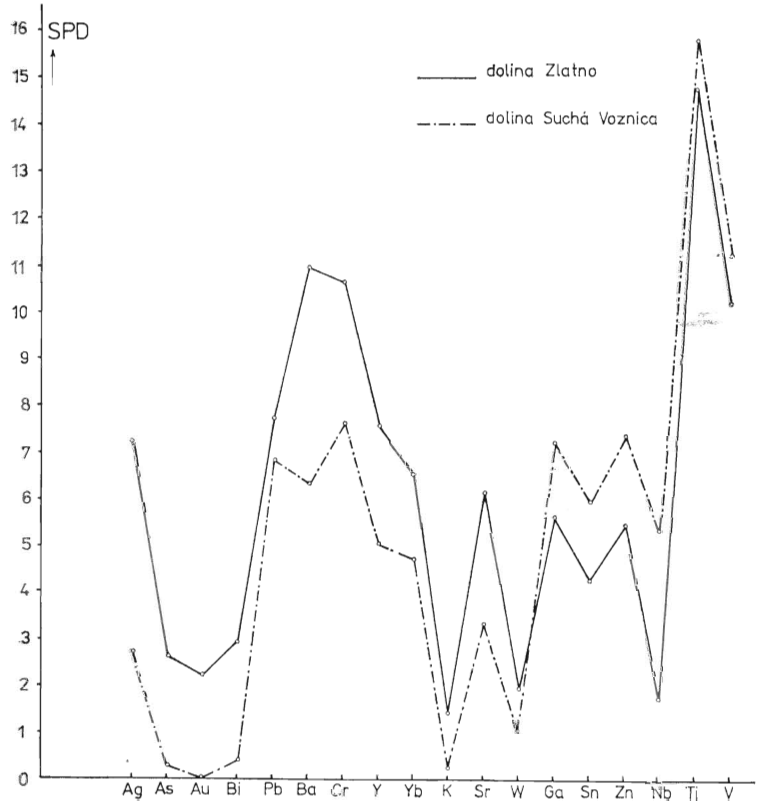
možnosť výskytu nádejného územia, na ktorom v súčasnosti prebieha komplex geofyzikálnych meraní.

Minerálne asociácie zistené v šlichoch

Na šlichových mapách (obr. 2, 3, 4) zreteľne vidieť nápadné rozdiely v náplavoch obidvoch paralelných dolín Zlatno a Suchá Voznica. Kvalitatívnu, ale najmä kvantitatívnu rozdielnosť minerálneho zloženia v náplavoch nepochybne spôsobila rozdielna geologická stavba územia odvodňovaného tokmi. Zloženie šlichov v doline Zlatno plne zodpovedá geologickej stavbe blízkeho okolia, v ktorom sa uplatnili zrudňovacie a metamorfné procesy majúce genetický vzťah k intrúziám granodioritového porfyritu.

Na základe štúdia zloženia šlichov a poznatkov o geologickej stavbe územia možno vyčleniť isté minerálne asociácie indikujúce oblasť, v ktorej je možnosť overiť meďnato-porfýrový ložiskový systém s možnými akumuláciami zrudnenia priemyselného významu. Prvé 3 vyčlenené minerálne asociácie obsiahnuté v náplavoch doliny Zlatno ložisko indikujú, a preto sa môžu využiť aj pri vyhľadávaní ďalších ložísk tohto genetického typu v širšom okolí.

Asociácia pyrit — limonit má z hľadiska vyhľadávacích príznakov dominantné postavenie. Odráža intenzitu zrudňovacích procesov danej oblasti a bezprostredne poukazuje na stupeň pyritizácie, ktorá môže byť spätá s meďnato-porfýrovým ložiskovým systémom.



Obr. 5. Diagram priemerného obsahu niektorých spektrálne analyzovaných prvkov v šlichoch z doliny Zlatno a Suchá Voznica

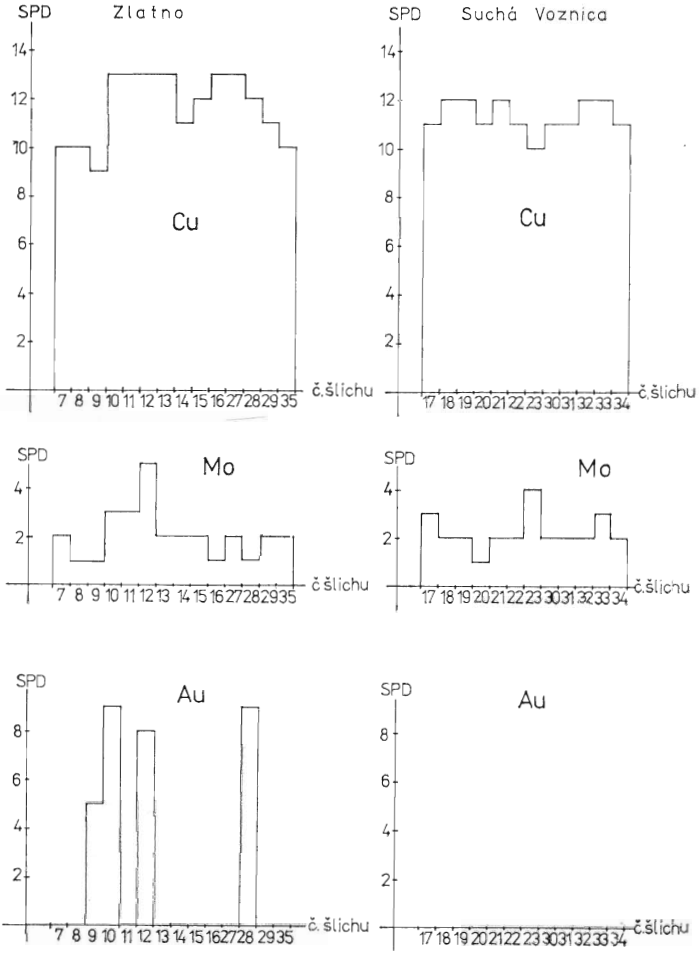
Fig. 5. Average contents of some spectral analysed elements in the panning samples from the Zlatno and Suchá Voznica valley

Asociácia baryt — chalkopyrit — galenit — arzenopyrit — scheelit je asociáciou, v ktorej sulfidy bezprostredne indikujú mineralizačné procesy. Jej podstatným znakom je, že obsahuje minerály vznikajúce výlučne za strednotermálnych, ale aj vysokotermálnych podmienok. Je to typické pre meďnato-porfýrové ložiskové systémy, s ktorými sú mladšie hydrotermálne zrudňovacie procesy v parageneticko m vzťahu.

Asociácia pyroxén — amfibol — chlorit — epidot veľmi zreteľne odzrkadľuje intenzitu hydrotermálno-metasomatických premien okolitých hornín. Veľké zastúpenie chloritu a epidotu na úkor pyroxénu a amfibolu vo vulkanických horninách indikuje procesy propylitizácie, ktoré môžu mať genetický vzťah k formovaniu aktívnych intrúzií.

Asociácia granát — zirkón indikuje jednak prítomnosť hornín intermediárneho zloženia a jednak procesy kontaktnej metamorfózy, v podmienkach ktorej môžu tieto minerály vznikať.

Asociácia korund — staurolit — distén — anatas indikuje v oblasti procesy metamorfózy hornín bez ohľadu na jej polyfá-



Obr. 6. Diagramy znázorňujúce kvantitatívne zastúpenie Cu, Mo, Au v spektrálnych analýzach šlichov z doliny Zlatno a Suchá Voznica

Fig. 6. Quantitative Cu, Mo, Au contents in spectral analyses of individual panning samples from the Zlatno and Suchá Voznica valley

zovosť a prostredie. Väčšina z nich môže indikovať procesy kontaktnej metamorfózy v prostredí hornín vulkanointruzívnej formácie vyvolané aktívnymi intrúziami.

Spektrálnoanalytické hodnotenie šlichov

Na vytvorenie orientačnej predstavy o uplatnení sa chemických prvkov na stavbe tejto oblasti sa každý šlich podrobil spektrálnej analýze a zhodnotil v stupnici SPD. Zo 48 hodnotených prvkov sa vybralo 18, ktorých priemerný obsah zo Zlatnianskej a Voznickej doliny je výraznejšie rozdielny. Tieto hodnoty sú vynesené do grafu na obr. 5.

Podobne ako pri ťažkých mineráloch aj tu možno vyčleniť isté skupiny prvkov, z ktorých niektoré môžu indikovať ložisko, iné iba odzrkadľujú horninové prostredie. Medzi prvky poukazujúce na rudnú mineralizáciu patrí najmä Ag, As, Au, Bi, Pb, Ba, Sr a Zn. Z týchto prvkov má v Zlatníckej doline výrazne vyššie zastúpenie Ag, As, Au, Bi, Ba, Sr.

Ako je známe, pri ložiskách typu meďnato-porfýrových rúd je dôležitý hlavne zvýšený obsah Cu, Au a Mo. Pretože sa všetky spektrálne analýzy hodnotili v stupnici SPD, nemožno postrehnúť zreteľné kvantitatívne rozdiely v obsahu prvkov v obidvoch súboroch. Často sa totiž stáva, že jeden stupeň SPD predstavuje niekoľko desiatok až stoviek ppm obsahu sledovaného prvku. To môže mať za následok, že pri porovnaní priemerného obsahu sledovaného prvku z jednej doliny s obsahom toho istého prvku z druhej doliny sa nemusia prejaviť výraznejšie rozdiely v obsahu SPD. Takýto prípad nastal práve pri takých významných prvkoch, ako je meď a molybdén, a preto sa spolu so zlatom sledovali na samostatných histogramoch (obr. 6). Z nich už možno vidieť výraznú spätosť týchto prvkov s intrúziou telesa granodioritového porfyritu rovnako, ako to zistili vrtné práce.

Záver

Výskum sekundárnej mineralogicko-geochemickej aureoly metódou šlichovania vo vodných tokoch blízkeho okolia ložiska meďnato-porfýrových rúd Zlatno poskytol dôležité poznatky. Podľa toho, čo sa zistilo, možno metódu šlichovania sedimentov potokov objektívne pokladať za veľmi efektívnu a použiteľnú aj v podmienkach Štiavnických vrchov, príp. stredoslovenských neovulkanitov vôbec.

Ukázalo sa, že sa pri vyhľadávaní za pomoci tejto metódy možno opierať o dostatočné množstvo minerálnych asociácií indikujúcich priestor, v ktorom je možnosť objaviť meďnato-porfýrový ložiskový systém. Viaceré z týchto asociácií môžu slúžiť ako príznaky vyhľadávania a na ich základe možno v nádejných oblastiach rozvinúť detailné geologické, geochemické a geofyzikálne vyhľadávanie.

Recenzoval R. Ďuďa

LITERATÚRA

Baldock, J. W. 1977: Low-density geochemical reconnaissance in Peru to delineate individual mineral deposits. *Trans. Inst. Min. Metallurgy (London), B. 86, May, pp. 63—72.*

Burian, J. — Smolka, J. — Kámen, M. 1981: Vývoj neogénneho magmatického komplexu v oblasti Zlatna a s ním spätej mineralizácie. *Mineralia slov., 13, s. 489—508.*

Burian, J. — Smolka, J. 1982: Geologická stavba meďnato-porfýrového ložiska Zlatno. *Mineralia slov., 14, s. 517—538.*

Krivcov, A. I. 1979: Sovremennyje metody poiskov mestorožděnij meďnato-porfyrovogo tipa. *Moskva, Obzor, Všesojuznyj naučnogo-issledovateľskij institut, 68 s.*

Petr, K. — Smolka, J. — Daubner, J. 1983: Dielčia záverečná správa zo šlichovej prospekcie v oblasti ložiska Zlatno. *Manuskript — GÚ Banská Štiavnica.*

Demonstration of the Zlatno porphyry copper ore deposit in panning prospection

KAREL PETR — JÁN SMOLKA — JOZEF DAUBNER

The Zlatno porphyry copper ore deposit was discovered in Middle Slovakia neovolcanic region in the 70th. Some special geochemical and mineralogical methods were performed in this area atfer finishing geological prospection. These methods sould have shown if it is possible to reveal similar deposits in small erosion cut conditions when the deposit is situated 700—1,000 m below recent surface. One of them was panning prospection. Two neighbouring valleys were sampled by this method: the Zlatno valley with the porphyry copper ore deposit and the Suchá Voznica valley without the deposit. Adjacent part of the Richňava valley was investigated by orientation panning prospection, too (Fig. 1, 2, 3 and 4).

Certain heavy mineral assemblages have been separated on the basis of the complex panning samples evaluation. These assemblages could be typical for the above mentioned type of deposit in Middle Slovakia neovolcanites. These assemblages are as follows:

— pyrite-limonite assemblage, which reflects the intensity of metallogenetic processes and indicates the degree of pyritisation in area of question and can correspond with the porphyry copper ore deposit system,

— baryte-chalcopyrite-galena-arsenopyrite-scheelite assemblage in which sulphides immediately induce metallogenetic processes, it contains minerals, which originate under the mesothermal or even katathermal conditions — it is typical for porphyry copper ore deposit systems,

— pyroxene-amphibole-chlorite-epidote assemblage reflects the intensity of hydrothermal-metasomatic alterations of rocks; quantitative changes of pyroxene and amphibole detrimental to chlorite and epidote induce propylitisation, they can geneticaly correspond to the active intrusion formation.

Panning samples were spectral analysed. Forty-eight elements were numbered in the SPD scale. Elements which show extrem content differences in samples from both investigated valleys (Fig. 5) were selected. Mainly Ag, As, Au, Bi, Ba and Sr are of use in the Zlatno valley from elements which can indicate the presence of a deposit.

Cu, Au and Mo contents are important for porphyry copper ore deposits. Average Cu and Mo contents from the Zlatno valley and the Suchá Voznica valley haven't expressive differences using analyses in the SPD scale. That's why both these elements and Au were represented on independent histograms (Fig. 6). High contents of investigated elements from the Zlatno valley can be seen here. Their continuity with the granodiorite porphyrite intrusion can be seen, too.

Preložil L. Divinec

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Juraj Franců: **Organická hmota hornín — výskum a geologické interpretácie** (Bratislava 29. 9. 1983)

Výskum organickej hmoty hornín sa v súčasnosti orientuje na tieto okruhy problémov: 1. ropa a zemný plyn, 2. ložiská rúd, najmä uránu a medi, 3. paleotermálny vývoj, stupeň diagenézy až anchimetamorfózy, 4. geochemická stratifikácia, korelácia súvrství a paleogeografické rekonštrukcie.

Z hľadiska hmotnostnej bilancie celkovej organickej hmoty v zemskej kôre reprezentujú akumulácie iba nepatrný zlomok — uhlie 0,2 %, ropa, plyn a asfalt 0,03 %. Absolútnu prevahu majú rozptýlené formy — mobilné bitúmeny 4—5 % a nerozpustná reziduálna hmota — kerogén 95 %. Kerogén ako najrozšírenejšia for-

ma organickej hmoty v zemskej kôre spôsobuje čiernu pigmentáciu pelitov, v menšej miere karbonátov či psamitov. Pri dostatočnej koncentrácii, priaznivom chemickom zložení a vhodných teplotných podmienkach je schopný produkovať uhľovodíky v materských horninách ropy, alebo môže pôsobiť ako geochemická bariéra, na ktorej sa akumulujú kovy. Koncovým produktom premeny kerogénu aj uhoľnej hmoty je grafit.

Pri štúdiu organickej hmoty zodpovedáme na tri základné otázky: 1. kvantita, 2. kvalita, typ, 3. stupeň premeny.

Kvantitu, resp. mieru akumulácie či rozptylu vyjadrujeme obsahom organického uhlíka v hornine — C_{org} %. Jeho hodnoty rastú v rade psamity — karbonáty — pelity.

Typ organickej hmoty primárne vyplýva z chemického zloženia východiskových látok v organizmoch a sekundárne z podmienok premeny (redoxný potenciál a i.). Typ možno charakterizovať pomocou atómového pomeru H/C a O/C, obsahom a distribúciou homológov charakteristických skupín organických zlúčenín a pod.

Stupeň premeny organickej hmoty odzrkadľuje intenzitu pôsobenia vonkajších činiteľov v čase, najmä tepelného toku. Podľa porovnania karbonifikácie uhlia a dozrievania kerogénu sa pre štádiá premeny používa uhoľná klasifikácia — rašelina až antracit. Z hľadiska tvorby a degradácie ropy a plynu sa rozlišuje nezrelý, zrelý, metamorfovaný a sterilný kerogén. Týmto etapám zodpovedajú aj hĺbkové intervaly: 1. zóna biochemického metánu (diagenéza), 2. hlavná zóna ropy (katagenéza), 3. zóna kondenzátu a plynu (metagenéza) a 4. metamorfná zóna. Každú z nich vymedzujú hraničné hodnoty, napríklad odraznosti vitrinitu, čo je najčastejšie používaný parameter stupňa premeny a číselne vyjadruje výsledok pôsobenia hĺbky poklesu, geotermického gradientu a času, resp. času pôsobenia tepla.

Voľba analytických metód a ich následnosti musí vychádzať z toho, na akú otázku treba odpovedať a aké sú hranice použiteľnosti príslušnej metódy. Pri posudzovaní miery nahromadenia organickej hmoty sa stanovuje obsah organického uhlíka C_{org} % spálením dekalcinovanej vzorky v prúde kyslíka. Pre ropné materské horniny sa udáva spodná hranica nádejnosti $C_{org} = 0{,}5$ %.

Obsah bitúmenov C_{bit} sa stanovuje ako uhlík výťažku chloroformového extraktu horniny a vyjadruje sa v relatívnych % z C_{org}. Jeho hodnoty v materských horninách rastú v zóne ropy, vysoké sú v kolektoroch v blízkosti ložiska alebo v migračných zberných zónach. S pokročilou katagenézou C_{bit} klesá.

Typ organickej hmoty dobre charakterizuje obsah vodíka a kyslíka v kerogéne, resp. atómový pomer H/C a O/C. Im zodpovedajúce údaje poskytuje pyrolýza na prístroji Rock-Eval, ktorá umožňuje aj určiť stupeň premeny a obsah voľných a viazaných uhľovodíkov v hornine. Z týchto údajov možno posudzovať ropný potenciál materskej horniny. Metóda je rýchla a pri vyhľadávaní ropy neoceniteľná, ale je použiteľná iba pri vzorkách v nižších štádiách premeny ako antracit.

Stupeň premeny pomocou odraznosti vitrinitu R_o sa stanovuje mikroskopickou fotometriou. Zónu ropy ohraničuje hodnota $R_o = 0{,}5$—$1{,}3$ %. Vyššia hodnota určuje tzv. hranicu ropy („oil dead-line"), za ňou, t. j. vo väčšej hĺbke, je výskyt ropy málo pravdepodobný, ropu tu nenahrádza kondenzát a pri $R_o > 2{,}0$ % už iba suchý plyn. Odraznosť vitrinitu pri paleotermálnych a tektonických rekonštrukciách použili viacerí autori.

Z metód náročnejších na prípravu možno uviesť infračervenú spektroskopiu, ktorá charakterizuje celkový chemizmus kerogénu aj bitúmenových extraktov. Plynová chromatografia umožňuje detailnejšie rozlíšiť genetické typy, napr. pomocou distribúcie n-alkánov, mastných kyselín či aminokyselín.

Na výskum grafitickej hmoty sú vhodné fyzikálne metódy, ako je DTA a rtg difrakcia. Izotopické štúdium sa využíva pri riešení pôvodu uhlíka — morský, terestrický, juvenilný.

Celkove možno konštatovať, že organická hmota v horninách môže poskytnúť rad cenných informácií o ich pôvode a vývoji, ale dôležitá je spolupráca geochemika s geológom už pri formulovaní geochemického problému. Získané údaje treba posudzovať s ohľadom na rekonštrukciu geologickej histórie regiónu. Dôležité je hľadať aj časové a priestorové súvislosti, napr. medzi etapou tvorby uhľovodíkov v materských horninách a prítomnosťou kolektorov v okolí alebo tektonickými udalosťami za vzniku únikových ciest. Iba v spolupráci chemika, geochemika a geológa možno analytické údaje interpretovať správne, previesť ich do reči geológov, a tým aj do praxe.

Mineralia slov.
16 (1984), 6, 555—557

Výsledky prieskumu mastencového ložiska Kokava-Sinec

JOZEF ZLOCHA, ANTON SUCHÁR, EVA ŠVANTNEROVÁ

Geologický prieskum, Šafárikova ul., 048 01 Rožňava

Doručené 11. 1. 1984

Результаты разведочных работ месторождения талька Кокава-Синец

На основании результатов поисковых работ на территории между Кокавой и Гнущей дана самая надёжная оценка месторождению Кокава-Синец. Месторождение имеет 700 м. в длину и 2—10 м. мощности (местами мощность достигает 28 метров). На месторождении имеет преимущество технический тальк серой и серозелёной окраски. Таль для фармации составляет 19,6 % и имеет беловатосерую окраску. Местами встречается и тальк для электрокерамических целей.

Results of prospection on the Kokava — Sinec talc deposit (Central Slovakia)

In the course of prospection of talc deposits in the area between Kokava nad Rimavicou and Hnúšťa (Central Slovakia), the Kokava — Sinec talc deposit has been assessed as one of the most prospective in the area. The body of the deposit has 700 m strike-length and 2—10 m thickness reaching, in places, up to 28 m. Prevailing portion of the body consists of "technical" talc variety (2nd class) of grey to greyish-green colour. The "pharmaceutical" variety of greyish-white colour composes 19.6 % of the deposit and the white "electroceramic" variety occurs only in places. Results serve as basis for exploitation.

V rámci etapy vyhľadávacieho prieskumu sa v území medzi obcou Kokava nad Rimavicou a Polom viac rokov overovali možnosti výskytu ložiskových akumulácií mastenca. Napriek tomu, že sa pri ložisku Kokava a Samo nepotvrdilo smerné ani hĺbkové pokračovanie ložiskových polôh, na ďalších lokalitách sa ciele prieskumu splnili. Na ložisku Mútnik zistili dva vrty mastenec na okrajoch karbonátového telesa približne 300 m po úklone polôh ťažených v súčasnosti a v podloží ložiska Kokava bolo objavené ložisko Borovana. Najvýznamnejšie bolo overenie pokračovania karbonátových telies s mastencom na ložisku Kokava-Sinec, preto sa tu v rokoch 1979 až 1983 vykonal predbežný prieskum. Banské práce potvrdili nielen väčšie

smerné rozšírenie karbonátových telies s mastencom, ale aj pokračovanie do väčšej hĺbky pod povrchom. Možno konštatovať, že množstvom a kvalitou suroviny patrí toto ložisko v skúmanom území medzi najvýznamnejšie.

Polohy mastenca na ložisku Kokava-Sinec sa viažu na uhličitanové horniny, ktoré sú charakteristickým členom klenovského subpásma kohútskeho pásma veporika. Karbonátové telesá sa pokladajú za normálne členy sedimentárneho súvrstvia, pretože v okolitých horninách sú uložené súhlasne s vrstvovou bridličnatosťou. Predpokladáme, že sa v priebehu geologického vývoja územia pôvodný staropaleozoický koralový vápenec metasomaticky zmenil na magnezit a dolomit, v ktorých zasa pôsobením hydrotermálnych roztokov s obsahom SiO_2 po vhodnej tektonickej príprave pri alpínskych horotvorných procesoch vznikal mastenec (Kužvart, 1957). V podloží aj nadloží ložiskových polôh sú sericiticko-chloritické bridlice, biotitické pararuly a muskovitickobiotitické pararuly. Výskyt sericitickochloritických bridlíc, ktoré sú bezprostredným podložím aj nadložím ložiskových polôh v horninách postihnutých vyšším stupňom metamorfózy (pararuly), sa vysvetľuje účinkami diaftorézy.

Ložisková poloha je overená v dĺžke viac ako 700 m. Má smer SV—JZ a je uklonená na JV, pričom sa veľkosť úklonu mení od 23 do 65°. Mocnosť ložiska sa pohybuje od dvoch do desať metrov, ale lokálne dosahuje až 28 m. Po úklone je ložisko preskúmané v dĺžke maximálne 100 m, ale pravdepodobne pokračuje ešte 50 až 100 m pod úrovňou chodby Zuzana.

Karbonátové telesá s polohami mastenca v ložisku Kokava-Sinec už netvoria súvislú polohu. Sú silne prerušené, roztrhané a vyvlečené. Pôvodne časti karbonátov menšej mocnosti boli pri tektonických procesoch rozdrvené a úplne sa premenili na mastencovo-mylonitovú hmotu. Z častí karbonátov, ktoré mali väčšiu mocnosť, pri týchto procesoch vznikali šošovkovité útvary smernej dĺžky od niekoľko desiatok metrov do sto metrov.

Na výplni ložiskových polôh sa okrem mastenca a karbonátov (magnezit, dolomit) zúčastňujú aj mastencové bridlice, chloriticko-mastencové bridlice a lokálne aj útržky sericiticko-chloritických bridlíc a muskoviticko-chloritických fylitov.

Mastenec v ložiskových polohách vystupuje v rozmanitej forme: je masívny, šupinkovitý alebo skrytokryštalický. Jeho kvalita závisí od mineralogického a chemického zloženia. Biely mastenec s malým zastúpením znečisťujúcich prímesí (elektrokeramický mastenec) sa v ložiskových polohách vyskytuje pomerne zriedka. Sivobiely a biely mastenec s odtieňom do zelena, označovaný ako farmaceutický mastenec, je už zastúpený hojnejšie. Najviac je vo výplni ložiskových polôh mastenca svetlosivej a svetlosivozelenej (gumársky mastenec) a sivej farby (technický mastenec). Prieskumné práce potvrdili, že najkvalitnejší celistvý mastenec vystupuje na okrajoch karbonátových telies v polohách mocných od desiatich centimetrov do jedného—dvoch metrov. Zriedkavejšie sa polohy kvalitného mastenca zistili aj v samých karbonátoch alebo sericiticko-chloritických bridliciach.

Mastenec v šupinkovej forme zvyčajne vypĺňa trhliny, pukliny alebo intergranuly v karbonátových telesách. Jeho zastúpenie kolíše od niekoľkých do 65 percent. Laboratórnym technologicko-úpravníckym výskumom sa zistilo, že vhodnou flotačnou úpravou možno z tejto suroviny získať mastenec akostnej triedy 00/A (farmaceutický mastenec) s výťažnosťou minimálne 75 %. Následnou elektromagnetickou úpravou možno získať časť produktu, ktorý chemickým zložením zodpovedá požiadavkám na elektrokeramický mastenec.

Pritom sa dá získať aj kvalitný magnezit, charakteristický vysokým obsahom MgO a nízkym obsahom Fe_2O_3, SiO_2, CaO (Derco — Očenáš, 1983).

Ložisko mastenca Kokava-Sinec na povrchu overili ryhy a šachtice. V nadmorskej výške 742 m je preskúmané chodbou Lýdia a prekopmi vyrazenými v etape vyhľadavacieho prieskumu vo vzdialenosti od 50 do 100 m. Chodbou Zuzana a prekopmi vzdialenými od seba približne 50 m sa sledovalo pokračovanie ložiskových polôh približne 40 m pod úrovňou chodby Lýdia. V rámci predbežného prieskumu boli komínmi a prekopmi preskúmané aj časti ložiska 15 m nad chodbou Lýdia. V centrálnej časti ložiska sa z chodby Lýdia vyrazili zahusťovacie prekopy na overenie variabilnosti mocnosti a kvality suroviny.

Ložiská mastenca v komplexoch metamorfovaných hornín sú charakteristické zmenou mocnosti a kvality suroviny nielen po smere, ale aj po úklone, a preto sa zaraďujú do tretej skupiny ložísk. Na základe vypočítaných koeficientov variácie mocnosti a kvality suroviny (koeficient variácie mocnosti na úrovni chodby Lýdia je ± 69,65 % a kvality mastenca ± 55,81 perc.; na úrovni chodby Zuzana ± 59,35 perc. pre mocnosť a ± 57,0 % pre kvalitu mastenca), ako aj stupňa presnosti prieskumu (± 21,03 % na úrovni chodby Lýdia a ± 23,87 % na úrovni chodby Zuzana) sme väčšiu časť preskúmanej zásoby zaradili do kategórie C_1 a menšiu do kategórie C_2. Možnosť zaradiť surovinu do kategórie C_1 vychodí aj z vypočítanej chyby analógie, ktorá je pre mocnosť ložiska po smere ± 22,7 % a po úklone ± 25,5 %.

Podľa stanovených cieľov prieskumu sa malo overiť 250 kt zásob mastenca v kategórii C_1 a 300 kt v kategórii C_2. Skutočne dosiahnuté výsledky sú ešte lepšie, pretože iba zásoby kategórie C_1 sa overilo viac ako 450 kt. Výsledky prieskumu sú dobré aj z hľadiska kvality preskúmanej suroviny, lebo zastúpenie farmaceutického mastensa v blokoch sa pohybuje od 0,85 do 19,6 %, gumárskeho od 0,62 do 10,15 % a technického mastenca od 4,92 do 31,14 percenta.

Recenzoval M. Slavkay

LITERATÚRA

Derco, J. — Očenáš, D. 1983: Petrograficko-mineralogická úpravnícka správa z úlohy Kokava-Sinec, mastenec. *Manuskript — GP Spišská Nová Ves.*

Kužvart, M. 1957: Ložiska mastku ve Spišsko-Gemerskom rudohoří na Slovensku. *Sbor. Ústř. úst. geol., s. 441—463.*

Suchár, A. et al. 1980: Záverečná správa a výpočet zásob z úlohy Kokava — Jelšava, mastenec. *Manuskript — GP Spišská Nová Ves.*

Suchár, A. et al. 1983: Záverečná správa a výpočet zásob z úlohy Kokava-Sinec, mastenec. *Manuskript — GP Spišská Nová Ves. 97 s.*

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Dušan Obernauer — Ľubomil Pospíšil: **Skúsenosti s aplikáciou diaľkového prieskumu Zeme (DPZ) v oblasti Západných Karpát** (Bratislava 8. 3. 1984)

Odborná geofyzikálna skupina pri Slovenskej geologickej spoločnosti v Bratislave v spolupráci s odbornou skupinou inžinierskej geológie usporiadala 8. marca 1984 odborný seminár Skúsenosti s aplikáciou metód diaľkového prieskumu Zeme (DPZ) v oblasti Západných Karpát. Zúčastnilo sa na ňom 87 pracovníkov z 12 geologických a geofyzikálnych pracovísk a bolo prednesených 7 referátov, ktoré stručne, ale výstižne charakterizovali princípy metód DPZ, možnosti ich používania v rozličných odvetviach národného hospodárstva a na konkrétnych príkladoch dokumentovali prínos výsledkov DPZ pri riešení problematiky v rozličných geovedných disciplínach.

Úvodný referát poskytol prehľad metód DPZ používaných v ČSSR, vysvetlil princípy fotografických a nefotografických metód, ich výhody a možnosti uplatnenia pri geologickom výskume nášho územia. Účastníkov stručne informoval aj o programoch Interkozmos a o podiele čs. odborníkov na ich príprave a realizácii (Feranec).

Ďalej sa na konkrétnych príkladoch dokumentovali prejavy známych štruktúrnych fenoménov registrované z kozmických nosičov v oblasti vonkajších a centrálnych Západných Karpát, lineárne a ringové štruktúry a ich charakteristiky. Na materiáloch z Tanzánie a Kene boli dokumentované niektoré pozoruhodné geologické charakteristiky z oblasti východoafrického riftu (Reichwalder). Na príkladoch z územia stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitov a vo veporskej časti Slovenského rudohoria bol indikovaný rad línií SV—JZ a SZ—JV, ktoré sú v tesnej korelácii s geofyzikálnymi a geologickými zlomami. V oblasti Vihorlatských vrchov sa zistil nový vulkanický aparát — Veľká Vavrová a získali sa nové informácie o vulkanickom aparáte Kráľovský Chlmec (L. Pospíšil). Výsledky analýzy družicových snímok sa konfrontovali s údajmi o rozmiestnení a prejavoch ohnísk zemetrasení v oblasti Západných Karpát. Poukázalo sa na reálnu možnosť využiť tieto poznatky na vymedzenie doteraz neznámych aktívnych rozhraní. Príkladom môže byť interpretovaná dvojica rozhraní smeru VSV—ZJZ prebiehajúca z viedenskej panvy do priestoru Vysokých Tatier, resp. Nízkych Tatier, a to najmä v úseku Banská Bystrica — Brezno, kde možno pozorovať veľmi tesné väzby (Pospíšil et al.). Jedno z týchto rozhraní, a to severné, pracovne označené ako „folipo", analyzuje podrobnejšie ďalší príspevok. Jeho interpretácia ako zlomu, na ktorom nastal vzájomný posun dvoch blokov, môže mať pri spoznávaní stavby v západnej časti Západných Karpát, ako aj pre sledovanie migračných ciest pri formovaní oblastí perspektívnych z hľadiska výskytu uhľovodíkov (Janků et al.) zásadný význam. Veľmi zaujímavý rozbor prejavu „nelineárnej štruktúry Svidník — Stropkov" v tiažovom poli bol obsahom ďalšieho referátu. Podľa porovnania s analýzou tiažových prejavov nameraných nad 150 známymi ložiskami uhľovodíkov v ZSSR možno uvedenú štruktúru charakterizovať ako jednu z najnádejnejších (Pospíšil et al.). Možnosti a skúsenosti s využitím družicových, ale hlavne leteckých snímok pri riešení úloh inžinierskej geológie interpretoval rozsiahly a príkladmi bohato dokumentovaný referát (Zeman — Holzer).

Odborná geofyzikálna skupina usporiada 8. 11. 1984 Geofyzikálny deň. Prednášky budú zamerané na nové poznatky vyplývajúce z regionálnych geofyzikálnych meraní v oblasti Západných Karpát (hlbinná stavba, hydrogeofyzikálny výskum, výskum metalogenetických štruktúr).

Mineralia slov.
16 *(1984), 6, 559—562*

DISKUSIA

Ešte raz o genéze Ni-Co zrudnenia v amfibolických gabrách pri Rochovciach

MIROSLAV IVANOV

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

Doručené 8. 2. 1984

Относительно генезиса никель-кобальтового оруденения в амфиболитовых габрах при Роховциах

В заметке автор обсуждает некоторые вопросы высказанные Д. Говорком (1983) по отношению генезиса базальтового тела при Роховциах и никель-кобальтовой минерализации в нём. На основании фактического материала автор считает невозможной интерпретации этого тела первоначально как ультраосновного а никель-кобальтовую минерализацию как процесс ранне магматической сегрегации. Амфиболические габра-горнблендиты автор рассматривает как гипоабисальную интрузию а оруденение считает ликвационно магматическим о чём автор высказался и в предыдущих своих работах.

To the Ni-Co mineralisation genesis in amphibole gabbro near to Rochovce

The author discusses D. Hovorka's (1983) opinions on the genesis of the basic body near to Rochovce and the Ni-Co mineralisation in it. He refuses the possibility of interpretation of this basic body as originally ultra-basic one and he also eliminates the possibility of the Ni-Co mineralisation genesis in an early magmatic segregation process. The author looks at amphibole gabbro-hornblendite as hypoabyssal intrusion coming from the earth crust-mantle boundary. In the sense of already published articles he considers the Ni-Co mineralisation as liquid-magmatic one.

V ostatnom čase vyjadril D. Hovorka (1983) náhľad, že bázické teleso vo vrte KV-3 pri Rochovciach nemuselo byť hypoabysálnou bázickou intrúziou a že Ni-Co zrudnenie vystupujúce v jej bazálnej časti nie je likvačnomagmatického pôvodu. D. Hovorka poukázal na niektoré ďalšie teoretické možnosti vzniku týchto hornín a mineralizácie. K týmto jeho námetom chceme zaujať stanovisko.

D. Hovorka v úvode príspevku poukázal na to, že bázické až ultrabázické intruzívne telesá s likvačnomagmatickými Ni-Co (Cu) ložiskami vznikajú v kratogenizovaných oblastiach zemskej kôry a často bývajú súčasťou zložitých magmaticko-vulkanických komplexov.

Je pravda, že veľké ložiská tohto typu (Sudbury, Bushwald, Pečenga, Norilsk) vystupujú v bázikách na aktivizovaných platformách, resp. na aktivizovaných starých štítoch, ale podstata týchto javov je v tom, že práve v týchto stabilizovaných častiach zemskej kôry boli priaznivé podmienky na vznik hlbokých tektonických línií, príp. celých sérií hlbokých zlomov, po ktorých sa na povrch dostávala bázicko-ultrabázická magma z hlbších častí zemskej kôry, resp. zemského plášťa. Plutonicko-vulkanické diferencované komplexy bázických hornín v kratogenizovaných oblastiach dosahujú obrovské, až niekoľko 100 km^2 rozmery.

Ale na druhej strane sú známe Ni-Co ložiská likvačnomagmatického typu menších (príp. stredných) rozmerov späté s gabrami, noritmi a pyroxenitmi viažúce sa na orogénne oblasti. Príkladom z alpskej oblasti môže byť skupina Ni-Co ložísk v provincii Vercelli a Navara v severozápadnom Taliansku. Podmienkou, aby sa bázická magma dostala z hlbších častí zeme na povrch, sú hlboké prívodové dráhy a priaznivá tektonická aktivita oblasti.

Styčná zóna gemerika a veporika v centrálnych Západných Karpatoch má práve takéto špecifické postavenie. Gemerikum je na jednej strane typickou geosynklinálnou oblasťou so značnou labilitou zemskej kôry, výraznou subsidenciou sedimentačných panví, najmä v staršom paleozoiku a karbóne v sprievode intenzívneho kyslého aj bázického magmatizmu, na druhej strane veporikum predstavuje v centrálnych Západných Karpatoch oblasť s konsolidovanejším charakterom zemskej kôry a menšou subsidenciou, pričom mocnosť paleozoických komplexov vonkoncom nedosahuje takú mocnosť, aká je známa z gemerika.

Pre rozhranie takýchto zón diskontinuity sú charakteristické jednak hlboké tektonické línie, ktorých začiatok môže siahať ešte do raných štádií vývoja geosynklinály, a ich oživovanie počas mladších, (u nás) alpínskych tektonických procesov, a jednak intruzívny magmatizmus. Takáto predstava je zakotvená aj v práci P. Greculu (1982).

Aj tektonické nasunutie gemerika na veporikum bolo zrejme podmienené tým, že veporikum bolo konsolidovanejším blokom. V takýchto geologicko-tektonických podmienkach boli priaznivé podmienky na intrúziu bázickej magmy, ktorá pochádzala až z rozhrania zemskej kôry a zemského plášťa (Ivanov, 1983, 1984). D. Hovorka v diskusnom príspevku ďalej uvádza, že proti uplatneniu sa likvačnomagmatických procesov v telese bazitov pri Rochovciach svedčí malá hĺbka intrúzie a jej malá mocnosť (95 m). K tomu treba podotknúť, že proces likvácie, teda oddelenie sulfidickej a silikátovej taveniny, môže nastať nielen po vniknutí magmy do vyšších častí zemskej kôry, ale ešte skôr, v období intratelurického štádia, v hlbších častiach zemskej kôry (príp. plášťa). Z tohto hľadiska ani relatívne malá hĺbka intrúzie (hypoabysálne bazické intrúzie podľa Smirnova, 1982, sa vyskytujú najčastejšie v hĺbke 1—3 km pod povrchom) ani doteraz zistená malá mocnosť bázickej hypoabysálnej intrúzie pri Rochovciach nie sú v rozpore s uplatnením sa likvačnomagmatických procesov v bázickej magme.

Náhľad D. Hovorku, že Ni-Co (Cu) sulfidy (čiastočne arzeničňany) mohli vzniknúť rekryštalizáciou a uvoľnením Ni (Co) z pôvodného olivínu a pyroxénu v hornine pod vplyvom tepelnometasomatických

účinkov granitoidnej intrúzie (ktorá je v bezprostrednom podloží bázického telesa), naráža na rad protirečení vyplývajúcich z faktického materiálu.

Bázické teleso vo vrte KV-3 nie je a nebolo pôvodne ultrabázickou intrúziou. Dokumentuje to 22 silikátových analýz, ktoré poukazujú na to, že magma bola gabroidného zloženia. Relatívne nízky obsah MgO a zvýšený obsah CaO Al_2O_3 a SiO_2 v týchto horninách úvahu o ultrabázickej magme vylučujú.

Odrazom chemického zloženia horniny je aj primárna paragenéza horninotvorných minerálov. Báziká z vrtu KV-3 petrograficky zodpovedajú amfibolickým gabrám až hornblenditom s prevládaním obyčajného amfibolu a bázického plagioklasu. Jednoklonné pyroxény a serpentinizovaný olivín sú zastúpené v menšej miere len v niekoľkometrovom úseku. V prípade variet s obsahom pyroxénov a olivínov ide zrejme iba o bázickejší diferenciát v rámci magmatického telesa (z publikovaných analýz; Ivanov, 1983: analýza z m 611 zodpovedá najrozšírenejšiemu typu amfibolických gabier — hornblenditom bez pyroxénov a olivínov a analýza z m 683,2 zasa reprezentuje bázické horniny s výskytom jednoklonných pyroxénov a serpentinizovaných olivínov).

V horninách, kde je primárne zastúpené iba malé percento minerálov schopných vo svojej štruktúrnej mriežke izomorfne viazať väčší obsah niklu (olivín, pyroxény), ťažko uvažovať aj o genéze Ni-Co(Cu) zrudnenia tak, ako to uvádza D. Hovorka (citované vyššie).

Účinok alpínskeho biotitického granitu na amfibolické gabrá — hornblendity sa prejavil jednak vznikom kontaktných rohovcov (3—4 m pásmo), jednak difuzívnometasomatickými a termickými premenami, ktoré na jednej strane viedli k čiastočnej premene už existujúcich horninových minerálov (sausuritizácia plagioklasu, aktinolitizácia obyčajného amfibolu, chloritizácia pyroxénu, serpentinizácia olivínu), alebo k vzniku nových minerálnych fáz (biotit, cordierit, amfibolový azbest). Napriek týmto premenám zostala pôvodná masívna všesmerne zrnitá štruktúra týchto bázik nezmenená. Od bázy až po strop intrúzie sú to strednozrnné horniny tmavosivozelenej farby bez náznakov účinku usmerneného tlaku (dynamometamorfózy).

Hovorkovo vysvetlenie, že pozorované zvýšené nahromadenie (špecificky ťažšieho) obyčajného amfibolu (na úkor plagioklasu) v bazálnej časti bázickej intrúzie mohlo byť zapríčinené „odtavovaním" a redeponovaním ľahších svetlých súčiastok pod vplyvom tepla granitoidnej intrúzie, je veľmi nepravdepodobné o to viac, že sa gravitačná diferenciácia v predmetnom bázickom telese prejavila ešte výraznejšie pri sulfidických mineráloch (Ni-Co/Cu). Sulfidy sa sústreďujú pri báze intrúzie. Tento fakt sa D. Hovorka usiluje vysvetliť ranomagmatickými segregačnými procesmi (frakčnou kryštalizáciou magmy). Magmatická segregácia je typická pre chromitové a niektoré titanomagnetitové rudy. Ich charakteristickou črtou je, že rudné minerály vykryštalizovali prevažne v počiatočných štádiách tuhnutia magmy. Pritom značná časť rudných minerálov si uchováva idiomorfný habitus. Pre likvačnomagmatické rudy je naopak charakteristické, že sa sulfidická tavenina oddeľuje ešte pred kryštalizáciou horinotvorných minerálov, kým sama kryštalizácia sulfidov nastáva až po kryštalizácii horninotvorných minerálov. V tomto dlhom časovom a teplotnom rozmedzí (v procese tuhnutia magmy) sa výrazne uplatňuje gravitačná diferenciácia s koncentrovaním sulfidov v bazálnej, príp. priokrajovej časti hypoabysálnej intrúzie.

V prípade Ni-Co-(Cu) zrudnenia v amfibolických gabrách — hornblenditoch z vrtu KV-3 (Rochovce) možno pozorovať práve

takéto zákonitosti nahromadenia rudných minerálov. Pritom sulfidy sú (v hĺbke 686—696 m v kváziparalelných polohách v koncentráciách až do 30 % obj.) alebo v rozptýlenej forme v intergranulách horninotvorných minerálov (pričom sú rudné minerály xenomorfne vyvinuté a majú zaoblené tvary — vtrúseniny, slzičky), alebo tvoria nepravidelné lalokovité navzájom pospájané útvary (charakteristické textúry pre likvačnomagmatické rudy).

Z ďalších znakov podporujúcich názor o likvačnomagmatickom pôvode tohto zrudnenia je nedostatočne vyvinutá sukcesia vylučovania rudných minerálov, ako aj na elektrónovom mikroanalyzátore stanovené zvýšené koncentrácie Ni v pyrotínoch a Co v pyritoch (Ivanov, 1981, l. c.).

Záverom chceme podotknúť, že aj keď veľkosť a morfológia bázickej intrúzie pri Rochovciach a rozsah Ni-Co-(Cu) zrudnenia v nej nie sú známe, na základe dedukcie z doterajšieho faktického materiálu možno vysloviť záver, že ide o hypoabysálnu bázickú (a nie ultrabázickú) intrúziu a likvačnomagmatický typ zrudnenia, ktorý je s ňou geneticky spätý.

Recenzoval C. Varček

LITERATÚRA

Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slov., monografia. 263 s.*

Hovorka, D. 1983: Genéza zrudnenia v telese bazitov pri Rochovciach. *Mineralia slov., 15, s. 455—459.*

Ivanov, M. 1981: Niklovo-kobaltové zrudneine likvačnomagmatického typu v amfibolických gabrách styčnej zóny gemerika a veporika. *Mineralia slov., 13, s. 193—208.*

Ivanov, M. 1983: Bázické intruzívne horniny v oblasti Rochovce—Chyžné a ich niklonosnosť. *Mineralia slov., 15, s. 437—447.*

Ivanov, M. 1984: Vzácne zeminy v kyslých a bázických magmatických horninách — Rochovce (vrt KV-3). *Mineralia slov., 16, s. 173.*

Smirnov, V. J. 1982: Geologija poleznych iskopajemych. *Moskva. Izd, Nedra. 669 s.*

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Ľubomil Pospíšil: **Možnosti metód DPZ v Západných Karpatoch — príklady** (Bratislava 8. 3. 1984)

Na príklade stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitov a veporskej časti Slovenského rudohoria sa demonštrovali možnosti využitia družicových snímok pri geologickej interpretácii.

V stredoslovenských neovulkanitoch bol indikovaný rad línií smeru SV—JZ a SZ—JV, ktoré veľmi dobre korelujú s geofyzikálnymi a na rade miest aj s geologicky zistenými zlomami. Nevyjasnené zostávajú nelineárne (kruhové) systémy štruktúr nezodpovedajúce známym faktom.

Vo veporskej časti Slovenského rudohoria sa výskum sústredil na muránsky zlom a jeho severné paralely, ktoré sú z geologických máp neznáme. Z porovnania s geofyzikálnymi výsledkami možno usudzovať, že ide o prejav na povrchu doteraz dobre nezachytenej pohorelskej línie.

Vo východoslovenských neovulkanitoch sa vo Vihorlatských vrchoch zistil ďalší nový vulkanický aparát Veľká Vavrová a získali sa nové údaje o vulkanickom aparáte Kráľovský Chlmec.

Mineralia slov.
16 *(1984), 6, 563—581*

SÚHRNNÝ REFERÁT

Granitový problém v díle W. S. Pitchera a jeho spolupracovníků

MARIE PALIVCOVÁ

Ústav geologie a geotechniky ČSAV, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8-Libeň

(2 tab. v texte)

Doručené 11. 1. 1984

Гранитовые проблемы в работе В. С. Питхера и его сотрудников.

Показаны настоящие взгляды касающиеся особенностей и формирования, именно внедрения гранитоидных тел, в смысле стати и предложений В. С. Пичера. Подчеркнуты преимущественно противоположные вопросы — напр. вопрос физического состояния гранитных магм, их подвижности, длительности плутонического магматизма, линеаментного контроля интрузий и др. — которые обсуждаются в этой высокооцениваемой статье. Показана также и в краткости обсуждена схема автора батолитовых интрузий в различных орогенных условях.

The granite problem in the work of W. S. Pitcher

The recent state of ideas concerning the nature and formation, especially the emplacement of granitic bodies according to Pitcher's summarizing paper and his recommendations is informatively presented. Controversial questions in this highly appreciated paper — such as physical state of granitic magmas, their mobility, duration of plutonic magmatism, lineamental control of intrusions etc. — are emphasized. The author's scheme of batholitic emplacement in different orogenic environment is shown and shortly discussed.

Opět jako ve čtyřicátých až padesátých létech se v osmdesátých létech vytváří významné centrum západní granitologie ve Velké Británii. Předním představitelem současné granitologie se stal W. S. Pitcher, v současné době profesor liverpoolské univerzity, zamlada spolupracovník H. H. Reada. Podobně jako Read je představitelem školy, zakládající své představy a úvahy v prvé řadě na rozsáhlých petrologicko-geologických výzkumech. Východiskem jeho syntetizujících úvah jsou bohaté zkušenosti jednak z kaledonských masívů skotsko-irských, jednak z mezozoických batolitů západoamerických.

Tyto zkušenosti Pitcher tedy získal z oblastí dvou základních rozdílných způsobů výskytu granitoidních masívů ve

fanerozoických orogenních pásmech zemské kůry: v kaledonské oblasti vystupují granity v nevelkých, většinou rozptýlených masívech (v novější Pitcherově klasifikaci převážně v podobě plutonů), v západoamerickém pobřeží naopak vytvářejí složité, souvislé, převážně mezozoické batolity, rozkládající se na velké vzdálenosti v zóně planetárního rozsahu.

Způsob, jakým autoři (Pitcher-Berger 1972) nově zpracovali klasické granity irského Donegalu — jeden z předmětů sporů v době Reada a Reynoldsové —, je vynikajícím příkladem moderní granitologické studie. Na příkladě donegalského masívu ukázali autoři (na podkladě výsledků celého kolektivu pod Pitcherovým vedením) geologickou pozici a jeho geologickou stavbu z několika dílčích intruzí a podrobně se zabývali jejich časovými vztahy, tvarem, mechanismem, povahou a podmínkami vzniku.

Během studia této kaledonské oblasti si Pitcher ujasnil, že klíčem pro výzkum granitologických problémů zůstávají — tak jako v době Cloosově — rozsáhlé komplexy granitoidních hornin západoamerického pobřeží, a přesunul zájem svůj i svých spolupracovníků na oblast peruánského batolitu (Cobbing — Pitcher 1972, Pitcher 1974, Bussel 1976, Bussel — Pitcher — Wilson 1976, Pitcher — Bussel 1977, aj.). Především tento batolit a dále pak blízké seznámení s rozsáhlými výzkumy celého západoamerického pobřeží od severního až k jižnímu pólu se staly základem řady prací o obecných problémech vzniku batolitu, zejména z hlediska tvaru, způsobu a mechanismu intruze (1975, 1978). Své představy pak Pitcher shrnul v obsáhlém prezidentském referátu londýnské geologické společnosti (1978) o povaze, výstupu a vmístění granitických magmat. Uveřejnený referát (Pitcher 1979) představuje nový krok ve výzkumu granitového problému a řadí se k té početné řadě děl (jsou jich desítky) s názvy jako „současný stav granitového problému" či „původ granitu". Uvedené dílo zasluhuje proto — obdobně jako dílo H. S. Yodera (1979) na poli petrologickém (srv. recenzi v Čas. mineral. geol., 29, s. 235) k současnému stavu experimentálního výzkumu vyvřelých hornin — hlubší informaci a analýzu.

Výsledkem Pitcherovy stati je pokus o geologickou klasifikaci granitoidů v orogenních podmínkách. Avšak základní poučení z této autorovy syntetizující stati lze shrnout i jinak: mýlí se ti, kdo se domnívají, že granitový problém je Readovým výrokem („granity a granity"), tj. polygenní interpretací granitických hornin, vyřešen. Ačkoli Pitcher sám je rovněž zastáncem polygenního vzniku granitů, ačkoli se opírá zhruba o 350 vybraných nejvýznamnejších citací, převážně z posledních desetiletí (sovětská a vůbec východní literatura je využita minimálně), zůstávají základní problémy stejně sporné a se stejnými otazníky, jaké si kladli badatelé v padesátých letech i dříve. Závažnost Pitcherova díla vidím především v tom, že autor otazníky a paradoxy nezakrývá, naopak upozorňuje na ně. V tom lze jeho stať, přestože menšího rozsahu (ale hutného obsahu), srovnávat s dílem Raguinovým (1965). Je stejně podnětná a udivuje schopností formulovat protiklady. Je zřejmé, že granitologové, vycházející z rozsáhlých geologických zkušeností, jsou podstatně kritičtější a v závěrech opatrnější než experimentálně orientovaní petrologové, jejichž závěry jsou často příliš kategorické.

Základní problémy orogenních granitů

Vyjmenujme např. základní problémy, jimiž se Pitcher zabývá v diskutované syntéze o orogenních granitech: tvary

granitových plutonů (jejich nomenklatura, geologické tvary, modelování), problém fyzikálního stavu magmatu (granity jako roztoky, krystalová kaše, tufizity, vliv vody na krystalizaci, reologické vlastnosti magmatu, mobilita a viskozita a jejich vliv na geologickou stavbu těles), trvání plutonického magmatismu (dlouhodobost plutonismu, epizodický plutonismus), způsob segregace a intruze granitového magmatu (granity jako korové přetaveniny, příčiny zdvihu, hloubka a způsoby „vmístění"* granitů; násilná či povolná* intruze granitového magmatu, problém kalder a diapirů), význam orogenního prostředí (dvě látkově řady granitických hornin, batolitový model pro orogenní asociace). Téměř všechny tyto problémy, včetně takové otázky, zda při vzniku batolitů panuje tlaková či tahová tektonika (srv. str. 632), zůstávají ve své podstatě na poli sporných hypotéz, často i silně kontrastních. Není však nutné upadat do skepse či agnosticismu: z Pitcherovy práce je evidentní, že milníky na cestě granitologického výzkumu — stejně jako v petrologii obecně — se stávají ty masívy nebo oblasti, které jsou důkladně zpracovány jak látkově, tak i geologicky. Peruánský batolit či donegalské granity se takovými příklady stávají.

V úvodní kapitole diskutované stati se tedy Pitcher v zásadě přiklání k Readově sentenci, že granity jsou nejednotného vzniku, a proto historie jejich vývoje nemůže být jednotná. Dvěma hlavním skupinám, granitům v anorogenním a orogenním kontextu, přičítá Pitcher různé způsoby vzniku: anorogenní granity vznikají buď diferenciací bazického magmatu, nebo natavením korového materiálu bazickým magmatem, orogenní vznikají úplným nebo částečným přetavením zemského pláště nebo spodní kůry, nebo jako konečné produkty metamorfismu. Už k tomuto Pitcherovu základnímu genetickému členění lze poznamenat, že má evidentně četná úskalí; jednak není snadné tyto různé genetické typy rozlišit (kromě geologických kritérií se úvahy opírají hlavně o geochemii stopových prvků a izotopů, která v tomto kontextu není dosud dostatečně propracována), jednak lze najít mnohé příklady i opačného charakteru, např. magmaticko-diferenciační interpretaci v orogenních podmínkách či metamorfní v anorogenních. Magmatické a metamorfní granity pak autor rozlišuje podle formy geologického výskytu. Je nepravděpodobné, že by metamorfní granity mohly vznikat in situ jinak než v souladu s okolními metamorfity (harmonické granity), zatímco disharmonické granity (massifs circonscrits ve smyslu Raguinově) představují spíše intruzi magmatu, ať je jeho původ jakýkoli. Avšak (str. 628) „dosud je velmi málo konkrétních znalostí o reologii krystalických magmat** granitového složení; obecně se předpokládá, že tato magmata mají speciální vlastnosti viskozity, které je staví stranou od ostatních tavenin". Už z úvodních poznámek tedy vyplývá, že jeden ze základních problémů granitologie — problém fyzikálního stavu magmatu — zůstává na úrovni, která byla hlavní příčinou sporů padesátých let. Za zmínku stojí Pitcherovo hodnocení prací sovětských autorů; došli podle něho nejdále v poznání ekonomického významu Readova výroku, tedy poznání různého typu granitů ve vztahu k metalogenezi.

* Termínem „vmístnění" je překládán pojem „emplacement"; termíny „forcefull" a „permissive" intrusion jsou překládány jako „násilná" a „povolná" (permisívní) intruze.

** Termín „krystalické magma" odpovídá Pitcherovu „crystal-bearing magma"; z dalšího je patrno, že autor uvažuje až o 50 % i více pevné fáze.

Tvary granitických teles

Pokud jde o tvary granitických těles, zabývá se Pitcher definicí plutonu a batolitu a shrnuje dosavadní znalosti o modelování těchto tvarů. Doporučuje redefinovat příliš širokou Cloosovu definici putonu (tj. „rozsáhlé těleso granitických hornin" v původní definici) jako „těleso magmatu nebo příbuzných magmat, která se tvořila v zásadě synchronně v rámci jediného kontaktu". Je si však vědom určitých nesnází, protože mnohé takto definované plutony jsou složité, vícefázové, tvořené opakovanými „pulsy" (tj. proudy magmatu z hloubky), nebo náhlými vzestupy (surges — tj. diferenciálními proudy magmat rozličné mobility v rámci téhož magmatického krbu). Termín „peň" doporučuje autor omezit jen na diskordantní vertikální tělesa cylindrického tvaru, podle Dalyho v průměru maximálně 15 km; velikost pňů je totiž omezena určitým objemem jednoho pulsu. Také plutony se zdají být limitovány co do velikosti v závislosti na petrografickém složení a geologickém prostředí. Například tonalitové plutony v cirkumpacifických batolitech, tvořené několika magmatickými pulsy, dosahují až 1000 km^2; jednotlivé pulsy tonalitového magmatu však zřídka přesahují 300 km^2. Průměrné velikosti plutonů intermediárních granitoidů jsou kolem 150 km^2, pravých granitů kolem 80 km^2.

Batolit je definován jako „shluk plutonů" (str. 629), uspořádaných často lineárně a nahromaděných jako důsledek určitého řídícího strukturního vlivu* (overriding structural control) na tvorbu magmatu a jeho intruze. Taková definice umožňuje podle Pitchera řešit mnohé záhady vzniku batolitů, jako hloubkový dosah, dobu trvání, vystupování podle oslabených preexistujících tektonických linií, a i problém prostoru je snáze pochopitelný. Příklady batolitů jsou např. vpředu zmíněný donegalský batolit, tvořený osmi samostatnými plutony, a zejména pak složité batolity kordillerského typu, tvořené celou řadou plutonů. Přitom je třeba rozlišovat mezi strukturou batolitu a typem magmatu; typů magmatu (tzv. superjednotky, série, suity, sekvence podle různých autorů) může být například méně než plutonů.

Značně složitým problémem zůstávají *vlastní geologické tvary těles*, zejména jejich spodních částí, a jejich mocnosti. Plutony mohou mít všechny možné tvary, ale víceméně okrouhlé jsou nejčastější. Tvary závisí podle Pitchera v prvé řadě na rozdílech ve vodivosti magmatu a okolí. V pozdně tektonických vysoce korových silně rozlámaných režimech jsou magmata obvykle „vmísťována" hydrostaticky (mělké" batolity podle Dalyho); kontakty plutonů jsou pak určovány zlomovou tektonikou a plutony jsou polygonální a mohou představovat i výplně dutin (např. kruhové žilné formy). Ve větších hloubkách, kde je rozdíl ve vodivosti méně výrazný, vytvářejí magmata „násilné intruze" s mírně obloukovitými kontakty a ty bývají modelovány jako strmé, dovnitř zapadající diapirové kužely. Lze je interpretovat jako globule ve tvaru převrácené vodní kapky, montgolfiery, stoupající vzhůru (původní představa Grouta — srv. Carmichael et al. 1974, str. 575). Problém je v tom, že geologie takové dovnitř zapadající kontakty příliš nepotvrzuje. Naopak některé násilně vmístěné plutony mají tvary velkých ložních žil, popř. shlukujících se paralelních žil, prstovitě či klínovitě pronikajících do okolí. Příkladem je hlavní donegalský granit. Rozsáhlé

* Nesnadný překlad obratu: „overriding structural control"; autor má zřejmě na mysli vliv, popř. přepracování v důsledku pohybujících se desek.

intruze proterozoických granitů rapakivi (o rozsahu až 5000 km^2) mají hřibovité tvary, odkryté trojrozměrně např. v Grónsku; intrudují podle plochy mezi krystalickým podkladem a pokryvem. Avšak tyto tvary nejsou typické pro fanerozoické granity a modely tohoto typu jsou v ostrém kontrastu s alkalicko-vápenatými batolity. Pokusy určit tvary geofyzikálními metodami rovněž nebyly úspěšné, protože v hloubce ne více než 10 km mizí např. hustotní rozdíly mezi kuželovitým plutonem a okolními horninami. V několika případech, a to jak u diapiru, tak u kalderové intruze, je hloubka odhadována na pouhých 5 km; podobně i u jazykovitého tělesa donegalského granitu (4 km).

Podle Leaka (1978) musí být model stoupajících bublin odmítnut, protože většina granitických těles má naopak strmé kontakty, zapadající vně, nikoli dovnitř. Někteří autoři řeší tento problém tím, že tvar během transportu nemusí být shodný s tvarem konsolidovaného tělesa. Podobně problematický je i model „mělkého batolitu", jak jej předpokládají někteří autoři například pro batolit Sierra Nevada; mocnost je tu odhadována na základě tíhových, tepelných a seizmických dat na méně než 10 km, přičemž je pozoruhodné, že kyselejší, mladší granitické plutony dosahují hlouběji (12 km). Přesto Pitcher i jiní autoři hledají východisko v modelu, který předpokládá ve spodní části „mělkého batolitu" přechodnou zónu do bázických hornin, jež mohou mít obdobné fyzikální vlastnosti jako horniny granulitové facie, které někteří autoři předpokládají v podloží batolitu. Pitcherovo zdůvodnění dosahu mladších granitů a granodioritů je však značně nejasné; dosahují prý hlouběji proto, že vznikaly jako korové přetaveniny, a nejsou tedy jako např. tonality tak těsně geneticky spjaty s bazity v podloží. To však není v souladu s představou přibývání bazicity do hloubky. Protože v batolitech obvykle granitodním intruzím předcházejí intruze gaber, kloní se totiž Pitcher k modelu stratifikovaného batolitu se značně složitým dnem, v němž objemy bazických hornin patrně narůstají s hloubkou. Plutony v batolitech nelze však modelovat jednoduše jako vrstvu bublin, zachycených rigidní kůrou. Pravděpodobnější je hromada, pyramida plutonů, které stoupají z hloubky a ve svrchní části sloupce mají kyselejší granitické horniny. Plutony jako celek tvoří uříznuté cylindry (kaldery) nebo konkordantní „kapky" (diapiry), charakteristické v prvém případě pro křehkou a v druhém pro vodivou kůru. Vodivost je silně ovlivněna vlhkostí okolních hornin, a tedy i tepelnými proudy v kůře. Problémem zůstává, zda existuje progresívní vývoj jednoho typu plutonů do druhého či nikoli, zda tedy existuje skutečná „granitová série".

Představa, že jednotlivé plutony pronikají podle modelu bublin nebo pístů, odstraňuje podle Pitchera v podstatě i problém prostoru. Co však zůstává, je problém prostoru pro celý batolit v regionálním měřítku; tady se dostává do rozporu proces roztahování zemské kůry, k němuž by měl vést mechanismus vzniku batolitových plutonů, s celkovým procesem smršťování, stlačování kůry, který je pravidlem ve většině mobilních pásem.

Pichter pak zdůrazňuje některé rozdíly, s nimiž nutno počítat při komparaci granitických diapirů se solnými a s experimentálními modely. Protože tvar plutonu je určen především kontrastem mezi vodivostí intruze a obalu, lze očekávat přechody od konkordantních diapirů do diskordantních kalder, podle toho, jak magma tuhne a současně stoupá do úrovně klesající vodivosti.

Fyzikální stav granitoidního materiálu

Celou rozsáhlou kapitolu věnuje Pitcher problému fyzikálního stavu materiálu, z něhož granitoidy vznikají a který označuje jako magma.

Na rozdíl od svých pionýrských prací ve spolupráci s Readem, kdy se spíše klonil k metamorfnímu původu granitoidů, je při svých dnešních zkušenostech opatrnější. Zdůrazňuje polygenní původ magmatu, ale přímé definici se vyhýbá. Citujeme doslova: „Není snadné stanovit, zda určitý granitový pluton prošel likvidním stavem během historie svého života. Je tu celé spektrum možností: některé granity krystalují z roztoků, jiné z částečných korových přetavenin, rozmanitě naplněných restitovým materiálem, a v obou může proud schopný pohybu pokračovat do stadia téměř utuhlé krystalové kaše. Jiné granity představují mobilizáty metasomatizovaných korových hornin, které se postupně odlepují od svých metamorfních obalů. Ačkoli v terénu mohou anatektické a magmatické diapiry vypadat texturně a strukturně velmi podobně, klíč k poznání jejich genetického typu nutno hledat v tektonomagmatickém prostředí, tj. ve stanovení, zda takové granity mají vulkanické ekvivalenty, zda jsou vmístěny do metamorfního či nemetamorfovaného prostředí, zda představují konsangvinní členy magmatické série, nebo zda mají geochemické charakteristiky odpovídající jejich původu...". Vzápětí pak autor zdůrazňuje, že nesnáze poznat fyzikální stav magmatu vznikají i v tom případě, kdy lze určit, že horniny měly magmatickou historii, protože stupeň krystaličnosti, a tedy ani jeho reologické vlastnosti de facto neznáme. Z celého dalšího textu vyplývá, že se kloní k představě krystalové kaše s vlastnostmi plastické hmoty, protože jinak je nesnadné objasnit geologické struktury a vnitřní stavbu, tedy k představě, kterou Raguin označuje opatrněji jako „état mixte" — smíšený stav. Volná charakteristika magmatu způsobuje však četné nedůslednosti, protože umožňuje Pitcherovi používat termínu „magma" podle potřeby, jednou úzce v klasickém pojetí, podruhé široce a v různém významu. Tak jednou lze jeho magmatické granity paralelizovat s granity taveninovými (sám hovoří o roztoku, nikoli tavenině), podruhé s „migmatitickými" či anatektickými, jindy klade termíny magmatické a anatektické granity do protikladu. Přesto je dobré si povšimnout, jak zdůrazňuje míru hypotetičnosti problému fyzikálního stavu magmatu, k němuž řada granitologů, zejména orientovaných experimentálně, zaujímá značně vyhraněné stanovisko.

Pichter uvádí i některé názory, které považuje za extrémní, např. představu Demaye z r. 1953, že mnohé granity byly původně „sklovitá magmata", která rekrystalovala do dnešní krystalové struktury. V tomto ohledu je pozoruhodné, že k podobnému závěru nezávisle dospěl sovětský badatel Frich-Char 1977 (Pitcher jeho práci nezná). Přestože se ke „sklovité interpretaci" Pitcher nepřiklání, nezapomíná zdůraznit, že rekrystalizace skla je běžným a velmi rychle pokračujícím procesem zejména v mokrých podmínkách. V granitech v orogenních podmínkách nejsou doklady o původní sklovité fázi, ale na druhé straně jsou tu četné změny interpretované jako rekrystalizace (zejména megakrysty K-živců). I když interpretace metasomatických struktur je vždy nesnadná, krystaloblastické struktury mnoha granitů jsou běžné; rekrystalizace je přičítána buď novému prohřátí v důsledku postupných intruzí, nebo dlouhému skladnutí. Takové změny mohou být důsledkem teleskopie magmatické a metamorfní struktury v závěrečných hydrotermálních stadiích krystalizace, ale bývají přičítány též reakcím s vodou během poklesové

metamorfózy. Zvlášť důležité pro poznání pozdních stadií krystalizace granitů jsou též reakční struktury.

Jinou představou o povaze silně mobilního magmatu jsou tzv. tufizity. Jde o silně proplyněný materiál, obsahující úlomky krystalů a hornin; vyskytuje se v subvulkanických podmínkách. O takovém původu uvažuje Pitcher např. pro drúzovité granofyrické granity, bohaté xenolity a přecházející do intruzívních brekcií. Pro taková magmata předpokládají někteří autoři až 50 % krystalů.

Také tonalitická magmata musila být během intruze silně krystalická, jak dokazuje přítomnost restitového materiálu v nich; za takový jsou pokládány shluky biotitu a amfibolu, Ca-bohatá jádra plagioklasů a všudypřítomné bazické uzavřeniny v tonalitech. Krystalický materiál obsahovala od počátku svého vzniku patrně též mokrá granitická magmata, která se postupně stávala krystalovou kaší, nerozlišitelnou od ultrametamorfního migmatu, a obdobně s ním vytvářela diapiry.

Zvlášť dobře jsou problémy magmatické interpretace granitoidů patrny z diskuse o *jejich obsahu vody a o jejich reologii.* Za obecného předpokladu, že v granodioritových či tonalitových magmatech činí původní koncentrace vody kolem 2 %, a uvážíme-li, že toto i větší množství bylo nutně rychle spotřebováno krystalizací biotitu a amfibolu, nemohou tato magmata vůbec intrudovat. Nutno proto připustit, že magmata byla obohacena meteorickou vodou z metamorfní aureoly; avšak k tomu nemůže dojít v hlubších úrovních kůry, zejména je-li granulitická. Podobně je tomu i s modely přetavení zemské kůry. Při geologicky přijatelných teplotách nemůže být produkována a mobilizována tavenina, která by byla méně bohatá Si než granodiorit. Proto např. tonalitická magmata jsou některými autory posuzována jako krystaly v granitickém, vodou obohaceném roztoku. Solidifikace mokrých granitických magmat je dále silně závislá na tlaku a zdá se, že čím je magma bohatší vodou, tím spíše musí utuhnout dříve, než dosáhne povrch, a čím více je magma granitické, tím spíše tvoří krystalovou kaši. To je jedna z možností, jak objasnit, proč granitická magmata dominují v zemské kůře, zatímco sušší bazaltická a méně křemitá intrudují do nízce tlakových oblastí nejsvrchnější kůry. To by znamenalo, že granitická magmata se mohou dostat výše k povrchu jen jako fluidizovaná. Problém je však v tom, že nikde v batolitech nelze pozorovat, že by s hloubkou byly více granitické — právě naopak, jsou spíše tonalitické.

O reologii granitů je málo známo; zdá se však, že granitická magmata se nechovají jako newtonovské roztoky, ale jako tzv. Binghamova tělesa, tj. pseudoplasticky, jako tělesa rigidní. Výzkumy v tomto směru čekají podle Pitchera další generaci; je otázka, zda dosud uváděné hodnoty viskozity granitového magmatu mají vůbec nějaký reálný podklad. Jisté však je, že rozdíly ve viskozitě, zejména ve viskozitě magmatu a okolí, mají podstatný vliv na velikost, tvar i vnitřní inhomogenity plutonu. Je však pozoruhodné, že viskozita sama má asi malý vliv na rychlost výstupu plutonu, protože tažný účinek pevného tělesa je podle některých autorů prakticky stejný jako u plynové bubliny! Výstup je proto ovlivňován především viskozitou okolí. Avšak viskozita magmatu je důležitá pro vnitřní procesy uvnitř plutonu, jako např. proudění, přenos tepla a usazování krystalů. Proto autor věnuje problémům viskozity a mobility ještě celou další kapitolu.

Viskozita a mobilita magmatu

Teoreticky by se fyzikální vlastnosti jako viskozita či mobilita magmatu měly

dát odhadnout z poklesávání uzavřenin a krystalů v magmatu. Avšak to je nesnadné z řady důvodů. Zatímco by se mělo projevit gravitační zvrstvení (layering), mnohé plutony jsou co do velikosti zrna pozoruhodně homogenní na ploše desítek km^2 a zvrstvení se projevuje nanejvýš koncentrací těkavých složek, např. fluóru apod. Lze to vysvětlit buď tím, že původní zvrstvení bylo zlikvidováno rekrystalizací, nebo tím, že v krystalové kaši, která se chovala pseudoplasticky, bylo nemožné. Xenolitický materiál v granitových diapirech je objemově chudý nebo špatně rozeznatelný od restitového materiálu. O asimilaci xenolitů či objemech dezintegrovaného restitového materiálu je málo prací, a i ty se přiklánějí k názoru, že ve vyšších patrech zemské kůry, kam pronikají granity, jsou z fyzikálního hlediska takové procesy dezintegrace málo pravděpodobné. Roje xenolitů považují někteří autoři za příklad gravitační diferenciace, protože se často vyskytují při kontaktech. Podle Pitchera jde však v takovém případě, zejména pokud tyto zóny mají lineární průběh, daleko spíše o fragmentované, tzv. synplutonické bazické žíly (viz níže). Pokud se autoři pokusili odhadnout rychlost krystalizace experimentálně z poklesu krystalů či uzavřenin v tavenině, vychází rychlost krystalizace plutonů z takových úvah příliš velká. Pitcher proto zdůrazňuje spíše nosnou schopnost magmatu, vyplývající z toho, že se magma chová pseudoplasticky. To platí i pro plutony vysokých úrovní, v nichž je patrno stopping, tj. „zamrznutí" ker uvolněných z rozlámaného stropu při výstupu magmatu (pro takové plutony vysokých pater však Pitcher v předešlých kapitolách předpokladal naopak vysokou mobilitu!).

Jednou z důležitých otázek je otázka, zda viskozita magmatu může být příčinou *konvekčního proudění* a způsobovat takto zonálnost plutonů. Mělo by tomu tak být vzhledem k tomu, že viskozita je silně závislá i na malých teplotních rozdílech. Je známo mnoho plutonů, které mají jádro granitové a okraje granodioritové či tonalitové, s ostrými i plynulými přechody, popř. s intruzemi hornin jádra do solidifikovaného bazičtějšího okraje. V několika málo příkladech je ukázáno, že může jít o kontaminaci okolními horninami, ale nověji je tento jev vysvětlován spíše okrajovou akrecí vykrystalovaného materiálu v magmatu v důsledku difúze nebo přemístění volatilní taveninové fáze. Tyto procesy nejsou podle novějších názorů způsobovány či podporovány gravitačním usazováním krystalů. Termální difúzi je přičítána velká úloha též při vzniku vyrostlic — je příčinou variability vyrostlic, např. nestejné uspořádanosti živců, takže je není nutno objasňovat rekrystalizací či metasomatózou. Zábranou takového výkladu je však pomalost difúze. Ale o mechanismu difúze v magmatu jsou dosud jen omezené znalosti, a i to málo, co známe, se zdá, že zcela podkopává standardní kinetickou teorii.

Bylo mnoho diskusí o tom, zda konvekce v magmatu existuje a zda poskytuje vhodný výklad pro přenos materiálu. Podle Pitchera lze významnější vliv konvekce v granitových plutonech sotva prokázat. Je třeba také počítat s tím, že mechanismy diferenciace jsou závislé na fázích vývoje granitoidního komplexu a jsou jiné během částečného tavení, během výstupu do vysokých pater, během tvorby kalder apod. Pokud vliv konvekce existuje, pak je méně pravděpodobný v diapirech, ale je možný v magmatech kalder. Zejména však o něm nelze uvažovat tenkrát, jsou-li přítomny reliktní struktury (resp. reliktní stratigrafie — „ghost textures").

Dokladem toho, že granitové magma může „téci" ve stavu téměř solidním („quasi-solid"), jsou tzv. *synplutonické*

žíly. Pitcher předpokládá, že „v době jejich intruzí okolní granitická hornina vykrystalovala, měla již svou strukturu vytvořenu, takže byla v dostatečně pevném stavu, aby se současně mohly udržet trhliny vzniklé náhlým stresem a aby se současně mohla chovat plasticky s postupujícím stresem". Žilná hornina je rozlámána, rozčleněna až do budinovaných tvarů a uzavřenin. Výklad vzniku tohoto záhadného a většině granitologů dobře známého protikladného jevu je tedy značně složitý. Podle mého názoru není snadné si představit vedle sebe křehkou a plastickou deformaci téže žíly v témže solidifikovaném granitoidu (v Českém masívu jsou takové jevy dobře patrny v první etáži teletínských lomů středočeského plutonu) a navíc ještě následnou intruzi téže solidifikované granitoidní horniny, která zřetelně proniká do xenolitů. Nechceme-li však připustit metamorfní výklad celého jevu ve smyslu Sederholmova efektu se všemi důsledky, pak Pitcherův výklad poskytuje jednu z problematických, ale nejpřijatelnějších možností v rámci magmatické koncepce.

Pitcher dále vyslovuje pochybnosti o tom, že by se dalo na stav krystalinity magmatu usuzovat na základě *strukturních či stavebních znaků* plutonu. Ačkoli se teď stává velmi rozšířeným jevem ukazovat vnitřní stavbu Cloosovou metodou, zůstává problémem — tvrdí autor —, jaký má tato metoda genetický význam. Tak například Nickel i jiní se domnívají, že přednostní orientace (lineace) nemůže vznikat v doménách newtonovských proudů, ale jen v solidifikovaném stavu. I když to není názor příliš rozšířený, přednostní orientace v plutonech je podle Pitchera v podstatě důsledek metamorfního procesu. Nasvědčuje tomu zploštění xenolitů, diskordantní průběh foliace ke šlírovitosti či hlavnímu kontaktu, častý její souhlas s okolními horninami. Dochází k přestavbě, reorientaci (re-growth) vyrostlic v pevném stavu během rotace do hlavní roviny, takže původní struktura může být zcela zastřena. K takové rekrystalizaci může např. dojít v okrajové zóně plutonu, zatímco v jádru může magma zůstat ještě mobilní, tj. bez orientace. Teprve v konečné fázi po úplné solidifikaci, kdy minerály jsou navzájem „propleteny", může být deformační proces zakončen kataklázou. Protože tedy může jít o kontinuitní intruzívně deformační historii, je nereálné rozlišovat primárně magmatické a sekundárně magmatické (postmagmatické) textury. V důsledku deformací vyvolaných intruzí nelze pak rozlišit konečnou pozvolnou solidifikaci krystalujícího magmatu od pokračující migrace diapiricky intrudovaného migmatu. Výrazná přednostní orientace se vyvíjí jen za speciálních podmínek, není obecným jevem.

Trvání plutonického magmatizmu

Další složitou otázkou granitového problému je otázka trvání plutonického magmatismu. V mobilních pásmech je magmatismus opakovaným procesem, obdobně jako výzdvih či sedimentace. Avšak problémem zůstává, zda je *kontinuitní* (tzn. kontakty jednotlivých pulsů představují jen krátký časový interval), nebo diskontinuitní (s podstatným časovým intervalem) a v tom případě buď *epizodický*, nebo *periodický* (tj. nepravidelně či pravidelně přerušovaný). Současná teorie deskové tektoniky nasvědčuje spíše celkové kontinuitě, i když pulsační charakter může být vyvolán variacemi v rychlosti spredingu. Že může být magmatismus dlouhodobý, příkladem toho jsou mezozoicko-kenozoická mobilní pásma západních Amerik, kde lze sledovat plutonity a jejich vulkanické ekvivalenty od pozdního triasu dodnes. Lze tu pozorovat i určitý řád v prostorovém uspořádání a dlouhé

trvání aktivity i v rámci jednoho úzkého lineamentu, i určitou geochronologickou periodicitu, ale ta se s přibývajícími údaji stává stále komplikovanější. Je třeba si také uvědomit, co při geochronologickém časování plutonického procesu měříme; obvykle je to doba příchodu do určité erozívní úrovně, zatímco periody tvorby magmatu, jeho migrace kůrou a konečného chladnutí mohou trvat podle Pitchera mnoho miliónů let. Některé pokusy o výpočty naznačují, že např. pluton o průměru 10 km může chladnout podle obsahu vody od 300 000 (0,5 H_2O) do 40 000 (4 % H_2O) let. Takové odhady nutno ovšem brát jen s rezervou, protože je nejpravděpodobné, že intruze představuje uzavřený či tektonicky statický systém. U některých amerických subvulkanických plutonů (kalder) lze odhadovat životnost komplexů podle asociovaných vulkanických cyklů na 1,5—4 milióny let, přibližný odhad pro segregaci a akumulaci magmatu v diapirech je kolem 6 miliónů let a proto výstup 1 milión let (pro jeden pluton); jak tomu potom musí být v rozsáhlých a mnohonásobných batolitech? Určitou epizodičnost tu naznačují geochronologické údaje, avšak zde měříme spíše výzdvih a prohřátí novými intruzemi než jednoduché chladnutí magmatu. Zdá se, že některé plutony mohou zůstat při teplotě 400—500 °C po dobu až 20 miliónů let! V severoamerických batolitech je spousta geochronologických dat, z nichž lze podle některých autorů odvodit několik epizod (3—5), zhruba s intervaly 30 miliónů let a trváním 10—20 miliónů let. Jiní autoři (např. Gilluly) trvají na tom, že tyto mezery lze vyplnit a že proces je kontinuitní. Diskuse kolem tohoto problému je velmi bouřlivá, protože se dotýká mimo jiné základů teorie deskové tektoniky. Podle ní zde dochází k produkci granitoidů na okraji subdukované desky a snaha korelovat uvedené epizody s periodami spredingu nebo se změnami rotace desek vede k chaotické představě. Je-li plutonismus v různých regionálních segmentech And epizodický — a Pitcher se přiklání k tomu, že je —, nutno z toho odvodit patrně i rozličnou rychlost spredingu v jednotlivých segmentech (omezených transformními zlomy), a tedy různé rychlosti podsouvání; to vyvolává změny v magmatické činnosti, charakteru magmatismu a rovněž i objemu magmat. Tabulka 1 uvádí pokus o takovou korelaci na příkladě peruánského batolitu. Stupeň přetavení a povaha produktů závisí nutně i na úkolu desky. Podle Pitchera datujeme nikoli jednotlivé plutony, ale magmatické série, a jejich vývoj může být různě dlouhý (např. v Peru nejstarší kolem 18 miliónů let, poslední, nejkyselejší, kolem 5 miliónů let). Proto jsou geochronologické údaje pro posouzení vývoje plutonismu zásadního významu.

Segregace a intruze magmatu

Velkou pozornost věnuje Pitcher problému mechanismu oddělení (segregace) a intruze granitických magmat. *Představa o vzniku* granitických hornin *přetavením kůry* je obecně rozšířena. Je podepřena dávno prokázaným zesílením kůry v mobilních zónách, které nověji v teorii deskové tektoniky lze vysvětlit jako důsledek buď podsouvání desky (při subdukci), nebo zkrácení kůry (při kolizi). Rovněž vztah k regionálnímu metamorfismu je evidentní, i když někteří autoři (např. Autran v Pyrenejích) nověji ukazují, že není zcela bezprostřední. Paradoxní ovšem je, že na jedné straně je experimentálně dokumentována možnost vzniku granitu částečným natavením kontinentálních hornin, ale na druhé straně je stále více zdůrazňováno, že ani teplota, ani koncentrace

Odhad vztahu mezi objemem intrudovaného magmatu a rychlosti spredingu na příkladě peruánského batolitu (Pitcher, str. 642):

Tab. 1

mil. roků	rychlost spredingu v cm/rok	relativní objem magmatu			
0—12	4	———	granodiorit a granit batolitu Cordillera Blanca		
12—60	2	—	malé granitoidní pně		
60—85	4	———	3. granit a granodiorit	25 %	pobřežní peruánský batolit
85—110	17	———————	2. tonalit	60 %	
110—120	5	—	1. gabra jako předchůdci	15 %	

vody v hloubce nejsou dostatečné k tomu, aby k natavení došlo; nutno připustit dodání těchto složek působením plášťových magmat. Z hlediska deskové tektoniky však musí být značný rozdíl mezi granity v mobilních zónách kolizního a subdukčního typu. V prvých je dostatek vody z dehydratace slíd během metamorfismu, v druhých je nutný přínos. Nedostatek tepla a těkavých složek vedl mnohé autory ke zpochybnění korového původu granitoidů a naopak k vážným úvahám o jejich plášťovém původu. Například podle Wyllieho jen granitové a granodioritové taveniny mohou být korové, nikoli však dioritové a tonalitové. Rovněž relativní homogenita granitu svědčí proti anatektickému původu podle řady autorů, zatímco jiní, např. Raguin, předpokládají homogenizaci mobilizátů; Talbit např. nověji považuje za mocného činitele takové homogenizace termální konvekci. Také izotopy Sr, Pb a obsahy REE nověji zpochybňují korový původ granitů — nasvědčují plášťovému vzniku nebo aspoň míšení s plášťovým materiálem. Pitcher se tu opět projevuje jako zkušený granitolog — geolog, když takové závěry na základě izotopů či stopových prvků označuje jako nové dogma; někteří autoři je nadšeně aplikují i na západoamerické batolity, bez ohledu na to, že izotopický charakter spodní kůry je ve skutečnosti neznámý. Co však je zřejmé, je skutečnost, že geochemické výzkumy stále více ukazují na geochemické rozdíly granitů v závislosti na geologickém prostředí.

Pokud jde o *přechodné kontakty*, považované často za důkaz vzniku granitoidů in situ, ty se dnes ve většině případů ukazují spíše jako reakce mezi okolními horninami a intruzívním magmatem. Ale i v takových magmatických komplexech, které se zdají být jednoznačnými příklady vzniku granitů segregací a anatexí, je nověji prokazována zděděná deformační stavba, což zcela odporuje představě anatektického vzniku magmatu. Pitcher však hned opatrně dodává, že tím nechce zpochybňovat klasické případy anatexe (za takový příklad považuje např. podle Mehnerta granitoidy Schwarzwaldu), a staví se kladně k Mehnertově schématu polygenního původu granitických hornin. Ultrametamorfní vznik však nelze podle Pitchera aplikovat na vznik granitů v batolitových dimenzích. Pro okrajové deskové batolity (na rozdíl od interních deskových batolitů) nelze uplatňovat ani jednoduchou představu Readovy granitové série, zejména ne pro alkalicko-vápenatou sérii. V případě batolitů se Pitcher přiklání

k modelu, podle něhož jak kůra, tak i plášť přispívají k jejich dnešní povaze. Vznikají podle něho nejspíše lokalizovaným přetavením spodní kůry za účasti tepla a vody; tyto složky dodávají magmata subkrustálního původu. Z toho vyplývá, že povaha kůry pod batolitem je rozhodující pro typ a relativní hojnost granitoidů v batolitech. Porovnáme-li tento závěr s novějšími syntetizujícími pracemi v sovětské literatuře (Lutc 1974, 1975), vidíme, že Pitcherovy závěry jsou jim velmi blízké. Lutc má však vyhraněnější názor na procesy v kůře vyvolané plášťovým materiálem; tyto procesy jsou podle něho v podstatě metamorfní, zatímco Pitcher hledá nejrůznější, nedůsledná vysvětlení. Jednou přisuzuje např. anatektickému magmatu pseudoplastický charakter, vzápětí je však posuzuje jako taveninu, se všemi znaky charakteristickými pro taveniny experimentální.

Z uvedeného vyplývá, že *parciální přetavení* potřebné pro *batolitové dimenze* musí podle Pitchera probíhat v hloubkách, které jsou zřídka odkryty erozí, a že tedy představa o segregaci a akumulaci granitoidních magmat je spekulativní. Určité indikace snad lze odvodit ze způsobu tvorby akumulace a migrace vodních bublin v ledovcích, které naznačují význam stresu v těchto procesech. Je ovšem těžko si představit takový proces v pseudoplastickém prostředí. Komagmatické série velkých objemů v cirkumpacifických batolitech hovoří ve prospěch regionálního přetavení. Jejich lokalizace v dlouhých úzkých pásmech vyžaduje produkci hlubinných, horizontálních taveninových „buněk" odpovídajících rozměrů, patrně tubulárních a nepříliš mocných. Otázkou ovšem je, jak v každé jednotlivé buňce proces parciálního tavení probíhá. Může probíhat jako několikafázový, tj. frakcionovaným rozpouštěním (každý člen představuje další fázi přetavení), nebo jednofázový, tj. rovnovážným rozpouštěním (každý člen plutonické série představuje diferenciát z původně jednotného roztoku, tj. roztoku, který se vytvořil jako produkt jednoho natavení). Pro peruánský batolit se autor přiklání k druhé verzi; každá horninová řada vzniká procesem jednotlivého natavení, přičemž tavenina může zůstat dosti dlouho likvidní (podle Pitchera až po dobu 10 miliónů let!), takže má dost času k diferenciaci na sérii o známé sukcesi od bazických ke kyselým. Komplikovanost, dlouhodobost a vazbu andského plutonismu na lineamenty vysvětluje Pitcher dominantním vlivem subdukované desky, na jejímž okraji je situovaný. Krátkodobější a méně široce rozprostraněný plutonismus, např. hercynský a kaledonský, není pod takovým vládnoucím (overriding) vlivem subdukce, je proto omezen v čase i objemu a je nerovnoměrně rozložen na průsečících lineamentů. Pitcher však nezastírá, že bez modelu subdukce pro andské batolity bychom se museli vrátit k hypotéze Halla 1971, 1972; podle té je korové tavení důsledkem uvolnění tlaku při prudkém zdvihu hornin zahřátých dlouhodobým poklesovým metamorfismem. Spekulativní charakter uvedených úvah je tedy evidentní. Připomeňme proto, že existují i další možnosti, jak objasnit příčiny natavení a charakter plutonů na lineamentech (srv. níže) a že jen některé plutony evropských variscid (spíše výjimečně než obecně) jsou situovány na průsečících lineamentů.

Také *příčiny výstupu magmatu* jsou na podobné hypotetické až spekulativní úrovni. Je celá řada představ o tomto mechanismu, ale žádný nelze pokládat za výlučný. Může to být tlakový gradient, ale též mechanismus vztlaku (buoyancy), plynného transportu, tektonického vytlačování, expanze při tavení, nebo seizmického načepování. Každý z nich patrně převládá v různých tektonických podmínkách. Na-

příklad vztlak je patrně nejúčinnější v prostředí katazonálního metamorfismu při vzniku anatektických dómů, kdy rozdíly vodivosti mezi dómem a obalem jsou minimální. Naproti tomu vytlačování (squeezing) může hrát určitou úlohu na zlomech a mechanismus tlaku vodní páry zejména ve vyšších úrovních zemské kůry (např. usnadňuje fluidizaci v kalderách, při výnosu xenolitů apod.); objemová expanze se musí uplatnit v subdukčních zónách. Viskozita naproti tomu působí v opačném směru ke všem těmto hnacím silám. Zejména nelze zapomínat, že části magmatického tělesa se mohou pohybovat vzhůru různou rychlostí, což poskytuje možnost dalšího výkladu vnitřních látkových rozdílů a vnitřních kontaktů.

Evidentní je v řadě případů *výstup magmat podle velkých lineamentů*. To je zvlášť charakteristické pro kordillerské batolity (např. peruánský v délce 1600 km při šířce pouhých 60 km). Křížení s příčnými zlomy vytváří zvlášť vhodné podmínky pro výskyt tzv. hnízdovitých plutonů („nested plutons").

Značně komplikovaný je i *problém tzv. „násilné" a „povolné"* (v originále: „forcefull" a „permissive") *intruze*. Jde do určité míry o starý problém aktivního či pasívního pronikání magmatu; důraz však není položen na vlastnosti samotného magmatu, ale na tlakové pole, které je výstupem vyvoláváno, nebo které samo výstup vyvolává. V zásadě lze shrnout, že příkladem násilné intruze jsou diapiry; vyvolávají ve svém okolí deformaci, odsouvání, vyklenování, ve vyšších patrech i překocení, nadzvedávání i aktivní proráženi (piercement) okolních souvrství. Pronikání v hlubších patrech je podle Pitchera modifikováno radiálním roztahováním, jindy je popisováno radiální zkrácení, stlačení vrstev. Rozsah deformace je v expandujících diapirech Donegalu obvykle souhlasný s rozsahem termální aureoly, to znamená, že plastická deformace závisela na předcházejícím prohřátí. Pozoruhodné je, že i při silném zkrácení okolních souvrství nebo xenolitů zůstává stratigrafie zřetelně zachována. Není však snadné — zejména v hlubších zónách — rozlišit deformaci vyvolanou intruzí od deformace regionálního charakteru.

Naproti tomu „povolná", permisívní intruze magmatu je charakteristická pro kaldery a kruhové intruze; pronik magmatu je tu umožněn tahovými tektonickými silami, které vznik kalder doprovázejí. Tahové intruze jsou typické pro subvulkanické plutony. Příklady permisívního pronikání poskytují podle Pitchera kruhové žíly, které doprovázejí masívy „circonscrits"; magmata tu mohou přecházet až do fluidizovaných tufizitů, pro něž už je zapotřebí stěnová trhlina. Není také pochyb o tom, že mnohé granitoidní plutony mechanicky nahrazovaly okolní horniny, aniž porušily jejich pozici; je to patrno v těch případech, kdy jsou odkryty stropy intruzí, zejména tam, kde byl prostor získáván subsidencí mechanicky nahrazené kůry.

Pitcher se pak znovu vrací k Leakovi (1978) a otevírá otázku, kterou v celé jeho diskusi a pro jeho schémata považuji za zásadní: jsou lineamenty pouze dráhami, které umožňují výstup magmat velkých batolitů, nebo jsou přímou příčinou vzniku magmatu a těchto batolitů, tak, jak se např. domnívá Leake pro irské granity? V druhém případě totiž odpadá nutnost „přetvářejícího vlivu" (overriding control) subdukované desky, na němž především Pitcher své schéma vybudoval. Stanovisko autorky referátu je shodné s tím, které zastává Leake a které bylo obdobně v naší literatuře rozpracováno na základě koncepce blokové stavby zemské kůry již v r. 1973 (Šťovíčková 1973). Tato teorie má přednost v tom, že je schopna objasnit příčinu vzniku plutonismu na základě

jednotného principu, a to i výskytu analogického plutonismu v různých tektonických podmínkách, andského, alpského či hercynského typu, bez závislosti na hypotetických subdukovaných deskách. Také Hallově představě uvedené vpředu je třeba věnovat větší pozornost.

Rovněž metody, jak určit *hloubku intruze,* jsou dosud podle Pitchera málo spolehlivé, i když značně pokročily a některé mohou dát určité indicie (nap. barometrie na základě stability některých minerálů, fluidních inkluzí, na základě stanovení pO_2 z poměru Fe^{II}/Fe^{III} nebo Fe/Ti, nebo Al v amfibolech, popř. z uspořádání živců apod.). Je však třeba počítat s tím, že tyto hodnoty jsou silně ovlivnitelné velkou řadou faktorů, zejména v postkonsolidačním stadiu. Spíše metamorfní aureola může dát konkrétnější představu o pt-podmínkách, ale i zde autor varuje před odvozováním hloubky intruze jako funkce rozsahu metamorfní aureoly, jak to činí někteří autoři. Úvahy odvozené kombinací z nejrůznějších geologických a mineralogických údajů vedou pro peruánský batolit k překvapivému závěru, že plutony batolitu vystoupily v kterékoli době během celých 70 miliónů let (!) prakticky do stejné společné mělké úrovně, ne více než 5 km od povrchu. Příkladem jsou také plutony zvonovitého tvaru, které mohly být „vmístěny" jen hydrostaticky a které jsou často tvořeny řadou hnízdovitých intruzí. Z uvedeného je zřejmé, že rozlišení násilné a permisívní intruze u velkých plutonů nebude snadné; např. Daly předpokládal mechanické protavování stropů za typické právě pro intruze velkých batolitů, které jsou v dnešní terminologii označovány podle Suesse jako harmonické. Avšak takové batolity jsou obvykle diapirové, tedy tvořené násilnými, nikoli povolnými, mechanickými intruzemi. Na základě rozboru uvedeného dvojího způsobu pronikání intruzí si autor klade otázku, zda a kdy a proč převládají *kaldery a kdy diapiry.* Tvorbu ovlivňuje především stupeň kontrastu vodivosti mezi magmatem a okolní horninou. Avšak není to tak jednoduché, že by tento kontrast klesal se stoupající hloubkou v kůře. Kontrast může být např. silně ovlivněn tím, zda se magma stane pseudoplastickým, či zda zůstává delší dobu značně mobilní. Tak vznikají v prvém případě diapirové batolity a v druhém kalderové batolity. Přesto diapiry převládají. Příčinu vidí autor v tom, že kontrast vodivosti mezi magmatem a okolím se z řady důvodů může snížit i v dosti vysokém patře, např. předehřátím obalových sérií v úrovni původně vysokého kontrastu, a i malé změny teploty silně ovlivňují viskozitu magmatu; tak se může např. stát, že tendence k tvorbě diapirů se projevuje i v horninách nižší vodivosti (např. v dolomitických vápencích) výrazněji než např. ve vodivějších vulkanitech, protože vápence byly více zahřáty. To je také příčinou, proč mohou diapiry a kaldery existovat vedle sebe. Podobně mohou mechanismus intruze ovlivňovat vodivé střižné zóny na rozdíl od nevodivých rigidních bloků. Hloubka intruze tedy ovlivňuje vztah intruze a prostředí jen částečně, např. ve velmi hluboce odkrytých partiích zemské kůry (jakými jsou např. svekofenidy). Zde dochází k úplné shodě mezi intruzí a obalem a masívy tu mají povahu harmonických násilně intrudovaných diapirů. Je třeba počítat i s tím, že mnohé tzv. diapiry mohly být původně epizonální disharmonické plutony, které mohly být později deformovány regionální deformací, že tedy i v proterozoiku mohly být původně batolity kordillerského typu (tj. s kalderami).

Pitcher pak diskutuje o mechanismu intruzí a úrovni vzniku, které poskytuje *batolitová série* západních Amerik, tj. řada

batolitů v jedné geotektonické zóně, vázaných na okraj cirkumpacifických desek. Tyto batolity by totiž měly teoreticky ukazovat analogický charakter nejen co do látkového složení, ale i co do vývoje a stavby, jestliže mají analogickou příčinu vzniku planetárního významu. Není tomu tak, jsou mezi nimi značné rozdíly. Například pobřežní batolit západních Kordiller Centrálních And je podle Pitchera převážně kalderový, batolity Peninsular Rangers a Baja California mají diapiry i kaldery, batolit Sierra Nevada je převážně z „násilných intruzí", pobřežní pluton Britské Kolumbie má převážně diapiry a je příkladem anatexe in situ. Podobně i metamorfní prostředí, v němž batolity vystupují, je proměnlivé. Pitcher z toho vyvozuje závěr, že západoamerická batolitová série odkrývá batolity, jejichž magmatické krby byly denudovány do různých úrovní kůry, a strukturní rozdíly mezi batolity odrážejí velký kontrast vodivosti a okolí, který se mění s hloubkou v rámci jednoho metamorfního pásma.

Genetická klasifikace vzniku granitů

V závěrečné kapitole se autor zamýšlí nad dosavadním přístupem ke genetickým klasifikacím vzniku granitů. Dosavadní schémata se opírají především o modální a látkovou charakteristiku; nová klasifikace musí nutně tuto charakteristiku uvádět ve vztahu ke geologickému prostředí.

Dosavadní petrografické a geochemické výzkumy ukazují, že existují dvě kontrastní série granitických hornin; obě jsou alkalicko-vápenaté, ale prvá má velký rozsah co do složení, druhá naopak rozsah omezený. Série se liší poměrem gabro: diorit/tonalit: granodiorit/granit. Na základě zkušeností — zřejmě především z amerických batolitů — se Pitcher pokouší dokonce o kvantitativní odhad uvedeného poměru — v prvé řadě ca 15 : 50 : : 35, v druhé 8 : 12 : 80. I když to autor neuvádí, jde tedy o série rozlišované sovětskými autory jako dvě základní formační řady granitoidů, gabro-diorit-granodioritová a batolitová granitová. V Českém masívu (viz práce Klomínského — Dudka 1978, Sattrana — Klomínského 1970, Palivcové et al. 1978, 1984b, Cambela et al. 1980, Klomínského et al. 1981) jsou série označovány jako tonalitová (popř. tonalit/granodioritová) a granitová (popř. granit/granodioritová) řada, popř. se hovoří o bazičtějších a normálních granitických (eugranitických) masívech.

Tyto dvě řady (upozornil na ně už Eskola 1932) jsou dnes dokumentovány novými geochemickými či mineralogickými parametry, např. v klasifikaci na I/S granity (Chappel — White 1974), nebo podle rudních minerálů na magnetitovou a ilmenitovou řadu (Ishihara 1977), popř. i podle jiných minerálních charakteristik na řadu sfén-allanitovou a ilmenit-monzonitovou apod. (Ivanova — Butuzova 1968). Pitcher paralelizuje I a S-granity s plášťovými a korovými (ne zcela přesně, protože v originální práci se hovoří pouze o zdrojovém materiálu, z něhož granitoidy vznikají v procesu anatexe — z vyvřelého v prvém případě a ze sedimentárního v druhém). Přibližná hranice je charakterizována mj. hodnotou 0,7060 poměru izotopů $^{87}Sr/^{86}Sr$. Pitcher pak uvádí typické příklady masívů s I a S-granity; ty se mohou vyskytovat separátně i společně v těchže komplexech a indikují podle některých autorů i charakter, resp. mocnost granitické kůry. Například v australských masívech jsou I a S-granity v určitém vztahu ke geologickému charakteru plutonů (prvé granity tvoří harmonické plutony, druhé disharmonické), a to ve dvou oddělených pásmech, jejichž hranice je pokládána za hranici změny v povaze kůry. Podobnou situaci lze vysledovat

podle sovětských autorů v pacifickém pobřeží Dálného Východu SSSR, zatímco mezozoické andské masívy jsou převážně I-typy. Jako charakteristický modelový příklad S-typů uvádí Pitcher portugalské hercynské granity, zatímco skotské kaledonské mají přechodný charakter a komplikovanější vznik (přetavením, mísením aj.). Lze uvést řadu dokladů, že granitový magmatismus je nezávislý na čase, ale je závislý na charakteru zdroje (jeho povaze i hloubce), z něhož granity vznikají.

Základním výsledkem Pitcherova hodnocení granitového problému je *genetická klasifikace orogenních granitických masívů ve vztahu k tektonickému prostředí*. Autor rozlišuje tři typy způsobu „emplacement" v orogenních podmínkách (tab. 2). Schéma se opírá o Zwartovu charakteristiku alpínských a hercynských orogenů a je rozšířeno o andský orogen. Charakteristika je založena na geotektonické hypotéze deskové tektoniky. Zatímco alpinotypní a andinotypní intruze jsou situovány na okrajích desek, v ostrovních oblucích, buď v příkopu, nebo na okraji kontinentu v závislosti na subdukci, hercynotypní představují v Pitcherově představují v Pitcherově představě masívy intrakontinentálního zaobloukového bazénu. S tím souvisí i různý charakter metamorfózy i petrografický charakter hornin, jak vyplývá z tabulky 2.

Uvedený pokus Pitcherův má nesporně racionální jádro, ale je odvozen především ze znalostí masívů andských a méně již evropských masívů hercynských či alpských. Ale i k samotné charakteristice andinotypních podmínek lze mít určité dotazy, které vyplývají z jeho předešlé charakteristiky andské batolitové série; vyplývá z ní, že kalderový charakter batolitů, jaký autor pokládá za typický pro andinotypní podmínky (srv. tab. 2), je v andských batolitech spíše výjimkou než pravidlem; převládá diapirový typ batolitů.

V literatuře je dále mnoho dokladů o tom, že nejen andské, ale i některé alpské či hercynské plutonické komplexy jsou

Schéma podmínek „vmístění" batolitů ve vztahu k orogennímu prostředí (Pitcher 1979, str. 653)

Tab. 2

alpinotypní	andinotypní	hercynotypní
v perikontinentálním příkopu (trench), v eugeosynklinálním bazénu	v kontinentálním okrajovém bazénu:	v intrakontinentálním „zaobloukovém" bazénu:
sedimentace v okrajovém příkopu (trough)	sedimentace ve zlomové brázdě	sedimentace na svazích švu
ofiolity	andezity	—
metamorfismus glaukofanových břidlic	poklesový metamorfismus	regionální nízkotlakový metamorfismus
ultrabazika, gabra	tonality typu I	migmatity, granity typu S
batolity chybějí	disharmonické (Daly) kalderové batolity poskytující vulkány	harmonické (Suess) diapirové batolity
podsouvání — silné zkrácení	vertikální pohyby — minimální zkrácení	tektonické zkrácení

tvořeny látkově analogickými až identickými sériami, které se stereotypně opakují. Podle názoru autorky referátu je nepravděpodobné, že by do detailu analogické horninové série např. jihokalifornského andského masívu, alpínskeho Adamella a hercynskeho středočeského plutonu mohly mít zcela jiný petrologický, geologický, a geotektonický rámec svého vzniku (srv. Palivcová, 1984b) ve smyslu Pitcherova schématu. Ani v oblastech andských batolitů např. Severní Ameriky nechybí asociace s četnými ultrabaziky, jaká je charakteristická podle Pitchera pro alpínská pásma, a bazická série všech tří uvedených masívů je nejlepším dokladem jejich podobnosti.

Autor ovšem zdůrazňuje, že jeho schéma ukazuje modelové situace; ty pak mohou být v přírodě uspořádány rozličným způsobem, např. jako následná naložená či stejně stará sousedící pásma, takže mohou vznikat „párové asociace" např. alpinotypních a hercynotypních pásem, jak ukazují Aguire a Levi v Centrálním Chile (!). Pokud se takové rozdíly vyskytují v orogenech „naložených", t.j. různého geologickeho stáří, lze je podle názoru autorky referátu ještě pochopit, i když to např. pro andská pásemná pohoří znamená radikální změny geotektonickeho režimu v rozdílných geologických dobách. Pokud jsou ale vymezené podmínky ve schématu tabulky 2 chápány jako modely, které se mohou vyskytovat současně vedle sebe v orogenu téhož geologickeho období, pak jsou takové změny geotektonickeho režimu stěží pochopitelné a charakteristika orogenů (str. 652), která je základem Pitcherova schématu, se stává bezpředmětnou. V tom lze vidět hlavní problém Pitcherova schématu.

Celé schéma lze podle názoru autorky referátu zjednodušit tak, že v zásadě jde o dva typy granitoidních masívů ve fanerozoických orogenech — interblokové (lineamentové) a intrablokové, jak na ně upozornil už Cloos, nověji řada sovětských autorů, u nás Šťovíčková c. l. aj. Rozdílný látkový charakter je tu pak vysvětlován přímou funkcí a dosahem hlubinných zlomů či výstupu bloků (tedy obdobně jako v interpretaci Leakově či Hallově); interblokové lineamentové masívy jsou obvykle složitější, pestřejší, bazičtější v důsledku hlubokého dosahu hlubinného zlomu než intrablokové v oblastech mocnější sialické kůry a jejího výstupu. Uvedená interpretace má tu přednost, že může analogické masívy v andském, alpínském či hercynském orogenu objasnit jedním principem, bez závislosti na hypotetické deskové tektonice, subdukci či dalších jevů s touto hypotézou spojených.

Pitcherovu stať lze tedy charakterizovat jako pokus o nový přístup ke geologické, resp. geotektonické genetické klasifikaci granitoidních masívů z hlediska deskové tektoniky. Jeho celé dílo nutno hodnotit jako jeden z nejvýznamnějších příspěvků ke granitovému problému, protože se opíra o detailní moderní výzkum konkrétních plutonů a batolitů v širokém měřítku, s důrazem na jejich geologickou historii vývoje. Shrnující stať je i přes shora uvedené poznámky současně vynikající syntetizující diskusí; je podnětná svou vzácnou objektivitou a poskytuje orientaci v literatuře k téměř každé z nejdůležitejších otázek granitového problému. Sporné problémy nezakrývá, odlišné názory nepodceňuje, i když nepodporují vlastní koncepci. Přímo vybízí ke korelaci.

Podobně jako dílo Dalyho, Suessovo, Harkerovo či Raguinovo a dalších klasiků nutí dále k zamyšlení nad základní úlohou granitu ve vývoji zemské kůry a celého zemského tělesa a nad příčinami trvání granitového problému. Genetická klasifikace granitoidů je v prvé řadě závislá na geotektonickém prostředí. Geotektonické prostředí silně ovlivňuje his-

torii vývoje i vznik granitických hornin. To je hlavní závěr Pitcherova díla. Platí to nejen pro fanerozoické orogenní granity, které diskutuje Pitcher, ale je to stejně známo i pro prekambrické granity a anorogenní granity. To tedy znamená, že názor na vývoj a vznik granitických hornin je nutně závislý na geotektonických hypotézách, bude záviset i na tom, kterou koncepci tenkterý badatel preferuje, a bude se měnit s vývojem geotektonických koncepcí. V tom je jedna z příčin trvání granitového problému.

Z hlediska vývoje zemské kůry je problém vzniku granitu problémem planetárního významu. Upozorňoval na to zejména Daly („Je to sial, který leží na srdci granitu") a také Pitcher často zdůrazňuje závislost našich úvah o vzniku granitu na tom, „co leží pod granitem". Je proto nejvýš pravděpodobné, že vznik granitu bude mít obdobně jako geotektonický vývoj Země (či obdobně jako např. anortozitické horniny v měsíční kůře) jednotnou příčinu. Formy výskytu granitických hornin naopak ukazují velikou variabilitu. To vede většinu autorů k závěrům o polygenním vzniku granitických hornín. Takový názor zastává např. i Pitcher i petrologové nejpovolanější, Turner, Verhoogen. Nověji, v přepracované „Petrologii vyvřelých hornin" spolu s Carmichaelem (Carmichael et al. 1974) se ke granitovému problému vyjadřují velmi opatrně, a to takto: „Jejich (tj. granitických hornin obecně — hornin nad 10 % modálního křemene) rozšíření je tak rozsáhlé, jejich vztahy k hloubce kůry, teplotnímu prostředí, metamorfismu, tektonice, vulkanismu a proudu času tak rozmanité, že generalizace nevyhnutelně zatemňuje se zdánlivou jasností jeden z nejsložitějších jevů vyvřelé petrologie. Není divu, že názory na vznik granitických hornin fluktuovaly ve všech směrech a že periodicky exploduje kontraverze, jak tomu bylo z podnětu Readova ve 40. letech". Lze tedy konstatovat, že existuje rozpor mezi formou výskytu granitických hornin a mezi příčinami, podstatou jejich vzniku. Forma výskytu je velmi rozmanitá; planetární charakter jevu naopak hovoří ve prospěch jednotné příčiny, jednotné podstaty jevu. (Na tom nic nemění skutečnost, že se shora uvedení přední badatelé nevyjadřují ke generalizaci právě příznivě). Tento nesoulad mezi rozmanitou formou výskytu a pravděpodobnou jednotnou podstatou i příčinou jevu vede ke sporným interpretacím a možno v něm vidět jednu z dalších příčin granitového problému. Proto asi ještě řada autorů bude i v budoucnosti nadepisovat články k tomuto problému obdobně jako Malaroda (1970): „Granit: jedna hornina a mnoho problémů".

VÝBĚR Z LITERATURY

Bussell, M. A. 1976: Fracture control of high-level plutonic contacts in the Coastal Batholith of Peru. *Proc. Geol. Assoc. (London), 87, s. 237—246.*

Bussell, M. A. — Pitcher, W. S. — Wilson, P. A. 1976: Ring complexes of the Peruvian Coastal Batholith: a long-standing subvolcanic regime. *Canad. J. Earth Sci., 13, s. 1020—1030.*

Cambel, B. — Kamenický, L. — Klomínský, J. — Palivcová, M. 1980: Petrochemical correlation of granitoids of the Bohemian massif and the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, s. 2—2, 3—26.*

Carmichael, I. S. E. — Turner, F. J. — Verhoogen, J. 1974: Igneous petrology. *New York etc., MacGraw Hill, 739 stran.*

Cobbing, E. J. — Pitcher, W. S. 1972: The Coastal Batholith of Central Peru. *J. Geol. Soc. London, 128, s. 421—460.*

Demay, A. 1953: Sur la structure et al genèse de quelques types de microgranites et d'aplites et des granites, présentant quelques caratères microgranitiques. *19th Int. geol. Congr. Algiers, 6, s. 139—151.*

Eskola, P. E. 1932: On the origin of gra-

nitic magmas. *Mitt. Mineral. Petrogr., 42, s. 455—481.*

Frich-Char, D. I. 1977: Kristallizacija magmatičeskogo stekla i nekotorye voprosy petrogenezisa. *Moskva, AN SSSR, Izd. Nauka, 119 str.*

Hall, A. 1971: The relationship between geothermal gradient and the composition of granitic magmas in orogenic belts. *Contr. Mineral. Petrology, 32, s. 186—192.*

Hall, A. 1972: New data on the composition of Caledonian granites. *Mineral. Mag., 38, s. 847—862.*

Ishihara, S. 1977: The magnetite-series and the ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol. (Tokyo) 27, s. 293—305.*

Ivanova, G. F. — Butuzova, Ye. G. 1968: Distribution of tungsten, tin and molybdenum in the granites of Eastern Transbaykalia. *Geochem. Int., 5, s. 572—583.*

Klomínský, J. — Dudek, A. 1978: The plutonic geology of the Bohemian Massif and its problems. *Sbor. geol. Věd, Geol. 31, s. 47—69.*

Klomínský, J. — Palivcová, M. — Cambel, B. — Gurbanov, A. G. 1981: Petrochemical correlation and I/S classification of Variscan granitoids from the Czech massif, West Carpathians (Czechoslovakia), and the Caucasus Mts. (USSR). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 3, s. 307—315*

Leake, B. E. 1978: Granite emplacement: the granites of Ireland and their origin. *In: Bowes, D. R. — Leake, B. E. (eds.): Crustal evolution in northwestern Britain and adjacent regions. Spec. Iss. Geol. J., 10, s. 221—248.*

Lutc, B. G. 1975: Chimičeskij sostav kontinentalnoj kory i verchnej mantii Zemli. *Moskva, Nauka, 166 stran.*

Lutc, B. G. 1974: Petrologija glubinnych zon kontinentalnoj kory i verchnej mantii. *Moskva, Nauka.*

Malaroda, R. 1970: Il granito: una rocca e molti problemi. *Boll. Assoc. miner. subalpina, VII, s. 621—674.*

Palivcová, M. — Cimbálníková, A. — Hejl, V. 1978: Problemy formacionnogo analiza granitoidov Češskogo massiva. *Geol. Zbor. Geol. carpath. 29, 1, s. 43—66.*

Palivcová, M. 1984a: Bowenovo dílo „Evolution of igneous rocks" po padesáti letech. *Čas. Mineral. Geol., 29, 4.*

Palivcová, M. 1984b: Basic series of an "Andinotype batholithic association" in the Variscan Central Bohemian Pluton. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, s. 39—60.*

Pitcher, W. S. 1970: Ghost stratigraphy in intrusive granites: a review. *In: Newall, G., Rast, N. (eds.): Mechanisms of igneous intrusion. Spec. Iss. Geol. J., 2 ,s. 123—140.*

Pitner, W. S. 1974: The Mesozoic and *Cenozoic batholiths of Peru. Pacif. Geol., 8, s. 51—62.*

Pitcher, W. S. 1975: On the rate of emplacement of batholiths. *J. Geol. Soc. London, 131, s. 584—591.*

Pitcher, W. S. 1978: The anatomy of a batholith. *J. Geol. Soc. London, 135, s.157—182.*

Pitcher, W. S. 1979: The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London, 136, s. 627—662.*

Pitcher, W. S. — Berger, A. R. 1972: The geology of Donegal: a study of granite emplacement and unroofing. *London, Wiley Interscience, 435 stran.*

Pitcher, W. S. — Bussell, M. A. 1977: Structural control of batholith emplacement in Peru: a review. *J. Geol. Soc. London, 133, s. 249—256.*

Raguin, E. 1957: Géologie du granite. *Paris, Masson; 1965 English transl. New York, Interscience Wiley, 314 stran.*

Sattran, V. — Klomínský, J. 1970: Petrometallogenic series of igneous rocks and endogenous ore deposits in the Czechoslovak part of the Bohemian Massif. *Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral., 12, s. 65—154.*

Štovíčková, N. 1973: Hlubinná zlomová tektonika a její vztah k endogenním geologickým procesům. *Studie NČSAV, Praha, 198 stran.*

Yoder Jr. H. S. 1979: The evolution of igneous rocks. *Fiftieth anniversary Perspectives. Princeton Univ. press, 587 stran.*

Chappel, B. W. — White, A. J. R. 1974: Two constrasting granite types. *Pacif. Geol., 8, s. 173—174.*

RECENZIA

I. Herčko: **Minerály Slovenska.** 1. vyd. Martin, Osveta 1984. 240 s., 56 s. fareb. príloh.

Začiatkom tohto roku sa na knižnom trhu objavila dlho očakávaná a potrebná publikácia.

Recenzované dielo autor rozdelil na dve časti. V prvej je stručný, ale zaujímavý a pútavý prehľad dejín mineralogických výskumov z územia Slovenska. Takýmto štúdiom sa zaoberalo veľa bádateľov, a to od Mikuláša Hungariu roku 1536 až po súčasných autorov sledujúcich mineralogické pomery rozličných ložísk i mineralogických výskytov na Slovensku.

Hlavnou časťou knihy je prehľad opísaných minerálov z územia Slovenska. Minerály sa opisujú v abecednom poradí, čo umožňuje rýchlu orientáciu aj neodborníkom. Každé heslo má záhlavie obsahujúce názov minerálu a jeho chemický vzorec. Text hesla má dve časti: v prvej sa uvádza meno autora, ktorý minerál pomenoval a prvý publikoval. V zátvorke je rok publikovania a pri mineráloch opísaných zo slovenských lokalít po prvýkrát na svete sa uvádza aj lokalita, resp. podľa koho alebo čoho bol minerál pomenovaný. Ďalej sa uvádza kryštalografická sústava, morfológia, tvrdosť podľa Mohsa, merná hmotnosť, farba a lesk. V druhej, podstatnej časti hesla autor podáva charakteristiku a formy výskytu minerálu na Slovensku. Pri názvoch lokalít sa rešpektuje súčasný štandardizovaný názov. Pri opise minerálu sa používa jednotná schéma: forma a miesto výskytu minerálu, asociácia — spoločný výskyt s inými minerálmi, resp. horniny, v ktorých vystupuje, veľkosť kryštálov alebo agregátov, farba a iné fyzikálno-chemické vlastnosti.

Publikácia okrem textu obsahuje 103 čiernobielych a 130 farebných fotografií minerálov z územia Slovenska deponovaných v múzeách a súkromných mineralogických zbierkach. Tak vlastníci súkromných zbierok nerastov prispeli k popularizácii a vedeckému poznávaniu nášho nerastného bohatstva. Kniha by bola ešte hodnotnejšia, keby boli všetky fotografie farebné, ale aj časť farebných ilustrácií plní svoje poslanie.

V publikácii je aj krátky slovník odborných termínov, zoznam literatúry, ruské, nemecké a anglické resumé, ako aj register minerálov a lokalít.

Drobné nepresnosti, ktoré sa v texte vyskytujú, pravdepodobne spôsobilo úsilie neprekročiť určený rozsah knihy, a niektoré chyby sú zrejme dôsledkom nepresného prepisu z originálu prác. Ale tieto nedostatky hodnotu publikácie neznižujú. Za dobrý počin — vydanie tejto peknej a dlho očakávanej knihy a za jej úpravu — si zaslúži pochvalu aj vydavateľstvo Osveta v Martine.

Hodnotnú a cenovo prístupnú publikáciu odporúčame všetkým, ktorí sa mineralógiou zaoberajú profesionálne či amatérsky. Mala by byť v knižnici študentov geológie, baníctva, zberateľov nerastov, prírodovedných múzeí, ochrancov prírody a nemala by chýbať ani v knižniciach obdivovateľov krás našej prírody.

Ján Mišković

Mineralia slov.
16 *(1984), 6, 583—587*

TERMINOLÓGIA

Návrh skratiek minerálov

DUŠAN HOVORKA*, JÁN SPIŠIAK**

* Geologický ústav Univerzity Komenského, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava
** Geologický ústav SAV, oddelenie nerastných surovín, Horná 17, 974 01 Banská Bystrica

(2 tab. v texte)

Doručené 2. 4. 1984

Предложение на сокращение названий минералов

Предложение сокращения названий минералов предлагаемое к дискуссии, взято во внимание и до сих пор пользующиеся сокращения минералов как в отечественной литературе так и зарубежом. Сокращения придерживаются международной терминологии.

Proposal of mineral abbreviations

Discussed proposal of mineral abbreviations takes into account up to the present time used abbreviations of minerals in inland as well as foreign literature. This proposal of abbreviations follows the international terminology.

Aj keď od vydania Slovenských názvov minerálov (Koděra et al., Mineralia slov., 9, 1977, príl., 82 s.) neuplynulo veľa času, o užitočnosti tohto počinu sa denne presviedčajú všetci autori, používajúci takéto názvy. Uplynulé obdobie nielen umožnilo overiť si písanie názvov v rozličných súvislostiach, ale zároveň poskytlo možnosť uvedomiť si aj niektoré nadväzné súvislosti. Patrí k tomu aj problematika skratiek minerálov a ich používania najmä v tabelárnych, grafických či fotografických vyjadreniach. Otázky dotýkajúce sa skratiek minerálov možno zhrnúť najmä do nasledujúcich základných okruhov námetov a súvislostí.

V textoch písaných po slovensky (rukopisy prác pre tlač, archívne správy rozličného druhu a i.) sa z prípadu na prípad vyskytuje nevyhnutnosť používať skratky názvov minerálov v texte, v tabelárnych prehľadoch minerálnych asociácií, ale aj vo všetkej grafickej a fotografickej dokumentácii. Z tohto hľadiska sa ukazuje

akútna potreba vypracovať návrh skratiek a jednotne ho používať. Súčasná situácia je taká, že autori volia skratky minerálov ad hoc, pričom sa často porušuje zásada logickosti, jednoduchosti, jednotnosti či jednoznačnosti.

— Situáciu spravidla ešte komplikuje publikovanie prác s názvami minerálov. Každá z nich v našich odborných periodikách, ale aj v príležitostných zborníkoch má cudzojazyčné (v súčasnosti prevažne anglické a ruské) resumé. Podľa úzu sa text pod grafickou dokumentáciou (diagramy, tabuľky, fotografie) uvádza aj v jazyku cudzojazyčného resumé. A práve v takýchto prípadoch vznikajú autorom a redakciám problémy. Napriek tomu, že sa väčšina názvov minerálov v svetových jazykoch a v slovenčine veľmi podobá (ide o internacionálne slová), predsa časť slovenských názvov minerálov sa od ich ekvivalentu vo svetových jazykoch odlišuje. Tak do obrázkov a peroviek autori vpisujú slovenské skratky minerálov, ale tie sa vo väčšine prípadov v cudzojazyčnom texte pod obrázkami nevysvetľujú.

Riešenie je v podstate dvojaké: a) zvoliť a v našich časopisoch, zborníkoch a knižných vydaniach aj dôsledne používať také skratky minerálov, ktoré by boli identické so skratkami v niektorom svetovom jazyku, b) dôsledne pod každý obrázok a tabuľku či diagram uvádzať vysvetlivky slovenských skratiek minerálov.

— Do okruhu diskutovaných problémov patrí aj fakt, že ani vo svetových jazykoch či v medzinárodných časopisoch sa doteraz neprijala zásada jednotného používania skratiek minerálov. Aj keď nastolená problematika nie je pri posudzovaní úrovne tej-ktorej práce prvoradá, jej vyriešením by odpadli drobné nepríjemnosti autorom, ale aj redakciám či čitateľom publikovaných a archívnych správ.

Nezanedbateľné je aj konštatovanie, že aj časť po rusky píšúcich autorov v posledných rokoch v prácach petrologického, mineralogického a geochemického zamerania používa skratky minerálov písané latinkou a zužitkúva skratky zakladajúce sa na anglickej transkripcii (Perčuk, Dobrecov, Sobolev a i.).

— Niektoré všeobecne platné zásady písania skratiek minerálov v angličtine najnovšie zhrnula práca R. Kretza (1983). Navrhnuté skratky odporúča redakcia časopisu The American Mineralogist používať. Ďalej uvádzame voľný výber námetov obsiahnutých v práci R. Kretza (l. c.), s ktorými sa stotožňujeme.

a) Skratky (symboly) minerálov by mali byť zložené z 2—3 písmen, pričom prvé písmeno by malo byť veľké a súčasne identické s prvým písmenom názvu minerálu v angličtine. Ostatné písmená skratky by mali byť súčasťou názvu minerálu, pričom prevahu by mali tvoriť spoluhlásky.

b) Skratky minerálov by nemali byť identické so symbolmi prvkov periodického systému.

c) V záujme jednoznačného rozlíšenia skratky minerálnej fázy (modus) a komponentu pevného roztoku či fázy v tavenine (takéto prípady sa často zapisujú rovnako) sa odporúča ich rozdielny zápis. Komponenty pevných roztokov či komponenty komplexných tavenín navrhuje R. Kretz písať s malým začiatočným písmenom; napr. Di — diopsid ako minerálna fáza horniny, di — ako komponent $CaMgSi_2O_6$ komplexného kryštálu pyroxénu, resp. komponent komplexnej silikátovej taveniny. Ďalšie podobné prípady sú v tab. 2.

Záverom návrhu si dovoľujeme uviesť ešte niektoré stanoviská k tejto problematike.

Aj keď sa plne hlásime k úsiliu vytvoriť slovenskú odbornú terminológiu a nomenklatúru, sme za jednoznačné prijatie takých skratiek (symbolov) minerálov, kto-

ré by zodpovedali alebo boli blízke svetovému používaniu. Po prijatí takéhoto návrhu by totiž písanie skratiek v tabuľkách, obrázkoch rozličného druhu atď. už nevyžadovalo doplňujúci text vo svetových jazykoch k vysvetlivkám v slovenčine. Naši autori a čitatelia by so symbolikou pochádzajúcou z niektorého svetového jazyka nemali nijaké starosti.

Prijatie akéhokoľvek jednotného spôsobu používania skratiek minerálov vyžaduje, a to najmä v prvej etape, disciplínu a úsilie autorov prispôsobovať sa nevyhnutnej požiadavke jednotnosti. Tá je pri súčasnom prudkom raste rozmanitých termínov a názvov v rozličných oblastiach vied o Zemi v záujme zefektívnenia práce nielen pisateľa práce, ale aj čitateľa nevyhnutná.

V tejto etape ide iba o návrh a mala by sa k nemu vyjadriť čo najširšia odborná verejnosť. Po diskusii a schválení v terminologickej komisii sa návrh bude považovať za všeobecne platnú normu. Tú by potom vyžadovali a využívali redakcie a lektori našich periodík a odborných tlačených materiálov najrozličnejšieho druhu.

Prehľad navrhovaných skratiek minerálov

Tab. 1

Názov minerálu v slovenčine	Názov minerálu v angličtine	Skratka	Názov minerálu v slovenčine	Názov minerálu v angličtine	Skratka
achát	achate	Ach	biotit	biotite	Bt
aktinolit	actinolite	Act	bornit	bornite	Brn
albit	albite	Ab	böhmit	boehmite	Bhm
allanit	allanite	Aln	bronzit	bronzite	Brz
almandín	almandine	Alm	brookit	brookite	Bkt
alunit	alunite	Alt	brucit	brucite	Brc
amfibol	amphibole	Aph	bytownit	bytownite	Btw
analcím	analcite	Anl	cinabarit	cinnabarite	Cnb
anatas	anatase	Ant	cinvaldit	zinwaldite	Znw
andaluzit	andalusite	And	cordierit	cordierite	Crd
andradit	andradite	Adr	cristobalit	cristobalite	Cbl
anhydrit	anhydrite	Anh	cummingtonit	cummingtonite	Cum
ankerit	ankerite	Ank	diamant	diamond	Dmd
anortit	anorthite	An	diaspor	diaspore	Dsp
anortoklas	anorthoclase	Aor	diopsid	diopside	Di
antigorit	antigorite	Atg	distén	kyanite	Ky
antimonit	stibnite	Stb	dolomit	dolomite	Dol
antipertit	antiperthite	Atp	dumontierit	dumontierite	Dmt
antofylit	anthophyllite	Ath	egirín	aegirine	Agn
apatit	apatite	Ap	enstatit	enstatite	En
aragonit	aragonite	Arg	epidot	epidote	Ep
arfvedsonit	arfvedsonite	Arf	fassait	fassaite	Fst
arzenopyrit	arsenopyrite	Apy	fayalit	fayalite	Fa
augit	augite	Aug	fengit	phengite	Phg
azbest	asbestos	Asb	flogopit	phlogopite	Phl
azurit	azurite	Azt	fluorit	fluorite	Fl
axinit	axinite	Ax	foidy	foids	Fd
barkevikit	barkevikite	Brk	forsterit	forsterite	Fo
baryt	barite	Brt	fuchsit	fuchsite	Fch
beryl	beryl	Brl	galenit	galena	Gn

Pokračovanie tab. 1

Názov minerálu v slovenčine	Názov minerálu v angličtine	Skratka	Názov minerálu v slovenčine	Názov minerálu v angličtine	Skratka
glaukofán	glaucophane	Gln	opál	opal	Opl
goethit	goethite	Gt	ortoklas	ortoclase	Or
grafit	graphite	Gph	ortopyroxén	orthopyroxene	Opx
granát	garnet	Gar	pargasit	pargasite	Prg
grosulár	grossularite	Grs	pennín	penninite	Pnn
halit	halite	Hl	pentlandit	pentlandite	Pnt
haüyn	haüyne	Hyn	perthit	perthite	Prt
hedenbergit	hedenbergite	Hd	pigeonit	pigeonite	Pgt
hematit	hematite	Hem	plagioklas	plagioclase	Plg
hercynit	hercynite	Her	pleonast	pleonast	Ple
hyperstén	hypersthene	Hy	prehnit	prehnite	Prh
chalcedón	chalcedony	Chld	pumpellyit	pumpellyite	Pmp
chalkopyrit	chalcopyrite	Ccp	pyrit	pyrite	Py
chlorit	chlorite	Chl	pyrop	pyrope	Prp
chryzotil	chrysotile	Ctl	pyrotín	pyrrhotite	Po
illit	illite	Ill	pyroxén	pyroxene	Px
ilmenit	ilmenite	Ilm	realgár	realgar	Rlg
jadeit	jadeite	Jd	riebeckit	riebeckite	Rbk
kaersutit	kaersutite	Krs	ripidolit	ripidolite	Rpd
kalcit	calcite	Cal	rubín	ruby	Rby
kaolinit	kaolinite	Kln	rutil	rutile	Rtl
klinochlór	clinochlore	Ccl	sadrovec	gypsum	Gps
klinozoisit	clinozoisite	Czo	salit	salite	Sal
korundofilit	corundophylite	Cph	sanidín	sanidine	San
kremeň	quartz	Qtz	sericit	sericite	Ser
labradorit	labradorite	Lbr	serpentín	serpentine	Srp
laumontit	laumontite	Lmt	sfalerit	sphalerite	Sph
lawsonit	lawsonite	Lw	scheelit	scheelite	Sch
lazulit	lazulite	Lzl	siderit	siderite	Sdr
leucit	leucite	Lct	sillimanit	sillimanite	Sil
leukoxén	leucoxene	Lxn	skoryl	scoryle	Scr
lizardit	lizardite	Lz	sodalit	sodalite	Sdl
magnetit	magnetite	Mag	spekularit	specularite	Spc
magnezit	magnesite	Mgs	spessartín	spessartine	Sps
malachit	malachite	Mlc	spinel	spinel	Spl
markazit	marcasite	Mct	staurolit	staurolite	St
mastenec	talc	Tlc	spodumen	spodumene	Spd
mikroklín	microcline	Mc	titanit	titanite	Tnt
millerit	millerite	Mll	tremolit	tremolite	Trm
molybdenit	molybdenite	Mlb	turmalín	tourmaline	Tur
monazit	monazite	Mnz	vezuvián	vesuvianite	Ves
montmorillonit	montmorillonite	Mnt	volframit	wolframite	Wfm
muskovit	muscovite	Ms	wollastonit	wollastonite	Wol
nefelín	nepheline	Nph	zirkón	zircon	Zrn
nemalit	nemalite	Nml	zoisit	zoisite	Zo
oligoklas	oligoclase	Olg	živec	feldspar	Fld
olivín	olivine	Ol			

Prehľad skratiek minerálnych komponentov

Tab. 2

Názov v slovenčine	angličtine	Vzorec	Skratka
albit	albite	$NaAlSi_3O_8$	ab
anortit	anorthite	$CaAl_2Si_2O_8$	an
forsterit	forsterite	Mg_2SiO_4	fo
fayalit	fayalite	Fe_2SiO_4	fa
almandín	almandine	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	alm
spessartín	spessartine	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	sps
pyrop	pyrope	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	prp
grosulár	grossularite	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	grs
andradit	andradite	$Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	adr
enstatit	enstatite	$MgSi_2O_6$	en
ferosilit	ferrosilite	$FeSi_2O_6$	fs
diopsid	diopside	$CaMgSi_2O_6$	di
hedenbergit	hedenbergite	$CaFeSi_2O_6$	hd
tremolit	tremolite	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_4$	tr
ferrotremolit	ferrotremolite	$Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_4$	ftr
flogopit	phlogopite	$K_2Mg_6Al_2Si_6O_{20}(OH)_4$	phl

RECENZIA

J. Pecho et al.: **Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách.** 1. vyd. Bratislava, Geologický ústav Dionýza Štúra, 1983. 122 s., 20 fot. príloh

Zostavovateľ J. Pecho s kolektívom 18 autorov v recenzovanej publikácii predkladá príspevky (recenzenti D, Hovorka, J. Hurný, I. Matula, M. Tréger, V. Böhm) obsahovo orientované hlavne na oblasť Jasenie-Kyslá, čo nie je v súlade s názvom publikácie. Dosť veľký počet autorov sa na jednej strane prejavil v nesyntetickej koncepcii diela, ale rozmanité zameranie špecialistov na druhej strane pokrylo široký rozsah problematiky.

Recenzovaná publikácia sa zaoberá súčasným stavom, menej už perspektívami danej lokality. Tvorí ju 12 samostatných príspevkov, ktorých spracovanie je rôznorodé. Každá štúdia sa začína stručným abstraktom a končí sa samostatným výstižným záverom. Publikáciu uzatvára anglické resumé a zoznam literatúry. Pretože problémy boli aj ostávajú, skoro všetky záverečné kapitoly pôsobia dojmom predbežných výsledkov a nabádajú do intenzívnejšieho a detailnejšieho hodnotenia študijného materiálu.

Úvodná časť sa stručne dotýka histórie a prehľadu výskumov W mineralizácie nielen zo študovaného územia, ale aj zo Západných Karpát vôbec. Škoda len, že autori početné práce viac-menej len vymenúvajú, ale ich závery nezužitkúvajú na podnety do ďalšieho výskumu.

Počtom strán je najrozsiahlejší príspevok Geológia a prospekcia scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Kyslej pri Jasení (M. Pulec — A. Klinec — V. Bezák). Textom, mapkami (žiaľ, často nie v uvádzanej mierke), profilmi a tabuľkami autori predkladajú odbornej verejnosti nové pracovné hypotézy na podklade terénneho aj laboratórneho štúdia.

Ďalšia časť má ťažisko vo vymedzení prognóznej oblasti na základe regionálnej šlichovej prospekcie. Možno ju pokladať za metodický príspevok do výskumu ďalších oblastí. Zvýšená pozornosť sa tu venuje opisu veľkého počtu sledovaných minerálov, ich prospekčnému významu, ale menej miesta sa už dáva samotnej previazanosti s výsledkami metalometrie, metalogenetického výskumu a pod.

Petrografiu hornín kryštalinika oblasti na

SV od Kyslej pri Jasení (O. Miko — E. Lukáčik) dokumentujú početné chemické analýzy hornín, avšak absencia údajov o ďalších prvkoch (Sn, Mo, Ni a pod.) spôsobuje interpretačné ťažkosti už aj samotným autorom. Ťažiskom je tu petrografická charakteristika hornín pásma Špiglovej (stromatitické, nebulitické a oftalmitické migmatity, ruly, amfibolity, amfibolické ruly predkambrického alebo staropaleozoického veku, ako aj aplity a pegmatity variského veku).

Petrografiou mladopaleozoických a spodnotriasových zavrásnených metasedimentov sa zaoberá A. Vozárová. Dlhoročné skúsenosti autorky práve z petrografie týchto typov hornín dokresľujú obraz o vývoji variských molasových bazénov v Západných Karpatoch a zároveň môžu byť význačným prínosom z hľadiska riešenia vzťahov aj v ostatných zónach.

V štúdii miostratigrafia slabometamorfovaných sedimentov v oblasti Jasenia (E. Planderová) sa na základe biostratigrafického a paleoekologického hodnotenia poznamenáva, že ide o metasedimenty veku stefan C — spodný perm z morského prostredia situovaného v blízkosti pevniny. Rozsahom najkratší príspevok je spracovaný v podobe jasných formulácií a vhodne ho dopĺňa fotodokumentácia.

Ďalší príspevok sa zaoberá hlavnými výsledkami geochemického výskumu W zrudnenia (J. Gubač). Poukazuje na spätosť tohto zrudnenia s ostatnými, pričom kladie dôraz na faktor vplyvu prostredia. Ale zonálnosťou rudných prvkov (W, As, Au, Cu, Zn, Pb, Sb) v regionálnych rozmeroch je naznačený iba jeden a ten istý zrudňovací proces pre všetky zrudnenia v tejto oblasti. Nevyzdvihuje sa typ zonálnosti (vertikálna, horizontálna, erozívneho zrezu a pod.), ale vystihuje sa priaznivý význam amfibolitov v procese zrudnenia a ďalší rudolokalizujúci faktor — tektonika. Pre malý rozsah textu sú aspekty tohto výskumu zredukované na nevyhnutné minimum.

Ďalšie štúdie sa zaoberajú geologickoložiskovou charakteristikou scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Jasenia, jeho morfologickými typmi a chemickým zložením (B. Molák — J. Pecho). Pri jeho spracovaní sa autori opierali o niektoré materiály publikované nielen vo svete, ale čerpali aj z domácich prameňov. Prikláňajú sa k návrhu zaradiť študované zrudnenie podľa klasifikácie V. J. Smirnova do kremeňovo-scheelitovo-zlatonosnej rudnej formácie viažúcej sa na hypoabysálne intrúzie granitov. Pomerne nevýrazne sa zdôrazňuje nevyhnutnosť chápať ložisko ako polygénne, pričom niektoré procesy viedli k zlepšeniu kvality suroviny, iné k jej zníženiu. Svoje vývody autori dokumentujú príkladmi na obrázkoch zo štôlní (vzťahy vrstvovej bridličnatosti pararúl, dajok granitu a zrudnených puklín). Predpokladajú, že kremeňovo-antimonitové mineralizácie so zlatom prechádzajú vertikálne na úkor antimonitu do kremeňových žíl s vyšším obsahom Au. Menej jasný vzťah je však v súvislosti kremeňovo-zlatonosných žíl a scheelitovej mineraizácie. Minerálna pozornosť sa venuje parametrom priemyselného významu a vyčísleniu prognóznych zásob.

Mineralogické štúdium volfrámového zrudnenia v Kyslej pri Jasení (Beňka — Suchý) poukazuje na pestré minerálne zloženie rudnej výplne a zároveň potvrdzuje, že sa tu v menšej miere vyskytujú aj ďalšie polymetalické minerálne asociácie. Postavenie volfrámovej mineralizácie sa pokladá za diskutabilné a usudzuje sa, že ide o jednu z mladších mineralizácií. Ale bolo by sa žiadalo zostaviť základnú sukcesiu minerálov v paragenéze sumarizujúcu vynaloženú námahu pri ich identifikácii.

Výsledky izotopového a paleotermického výskumu (J. Kantor — K. Eliáš) ukázali, že pôvod sulfidov na základe izotopového výskumu síry treba hľadať jednak v hlbinnom, dobre homogenizovanom zdroji, jednak v pripovrchových procesoch, ale aj v zmiešaných roztokoch z obidvoch zdrojov. Paleotermometrickým výskumom sa stanovila teplota vzniku nameraná dekrepitačnou metódou (pri scheelite sa pohybovala od 120 do 150 °C pri kremeni od 180 do 210 °C).

Ďalšie články Analytické metódy použité pri výskume scheelitového zrudnenia v Kyslej pri Jasení (G. Kupčo), Hydrogeologická a hydrogeochemická charakteristika územia (V. Doina — S. Rapant) a o výsledkoch doterajších geofyzikálnych meraní (V. Vybíral), uzatvárajú pestrú paletu príspevkov zborníka.

Publikácia predstavuje štúdie doložené výsledkami laboratórneho výskumu. Poskytuje materiál nielen geológom špecialistom zaoberajúcich sa nerastnými surovinami, ale otvára obzory aj ďalším odborníkom v príbuzných geologických disciplínach. Napriek tomu, že niektoré časti a závery autorov pri kritickom a subjektívnom posudzovaní isto vzbudia určitú diskusiu, predsa len je recenzovaná práca veľmi dobrá a poslúži pri poznávaní pestrej palety metalogenetických procesov sledovanej lokality.

Jozef Stankovič

Mineralia slov.
16 *(1984), 6, 589—591*

AKTUALITA

Hodnotenie presnosti výsledkov ryžovania

LADISLAV TARHANIČ

Оценка точности результатов шлихов.

В работе анализируется точность результатов шлихового метода при помощи Тромповой кривой. Кривая Тромпа является функцией распределения нормального деления вероятности и в обогатительной практике используется обсуждения например сепарации, которая зависит от сепарационных установок..

Accuracy evaluation in panning sample preparation

The paper analyzes accuracy of panning sample preparation based on Tromp's curve. The curve basically represents probability density function of a binomial distribution used in benefication practice to evaluate results of separation procedures influenced by the used device.

Na hodnotenie presnosti výsledkov ryžovania, ktoré má charakter delenia zložiek zo zmesi zložiek a ovplyvňuje ho pracovník, sa používa Trompova krivka (Schenk, 1956). Pomocou nej sa v úpravníckej praxi hodnotí presnosť, napr. rozdružovania, ktoré je ovplyvňované rozdružovacím zariadením.

Keď sa produkty ryžovania zachytené v ryžovacej mise (VT) a mimo nej (VL) pokladajú za 100 %-ný výnos, potom sa zastúpenie zložiek v produktoch (V'T, V'L) a v ryžovanej zmesi (V) stanovuje podľa rovníc

$$V'T = \frac{VT \cdot GT}{100} \text{ v } \% \qquad (1)$$

$$V'L = \frac{VL \cdot GL}{100} \text{ v } \% \qquad (2)$$

$$V = V'T + V'L \text{ v } \% \qquad (3)$$

kde GT a GL sú hmotnostné výnosy produktov ryžovania v %.

Trompove čísla na konštruovanie Trompovej krivky vyjadrujúce, aký veľký podiel zložiek z ryžovanej zmesi prešiel do produktu VT a VL, sa vypočítajú podľa rovníc

$$TT = \frac{V'T}{V} 100 \text{ v } \% \qquad (4)$$

$$TL = \frac{V'L}{V} 100 \text{ v } \% \qquad (5)$$

Do diagramu sa vynesú hodnoty TL v závislosti od mernej hmotnosti zložiek. Ukazovateľom presnosti výsledkov ryžovania je hodnota čísla Ep — pravidelnej odchýlky. Pravdepodobná odchýlka vyjadruje odchýlku medzi „deliacimi rezmi" 25 a 75 %. Pri ideálnom ryžovaní by sa odchýlka Ep = 0.

Údaje na hodnotenie presnosti výsledkov ryžovania
Data for accuracy evaluation in panning sample preparation

Tab. 1

Merná hmotnosť zložky g . cm^{-3}	1. pracovník		2. pracovník		3. pracovník	
	VT %	VL %	VT %	VL %	VT %	VL %
pod 1,5	1,73	81,44	0,5	68,0	1,0	75,0
1,5—1,7	1,12	11,39	1,5	20,0	2,0	8,0
1,7—1,8	0,92	4,82	3,0	8,0	0,5	9,0
1,8—2,0	13,34	2,20	8,0	2,0	18,0	5,5
2,0—2,2	9,67	0,15	10,0	1,0	9,0	1,5
2,2—2,6	12,67	0,0	15,0	0,6	12,5	1,0
2,6—2,9	15,24	0,0	20,0	0,2	16,0	0,0
nad 2,9	45,31	0,0	42,0	0,2	41,0	0,0
Σ	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Údaje na hodnotenie presnosti výsledkov ryžovania
Data for accuracy evaluation in panning sample preparation

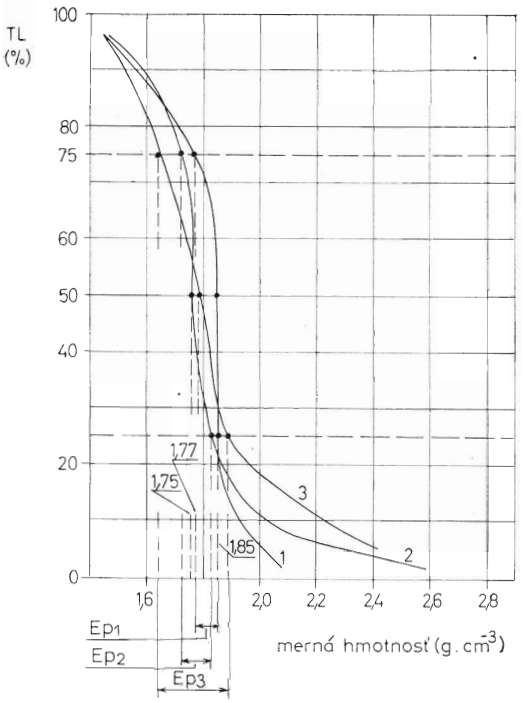
Tab. 2

Merná hmotnosť zložky g . cm^{-3}	1. pracovník		2. pracovník		3. pracovník		1. pracovník	2. pracovník	3. pracovník
	V'T %	V'L %	V'T %	V'L %	V'T %	V'L %	V %	V %	V %
pod 1,5	1,01	33,66	0,38	30,60	0,50	37,50	34,67	30,98	38,00
1,5—1,7	0,66	4,70	0,82	9,00	1,00	4,00	5,36	9,82	5,00
1,7—1,8	0,54	1,99	1,65	3,60	0,25	4,50	2,53	5,25	4,75
1,8—2,0	7,83	0,91	4,40	0,90	9,00	2,75	8,74	5,30	11,75
2,0—2,2	5,67	0,06	5,50	0,45	4,50	0,75	5,73	5,95	5,25
2,2—2,6	7,43	0,00	8,25	0,27	6,25	0,50	7,43	8,52	6,75
2,6—2,9	8,95	0,00	11,00	0,09	8,00	0,00	8,95	11,09	8,00
nad 2,9	26,59	0,00	23,00	0,09	20,50	0,00	26,59	23,09	20,50
GT = 58,68 GL = 41,32			55,00	45,00	50,00	50,00	100,00	100,00	100,00

Údaje na hodnotenie presnosti výsledkov ryžovania
Data for accuracy evaluation in panning sample preparation

Tab. 3

Merná hmotnosť zložky g . cm^{-3}	1.	2.	3.	1.	2.	3.	1.	2.	3.
	pracovník								
	TL %	TL %	TL %	Ep	Ep	Ep	Deliaci rozmer g . cm^{-3}		
pod 1,5	97,00	98,70	98,60						
1,5—1,7	87,60	91,60	80,00						
1,7—1,8	78,60	68,50	94,70	0,09	0,10	0,25	1,85	1,75	1,77
1,8—2,0	10,40	16,90	23,40						
2,0—2,2	1,00	7,50	14,20						
2,2—2,6	0,00	3,10	7,00						
2,6—2,9	0,00	0,80	0,00						
nad 2,9	0,00	0,30	0,00						



Obr. 1. Trompova krivka na hodnotenie presnosti výsledkov ryžovania
Fig. 1. Tromp's curve for the accuracy evaluation of panning sample results

Čím je hodnota čísla Ep menšia, tým sú výsledky ryžovania presnejšie.

Na príklade výsledkov ryžovania troch pracovníkov ryžujúcich rovnakú zmes zložiek sa porovnáva, ktorý z nich dosahuje najpresnejšie výsledky.

V tab. 1 je výnos zložiek produktov podľa mernej hmotnosti obsiahnutý v mise VT a v zachytenom odplavenom produkte VL. V tab. 2 je zastúpenie týchto zložiek V'T a V'L v produktoch ryžovania a v ryžovanej zmesi V. V tab. 3 sú Trompove čísla TL na zostrojenie Trompovej krivky a z Trompovej krivky odpočítané hodnoty Ep, ako aj hodnoty deliacich rozmerov, ktoré udávajú mernú hmotnosť zložky v ryžovanej zmesi, pri ktorej nastalo delenie.

Z obr. 1 vychodí, že najväčšiu presnosť ryžovania dosahuje 1. pracovník, lebo z rozboru jeho produktov vyplýva pre hodnotu Ep najnižšie číslo (Ep = 0,09, tab. 3). Najmenšiu presnosť ryžovania dosiahol 3. pracovník.

Uvedený spôsob hodnotenia presnosti výsledkov ryžovania vhodne dopĺňa už používané spôsoby a pomáha posudzovať ryžovanie objektívnejšie.

Geologický prieskum, n. p.
ATNS Košice

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Ľubomil Zbořil — Ján Bodnár — Oto Orlický — Ján Šefara: **Stredná Afrika — nová roponosná provincia** (Košice 22. 3. 1984)

Cieľom príspevku je informovať o efektívnosti geofyzikálneho výskumu nových hlboko založených roponosných štruktúr orientovaného na výskyt ropy v netradičnej oblasti — v strednej Afrike. Pri výskume štruktúr, často transkontinentálneho rozsahu, sa použili nové poznatky o tektonike litosférických dosiek, ich funkcii v čase a priestore, ako aj nové poznatky o genéze, migrácii a akumulácii uhľovodíkov.

Analyzujú sa najmä dve hlavné megaštruktúry. Jedna prebieha od Guinejského zálivu (Nigéria — delta rieky Niger) cez Čadské jazero (Čad) a bazén Kufra (Líbya) po Stredozemné more (Egypt — delta Nílu), druhá od veľkých východoafrických jazier (Uganda) cez depresiu Bieleho Nílu (Sudán), pričom sa v priestore bazénu Kufra (Líbya) napája na prvú transkontinentálnu štruktúru.

Komplexný geofyzikálny výskum odkryl bohaté zdroje ropy v Čade a v Sudáne, pričom sa sleduje cieľ na základe doterajších poznatkov o predpokladanom pokračovaní týchto štruktúr nájsť analogické ložiská aj v okolitých krajinách, t. j. v Nigérii, vých. Nigérii, Mali, Kamerune, Stredoafrickej republike, južnej Líbyi, a najmä pri západnom okraji Etiópie. Je nevyhnutné zdôrazniť, že podklady použité na odkrytie niektorých z týchto ložísk vyhotovila Geofyzika Brno, závod Bratislava, pri viacročnom prieskume hydrogeologických štruktúr v priestore afrického savanového pásu.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Ján Čurlík — Jozef Forgáč — Jozef Veselský: **Novšie výsledky petrograficko-geochemického výskumu permských hornín v oblasti Novoveskej Huty** (Bratislava 5. 4. 1984)

Severogemerický perm v ložiskovej oblasti Novoveská Huta sa vyznačuje pestrou litologickou povahou. Sú v ňom zastúpené sedimentárne horniny (klastické, chemogénne a vulkanogénne) a rozlične premenené vulkanity (ryolity, andezity?, bazalty?). Napriek tomu, že všetky komplexy v regionálnom meradle prejavujú rozdielne, ale zväčša iba slabé metamorfné účinky, premeny sedimentárnych hornín prebiehali už počas sedimentácie, ranej či neskorej diagenézy až metamorfózy.

Autori pri výskume týchto komplexov využili geologické údaje tak, že sa pokúsili zaradiť niektoré premeny do istého štádia vývoja sedimentárnych hornín. Vyčlenili tri skupiny premien, a to *sedimentárno-diagenetické, metamorfné* a *hydrotermálne*. Niektoré zo zmien sú charakteristické pre jedno štádium, napr. vznik hematitového pigmentu v diagenetickom štádiu, iné mohli prebiehať v dvoch alebo troch štádiách premien, napr. redukčné (glejové) procesy späté s redukciou a odnosom železa z hornín.

Synsedimentárne až diagenetické zmeny. Počas transportu a sedimentácie sa chemické zloženie ílových komponentov mohlo meniť (sorpcia a fixácia iónov, najmä K+). V redukčných podmienkach panvy nastáva redukcia železa, a tým sa menila aj farba znášaného materiálu z oxidických zvetranín. Za prítomnosti organických látok (vznik H_2S) sa v tomto prostredí prejavovala aj pyritizácia hornín a pravdepodobne aj akumulovala meď (meďnatý pieskovec) na sulfidických bariérach.

V rozličnom štádiu diagenézy sa uplatňovala karbonitizácia a vznikali karbonatické noduly, tvoril sa hematitový pigment, albit, turmalín, apatit (?), kremeň a vznikali javy prekremenenia, ale aj redukcie (glejovej) spätej s pôsobením glejovej pórovej vody. Súvisia s nimi stopy nerovnomerného oglejenia hornín (škvrnitosť) so zmenou fialovej farby na variety zelených, sivozelených až sivých hornín.

Metamorfné premeny. Citlivým indikátorom metamorfných zmien je illit, ktorého stupeň kryštalickosti a optická orientácia sa menili so stupňom stláčania hornín. V tomto štádiu vznikol aj chlorit, nastala rekryštalizácia kremeňa a karbonátov za vzniku kremeňovo-karbonátových žiliek. Bór, ktorý pri metamorfóze migroval, vystúpil na niektorých miestach do novej fázy turmalínu a bol základom turmalinizácie v zónach a žilkách. Podobne vznikal albit. Autori vyslovili predpoklad o možnom metamorfnom pôvode hydrotermálnych roztokov a s nimi spätej Cu mineralizácii. V tomto štádiu prechádzali hydrátované minerály do dehydrátovaných a mobilizované roztoky sprostredkúvali migráciu zložiek.

Hydrotermálne premeny. Pre naloženosť sa jednotlivé premeny rozpoznávajú ťažko. Ak sa vychádza z predstavy o lokalizácii rudných žíl do zlomových línií smeru V—Z, ťažko rozlíšiť, ktoré premeny súviseli s dislokačným metamorfizmom a ktoré s hydrotermálnou činnosťou. Zrejme prebiehalo hydrotermálne glejenie späté s odnosom železa a niektorých iných prvkov. Ako o tom svedčia aj slabé primárne aureoly rozptylu prvkov, tieto zmeny nie sú veľmi výrazné. Z ďalších hydrotermálnych premien sa zistila turmalinizácia, vznik rutilu, albitu, chloritu, ale aj pyritizácia.

Podľa zistených geochemických údajov autori poukázali aj na niektoré otázky stratigrafického členenia permu, vyčleňovania formácií a na niektoré problémy tektonickej interpretácie blokov. Upozornili na potrebu faciálnej analýzy s využitím geochemických poznatkov. Štúdium tejto problematiky je v začiatkoch a bude mu treba venovať náležitú pozornosť.

Mineralia slov.
16 *(1984), 6, 593—594*

AKTUALITA

Hodnotenie homogénnosti zrnitého materiálu

LADISLAV TARHANIČ

Оценка гомогенности зернистого материала.

В работе приведен способ оценки гомогенности зернистого материала из результатов ситового анализа квартов. В таблицах приведены данные подсчётов для оценки гомогенности как пример и которого в заключении подсчитана гомогенность материала в прцентах.

Evaluation of homogeneity of grained materials

The paper introduces methods for the assessment of homogeneity of grained materials using data from sieve mechanical analysis of quarts. Tables include data for homogeneity expressed by homogeneity per cents of the whole sample.

Pri dodržaní podmienky, že sa z homogenizovaného zrnitého materiálu budú odoberať štyri kvarty, možno z výsledkov sitového rozboru kvartov stanoviť homogénnosť kvartovaného materiálu.

Keď výsledky sitového rozboru kvartov nie sú rovnaké, svedčí to o tom, že homogenizovanie materiálu nebolo dokonalé. Za dokonalé pokladáme také homogenizovanie, pri ktorom sa sitovým rozborom jednotlivých kvartov zistí, že prechod jednotlivých zrnitostných tried z homogenizovaného materiálu do každého kvartu je rovnaký, t. j.

$$TA = TB = TC = TD \quad \% , \quad (1)$$

čím bude splnená aj podmienka

$$\Delta TAB, \ \Delta TCD = 0 \quad \% , \quad (2)$$

pričom $\Delta TAB = 50 - (TA + TB)$ %, (3)

$\Delta TCD = 50 - (TC + TD)$ %, (4)

$$V = V'A + V'B + V'C + V'D \ \% \quad (7)$$

kde TA, TB, TC, TD sú čísla vyjadrujúce prechod jednotlivých zrnitostných tried z homogenizovaného zrnitého materiálu do kvartov A, B ,C, D v %,

V'A, V'B, V'C, V'D sú výnosy jednotlivých zrnitostných tried v kvartoch A, B, C, D s výnosom GA, GB, GC, GD v %, VA, VB, VC, VD sú výnosy jednotlivých zrnitostných tried v kvartoch A, B, C, D s výnosom 100 %.

Vypočítané údaje sú ako príklad na hodnotenie homogénnosti zrnitého materiálu uvedené v tab. 1 ,2 a 3.

Z tab. 3 vyplýva, že homogenizovanie zrnitého materiálu nebolo dokonalé, lebo pre prechod jednotlivých zrnitostných tried z homogenizovaného materiálu do zlúčených kvartov A + B a C + D sa nesplnila podmienka podľa rovnice (2).

$$TA = TB = TC = TD = V'A\ 100/V = V'B\ 100/V = V'C\ 100/V = V'D\ 100/V \ \% \quad (5)$$

$$V'A = V'B = V'C = V'D = VA \,.\, GA/100 = VB \,.\, GB/100 = VC \,.\, GC/100 = VD \,.\, DG/100 \quad (6)$$

Hodnoty na hodnotenie homogénnosti zrnitého materiálu
Values of the homogeneity evaluation of a grained material

Tab. 1

Zrnitostná trieda mm	Kvart				Kvart			
	A VA %	B VB %	C VC %	D VD %	A V'A %	B V'B %	C V'C %	D V'D %
— a	6,66	10,0	12,5	11,76	2,0	2,0	2,0	4,0
a — b	86,68	80,0	75,0	76,48	26,0	16,0	12,0	26,0
b — c	6,66	10,0	12,5	11,76	2,0	2,0	2,0	4,0
Σ	100,0	100,0	100,0	ΔA = 30 %	ΔB = 20 %	ΔC = 16 %	ΔD = 34 %	

Hodnoty na hodnotenie homogénnosti zrnitého materiálu
Values of the homogeneity evaluation of a grained material

Tab. 2

Zrnitostná trieda mm	V %	Kvart				Kvart	
		A TA %	B TB %	C TC %	D TD %	A + B TA + TB %	C + D TC + TD %
— a	10,0	20,0	20,0	20,0	40,0	40,0	60,0
a — b	80,0	32,5	20,0	15,0	32,5	52,5	47,5
b — c	10,0	20,0	20,0	20,0	40,0	40,0	60,0
Σ	100,0						

Hodnoty na hodnotenie homogénnosti zrnitého materiálu

Tab. 3

Zrnitostná trieda mm	Kvart	
	A + B ΔTAB %	C + D ΔTCD %
— a	10,0	—10,0
a — b	—2,5	2,5
b — c	10,0	—10,0

Homogénnosť zrnitého materiálu je stopercentná, keď 50 — ΔTAB = 50 % alebo 50 — ΔTCD = 50 %.

V analyzovanom prípade bude homogénnosť zrnitého materiálu vzhľadom na zrnitostné triedy podľa tab. 3 pri zrnitostnej triede — a 80 %, a — b 85 % a b — c 80 %.

Pretože sa v bežnej praxi reprezentatívnosť kvartov nestanovuje, rozdielne výsledky rozborov kvartov (chemizmus a pod.) nemožno hodnotiť ako chybu rozborov alebo homogenizácie. Tento nedostatok sa dá podľa postupu uvedeného v príspevku vylúčiť už pred vlastným rozborom kvartov.

Geologický prieskum, n. p.
ATNS Košice

Mineralia slov.
16 *(1984), 6, 595—600*

KRONIKA

Naši jubilanti

Doc. RNDr. Zdeněk Roth, DrSc., sedemdesiatročný



1. decembra 1984 sa významného životného medzníka dožíva osobnosť, ktorá svojím prínosom, aj keď často z ústrania, poznamenala československú geológiu osobitne významne. Ako nevšedný intelekt sa Zdeněk Roth prejavil už v období vedeckého dospievania prácami v rozličných oblastiach. Pod vedením akademika Kettnera mal už od mladosti možnosť vnikať do zložitej problematiky príkrovov v Nízkych Tatrách, silického príkrovu v oblasti Domice, krížňanského príkrovu v Humenských vrchoch, ale aj v oblasti Krkonôš a Orlických vrchov. Bohaté vedomosti získal z geomorfológie, speleológie (vývoj Domice), glaciologie a kvartérnej geológie (periglaciálne prejavy v českom kryštaliniku). Pod vedením prof. Kunského, s ktorým sa zúčastnil aj na výskumoch Islandu, si natrvalo vypestoval lásku k mladým procesom utvárania geologickej stavby aj reliéfu. Na študijnom pobyte v Clermonte-Ferande vo Francúzsku prehĺbil svoje poznanie z petrológie metamorfitov. Po svetovej vojne prešiel Matějkovou tvrdou školou geologického mapovania flyšového pásma a stal sa jeho popredným znalcom. Nečudo, že už v období zostavovania „generálkových" geologických máp ako hlavný redaktor listov takej zložitej stavby, ako je Ostrava, Olomouc a Trstená, patril do radu vedúcich československých geológov, a to aj ako hlavný autor statí o flyšovom pásme v Regionálnej geológii ČSSR, člen redakčného kruhu Tektonickej mapy karpatsko-balkánskych oblastí, autor časti o flyšovom pásme (západný úsek) v syntéze Tectonics of the Carpathian Balcan systems and adjacent regions.

Vzácny súbor jubilantových vlastností, ako je vytrvalosť, pracovitosť, pedantnosť v zhromažďovaní a spracúvaní faktov, kritické hodnotenie nových poznatkov podľa vlastných kritérií, sa pri jeho nevšednom intelekte a vedeckej erudícii odráža v originálnosti pohľadov pri posudzovaní javov v širšom regionálnom a medziodborovom rámci. Aj preto patrí medzi našich najcitovanejších geológov v zahraničnej literatúre, a to aj v rade takých zložitých otázok, ako sú vzťahy flyšových jednotiek v alpidách, alpíd a platformy, ale aj otázok súvisiacich s fyzikalizáciou a matematizáciou geológie (i vďaka úzkej spolupráci s geofyzikmi), ako je dynamický model Karpát a rotácia blokov vrátane funkcie horizontálnych posunov.

Doc. RNDr. Zdeňka Rotha, DrSc., možno zaradiť medzi najhorlivejších zástancov tektoniky platní s vyhraneným mobilistickým prístupom opretým o paleomagnetické poznatky, ale aj o výskum hlbinnej stavby. Na rozdiel od väčšiny „modernistov" pristupuje k riešeniu otázok ako geológ kladúci na prvé miesto otázky paleotektonického vývoja opreté o podrobnú znalosť stavby.

Napriek vedeckej všestrannosti a záujmu

o zložité vedecké problémy bol pre Zdeňka Rotha vždy príznačný úzky vzťah k spoločenskej praxi. Odzrkadlilo sa to v jeho účasti na výskume ložísk Fe a Cu rúd v stredných a severných Čechách, pelosideritov Moravskosliezskych Beskýd, na vypracúvaní geologických projektov priehrad (v Slapoch a pri Lipne), železničných tuneloch (Bujanovský, Jablonovský tunel) a ďalších železničných stavieb, a to vždy s osobitným prínosom do metodickej prípravy a postupu prác v skalných komplexoch, na rozpracúvaní projektov hlbinného výskumu spätého s vyhľadávaním ložísk prírodných živíc v podloží flyšového pásma Karpát aj v podloží čelnej predhlbne, ale i v netradičných oblastiach českého masívu.

Počas svojej činnosti v Ústrednom ústave geologickom vykonával doc. RNDr. Zdeněk Roth, DrSc., rad funkcií, a to od vedúceho oddelenia inžinierskej geológie, vedúceho výskumu vo flyšovom pásme až po funkciu vedúceho výskumu ÚÚG (1956—1959). Zúčastnil sa na rozpracúvaní plánov geologickej činnosti v rámci RVHP, na realizácii úloh v rámci KBGA, reprezentoval Československo na viacerých medzinárodných podujatiach. Ak jeho nevšedné vedomosti a nanajvýš charakterný prístup nenašiel vždy náležitý ohlas a ocenenie, tak iba preto, že svojimi náhľadmi zvyčajne predchádzal klímu doby.

Za vedecký prínos trvalej hodnoty doc. RNDr. Zdeňka Rotha, DrSc., treba pokladať:

a) *príspevky dôležité pre pochopenie vnútornej stavby flyšových príkrovov, najmä:*
- vyčlenenie čiastkových príkrovov v magurskom kmeňovom príkrove (s doc. RNDr. A. Matějkom, DrSc.) — bielokarpatského, bystrického, račianskeho;
- charakteristika šošovkovitého a šupinovitého štýlu, vysvetlenie genetických rozdielov;
- zvýraznenie štruktúrneho charakteru a významu magurského príkrovu ako jazvového príkrovu so spätnými presunmi pri vnútornej časti vonkajších Karpát;
- kvantifikácie násunov jednotlivých príkrovov flyšového pásma;

b) *príspevky o vývoji flyšovej geosynklinály:*
- pripísanie významnej úlohy zužovaniu sedimentačného priestoru pri štadiálnom vývine a preukázanie zrýchľovania sedimentácie vo flyšových bazénoch v predpolí vrásneného systému;
- preukázanie jednotnosti paleoalpínskych pohybov s neoalpínskymi;
- zdôraznenie významu nestabilných rozsiahlych podmorských svahov pri vzniku flyšu, ale najmä zdôraznenie významu hlbinných procesov pre vývoj a stavbu orogénneho systému;

c) *riešenie vzťahu platformy (českého masívu) a Karpát:*
- aktivitácia platformy s prehybmi paralelnými s čelom orogénu ako odraz horizontálnych napätí;
- oživovanie, bazifikácia prehybov sudetského smeru (beskydský);
- kopírovanie hlbinných štruktúr platformy, hlavne zlomov do nadložných príkrovov;
- význam zmien orientácie štruktúrnych elementov iných v bádene, iných v pliocéne, ale aj sávskych (beskydský príkrov od jury, kryha Malenice a pod.);

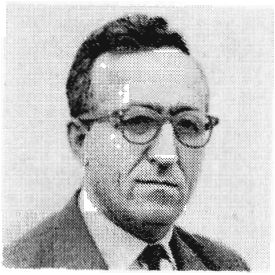
d) *vypracovanie dynamického modelu Karpát:*
- vysvetľovaním vzniku karpatského oblúka pri výraznom uplatnení sa horizontálnych posunov (význačná úloha skalického a chrattenberského zlomu; až 80 km) ale aj pozdĺž margecianskej línie;
- ľavá rotácia karpatského bloku ako celku a rotácie menších telies valcovitej formy v jadrových horstvách.

Zdeněk Roth je autorom mnohých vedeckých prác a menších štúdií a príspevkov. Viaceré z nich boli podnetom pre významné zmeny v postojoch a názoroch. Medzi práce, ktoré patria do kmeňového fondu čs. geologickej literatúry, treba zaradiť:
- Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem (1—333; s A. Matějkom);
- Západní úsek flyšového pásma čs. Karpát. In Regionální geológie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty. Sv. 2 (s. 109—194; čiastočne s E. Hanzlíkovou);
- Die Tektonik des Westabschnittes der Äusseren Karpaten in der ČSSR. Zeitschrift d. D. Geol. Ges. Bd. 116, Teil. 2 (312—341);
- Kinematický model Západních Karpat v souborném řezu. Sbor. geol. věd. Geologia, 32 (s. 49—73; s. P. Greculom);
- Západní Karpaty — terciérní struktura střední Evropy (1—128).

Do ďalších rokov želáme nášmu jubilantovi dobré zdravie a hodne tvorivých síl, aby zostal naďalej zdrojom podnetov v službách progresu, ktorým je poznamenaná jeho doterajšia činnosť.

Michal Maheľ

Na šesťdesiatiny Ing. Bartolomeja Gromu, CSc.



7. septembra 1984 pri plnom pracovnom eláne oslávil svoje šesťdesiate narodeniny Ing. Bartolomej Groma, CSc., vedúci odboru výskumu a vedecko-technických informácií IGHP, n. p., organizácie pre inžiniersku geológiu a hydrogeológiu.

Jubilant patrí medzi pracovníkov, ktorí sa aktívne zúčastnili na vytváraní prvej prieskumnej organizácie inžinierskej geológie a hydrogeológie. Je z radu priekopníkov mechaniky zemín, hornín a zakladania stavieb a jedným z najstarších inžinierskych geológov na Slovensku. V tejto odbornej oblasti pracuje už od roku 1949. Základná skupina odborníkov inžinierskej geológie na Slovensku vznikala v Stavoprojekte Žilina a postupne z nej vznikol špecializovaný podnik IGHP, n. p. Počas svojej 35-ročnej prieskumnej a výskumnej praxe jubilant vykonával viaceré vedúce funkcie. Bol oblastným inžinierom pre východné Slovensko, odborným odborovým geológom pre mechaniku zemín a hornín, vedúcim geológom závodu a od roku 1974 je vedúcim odboru výskumu a vedecko-technických informácií na podnikovom riaditeľstve IGHP.

Ing. Bartolomej Groma, CSc., svoje bohaté odborné vedomosti, skúsenosti a vedecký prístup naplno uplatňoval v praxi ako koordinátor a vedúci riešiteľ zložitých prieskumných úloh pre mnohé národohospodársky významné stavby. Vypracoval vyše 160 inžinierskogeologických záverečných správ a posudkov. Medzi najzávažnejšie patria napr. priemyselné kombináty, ako sú VSŽ Košice, závody SNP Žiar n/Hronom, Závody technického skla Bratislava-Dúbravka, SEZ a ŽLB Krompachy, Podbrezová, Piesok, Tisovec a Ferozliatinové závody Široká, Rozvodňa Lemešany, Čierna n/Tisou a i. Z prieskumov pre energetické, hydroenergetické, vodárenské a iné vodohospodárske stavby treba spomenúť Jaslovského Bohunice, Madunice, Liptovská Mara, Tvrdošín, Zelenice — Kráľová, Šírava, Ružín, Dalešice, PVE Čierny Váh a PVE Ipeľ. Ďalej riešil ochranné hrádze na Latorici, Čiernej vode, Ipli, Slanej a pod. Z prieskumov zosuvných oblastí je to zosun v Liptovskej Mare, Ondrášovej, Novom Meste n/Váhom, Handlovej a Nežitovciach. Početné prieskumy uskutočnil v súvislosti s rajónovým plánovaním, občianskou výstavbou, ako aj pri zisťovaní geofaktorov životného prostredia v oblastiach priemyselných areálov.

Osobitne cenný je prínos Ing. Bartolomeja Gromu, CSc., vo výskumnej činnosti. Ako autor a spoluautor dlhodobých koncepcií vytyčoval hlavné smery a ciele vedecko-technického rozvoja najmä v inžinierskej geológii. Zámery aj sám zabezpečoval a na ich realizácii sa úspešne zúčastňoval. S jeho menom je úzko spätý rozvoj nových metód a metodík inžinierskogeologického výskumu a prieskumu, geostatických riešení a moderných progresívnych technológií. Vyvinul prístroje a skúšobné zariadenia typu RBG 1 až RBG 3 na stanovovanie napätosti v horninovom masíve, zariadenie a merný systém na stanovovanie pevnosti a pretvárnych vlastností hornín a i. Okrem úloh obsiahnutých v pláne technického rozvoja rezortu SGÚ v spolupráci s Koordinačným centrom v Moskve a vedeckými inštitúciami ostatných socialistických krajín zabezpečoval výskumný program štátov RVHP Intergeotechnika. O vyvinuté prístroje a skúšobné zariadenia prejavili záujem nielen naše, ale aj zahraničné prieskumné organizácie a niektoré boli vystavené aj na Geologickom kongrese v Moskve. Viaceré prístroje a technológie sa v súčasnosti spracúvajú do štandardov SEV štátov RVHP. Pre prieskumnú prax sú veľmi cenné metodické príručky a pomôcky, ktoré spracoval.

Jubilantova dlhoročná prax sa pozitívne prejavila v bohatej publikačnej činnosti. V súbore vyše 40 vedeckých a odborných publikácií predložil originálne metodiky osvojujúce nové vzťahy a zákonitosti v teórii roznosu napätia v anizotrópnom horninovom prostredí a pri určovaní reziduálneho napätia v horninovom masíve. Rozoberá v nich šírenie tepla v základovej pôde a jeho nepriaznivé účinky na stavby a dáva návrhy na ich sanáciu. Ďalej sú to závislosti toku na-

pätia na pevnosť a pretvárne vlastnosti zemín a hornín. Doteraz spolupracoval pri riešení 18-ich rezortných a štátnych výskumných úlohách.

Odborné vedomosti a vedecké poznatky jubilant s jemu príznačnou ochotou odovzdáva spolupracovníkom, a tak má aj nemalú zásluhu o výchovu odborníkov. Zorganizoval rad seminárov a konferencií a predniesol na nich veľa príspevkov. Má veľmi tesný odborný kontakt s našimi vysokými školami a s vedeckými inštitúciami v ČSSR. Podobne spolupracuje so zahraničnými vedeckými inštitúciami, napr. VSEGINGEO Moskva, KOC Moskva, Centrogeologija Moskva, OBRTG Varšava, Geotektonika Záhreb a pod. Odbornú a vedeckú činnosť jubilanta roku 1960 ocenili jeho vymenovaním za člena československého výboru pre mechaniku zemín a zakladanie stavieb pri ČSAV a medzinárodnej spoločnosti International Society for Soils Mechanics and Foundation Engineering. Je členom čs. výboru pre mechaniku ČSVTS a International Society for Rock Mechanics. Od roku 1979 je členom Komisie pre obhajoby kandidátskych dizertačných prác na PF UK Bratislava a oponentskej rady pre štátne výskumné programy PF UK, poradného zboru Geoinformu a roku 1978 ho vymenovali za predsedu odbornej skupiny výskumného programu štátov RVHP Intergeotechnika pre vedný odbor inžinierskej geológie. Ústredný geologický ústav roku 1961 udelil Ing. Gromovi, CSc., vyznamenanie Najlepší pracovník geológie.

V súčasnom období Ing. Bartolomej Groma, CSc., veľmi aktívne využíva svoje skúsenosti pri zabezpečovaní vedecko-technického rozvoja a systematickou prácou sa naďalej zúčastňuje na odbornom rozvoji nielen na vlastnom pracovisku, ale aj v rámci celej československej geotechniky.

V mene národného podniku IGHP a celej geologickej pospolitosti ďakujeme jubilantovi za jeho neúnavnú a obetavú prácu a želáme mu pevné zdravie, veľa tvorivých síl a splnenie jeho cieľov a želaní v osobnom živote.

Pavel Fabini

Životné jubileum RNDr. Stanislava Poláka

V auguste tohto roku v dobrom zdraví a v plnej prieskumnej aktivite zavŕšil šesťdesiat rokov života pracovník geologického úseku Bratislava Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi RNDr. Stanislav Polák.

Jubilant sa narodil 14. augusta 1924 v Bratislave. Po gymnaziálnych štúdiách v rodnom meste sa zapísal na Vysokú školu banskú v Ostrave a po jej absolvovaní roku 1952 nastúpil ako závodný geológ v pezinskom závode Západoslovenského rudného prieskumu. Pracoval pri prieskume ložísk pyritových a antimónových rúd v oblasti Pezinka a mangánových rúd pri Marianke. V rokoch 1958 až 1962 sa v rajóne Západoslovenského rudného prieskumu venoval vyhľadávaciemu prieskumu polymetalických rúd v banskoštiavnickom rudnom rajóne, ako aj kremenca (Šobov), cementárskych surovín (Žibrica) a diatomitu (Močiar).

Po reorganizácii Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi vykonával v rokoch 1965—1967 funkciu vedúceho geologického strediska v Bratislave. Vychoval pritom rad výkonných geologických pracovníkov. V rokoch 1966—1967 sa zúčastnil na geologickej expedícii v Mongolskej ľudovej republike a neskôr v Zambii.

Krátko pôsobil v bratislavskom závode Geofyziky ako geológ na interpretáciu geofyzikálnych meraní. Po návrate do Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi roku 1973 vo funkcii vedúceho špeciálnej geologickej skupiny realizoval geologickoprieskumné zámery na overenie novej zásoby Sb surovín pre závod Rudné bane Pezinok v už známom rudnom poli na jeho okrajoch a v nových perspektívnych terénoch.

S nevšedným záujmom sa jubilant venuje štúdiu starých archívnych materiálov, úspešne spolupracuje s Ústredným banským archívom v Banskej Štiavnici a napísal viac prác z histórie baníctva v okolí Štiavnice a Pezinka. Zhodnotil orientačný prieskum dunajských rozsypových ložísk zlata so zreteľom na možnosti priemyslového dobývania, ako aj pokusy o ťažbu zlata tohto druhu v minulosti. V Tríbeči zdokumentoval, zhodnotil a

zverejnil doteraz neznáme staré dobývané ložiská z hľadiska možnej ťažby sekundárneho zlata a výskytu Sn a W mineralizácie. Výsledky svojej práce pravidelne publikuje, a tak sprístupňuje širokej geologickej verejnosti.

Jubilant je nositeľom viacerých vyznamenaní (Najlepší pracovník Ministerstva hutného priemyslu — 1957, Najlepší pracovník Ústredného geologického úradu — 1960, Za pracovnú vernosť — 1967, Zaslúžilý pracovník rezortu Slovenského geologického úradu — 1981).

Dlhoročnú svedomitú prácu RNDr. Stanislava Poláka hodnotíme ako mimoriadne prospešnú. Vo veľkej miere pomohla rozšíriť zásobu nerastných surovín Slovenskej socialistickej republiky.

Za doterajšiu činnosť jubilantovi úprimne ďakujeme a pripájame sa k ostatným gratulantom so želaním dobrého zdravia a nových úspechov v práci aj v osobnom živote.

Peter Kabina — Miroslav Slavkay

RNDr. Samuel Janík päťdesiatročný

V apríli 1984 sa v plnom rozmachu tvorivých síl dožil päťdesiatich rokov popredný československý geofyzik RNDr. Samuel Janík. V čase formovania aplikovanej geofyziky na Slovensku sa významnou mierou zaslúžil o kvalitatívny rast tejto disciplíny a prebudil o ňu záujem v širokej geologickej verejnosti.

Jubilant sa narodil 27. apríla 1934 v Bratislave. Základné vzdelanie získal v Jure pri Bratislave a tam absolvoval aj gymnaziálne štúdiá. V rokoch 1953—1958 študoval aplikovanú geofyziku na vtedajšej Geologicko-geografickej fakulte Karlovej univerzity v Prahe. Roku 1972 ukončil na tejže fakulte postgraduálne štúdium aplikovanej geofyziky a roku 1976 získal doktorát prírodných vied.

Po skončení vysokoškolských štúdií (1958) nastúpil RNDr. Samuel Janík ako prvý slovenský absolvent Karlovej univerzity v odbore aplikovaná geofyzika do Geologického ústavu Dionýza Štúra. V rokoch 1959—1965, v čase hľadania najvhodnejšieho organizačného zaradenia aplikovanej geofyziky na Slovensku, pracoval ako geofyzik v Ústave pre výskum rúd a v Geologickom prieskume, n. p., Turčianske Teplice a Žilina. Od roku 1965 nepretržite pôsobí v Geofyzike, n. p., Brno, závod Bratislava.

Dvadsaťšesťročná etapa činnosti jubilanta v aplikovanej geofyzike nesie pečať usilovnej práce a jeho príslovečnej dôkladnosti, húževnatosti a širokej škály záujmov. Za toto obdobie RNDr. Samuel Janík úspešne riešil viac ako 60 geofyzikálnych úloh pri vyhľadávaní nerudných surovín, stavebných materiálov (kamenná soľ, korekčný íl, tehliarska hlina, sklársky piesok, ryolit, andezit, čadič, granodiorit, pararula) a rudných ložísk (Poniky — Pb, Zn, Cu, Kremnické vrchy — Hg).

Pozoruhodné výsledky dosiahol jubilant najmä pri prieskume vápenca ako cementárskej suroviny a pri spresňovaní názorov na stavbu mezozoika okolia Poník.

Do škály jeho činnosti patrí aj hydrogeofyzikálny prieskum v štádiu vyhľadávacieho aj podrobného hydrogeologického prieskumu. Tu dosiahol RNDr. Samuel Janík objavné výsledky pri určovaní priebehu hladiny podzemnej vody v sedimentoch geofyzikálnymi metódami.

V oblasti inžinierskogeologického prieskumu sa jubilant okrem iného venoval komplikovaným pomerom jadrovej elektrárne Mochovce.

Už na začiatku svojej činnosti sa RNDr. S. Janík nebývalou mierou zaslúžil o rapídny vzostup geologickej interpretácie geofyzikálnych dát, ktorá v tom čase bola ešte v plienkach.

Jubilant je pionierom pri zavádzaní metódy kombinovaného profilovania, vynútenej polarizácie a plytkej refrakčnej seizmiky na Slovensku. Pre rozvoj metodiky a interpretačných metód sú významné jeho práce zaoberajúce sa modelovými meraniami odporových metód a VP, miniusporiadaniami VES, plytkou rádioaktívnou karotážou, skvalitňovaním interpretácie VES a SP. Nie menej významná je jeho činnosť spätá s ochranou podzemnej vody Žitného ostrova pred kontamináciou.

Hlboké teoretické aj praktické vedomosti

v odbore geofyziky a geológie uplatňuje RNDr. Samuel Janík pri riešení čiastkovej štátnej výskumnej úlohy Výskum kvartéru a jeho podložia v údolnej nive Hrona.

Nemožno obísť ani jubilantovu činnosť v zahraničí. V rokoch 1971—1972 bol riešiteľom hydrogeofyzikálnej expedície v Alžírsku, ktorá vyhľadávala zdroje artézskej podzemnej vody, a v rokoch 1980—1981 členom expedície v Jemenskej ľudovodemokratickej republike, ktorá zhodnocovala podzemné vody v alúviách horských údolí.

Za mnohostrannú poctivú prácu v prospech spoločnosti bol RNDr. Samuel Janík vyznamenaný medailou Najlepší pracovník geologickej služby (1971) a Zaslúžilý pracovník rezortu ČGÚ (1984).

Do ďalších rokov tvorivej práce želáme jubilantovi veľa pevného zdravia, životného elánu a optimizmu.

Jozef Hricko

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 16, číslo 6, december 1984.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.
Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 7, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 29. 11. 1984.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box 7, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1984.

TERMINOLÓGIA — TERMINOLOGY

Dušan Hovorka — Ján Spišiak

Návrh kratiek minerálov — 583 — Proposal of mineral abbreviations

AKTUALITY — NEWS

Ladislav Tarhanič

Hodnotenie presnosti výsledkov ryžovania — 589 — Accuracy evaluation in panning sample preparation

Ladislav Tarhanič

Hodnotenie homogénnosti zrnitého materiálu — 593 — Evaluation of homogeneity of grained materials

KRONIKA — CHRONICLE

Michal Maheľ

Doc. RNDr. Zdeněk Roth, DrSc., sedemdesiatročný — 595 — Seventy years of Doc. RNDr. Zdeněk Roth, DrSc.

Pavel Fabini

Na šesťdesiatiny Ing. Bartolomeja Gromu, CSc. — 597 — To sixty years of Ing. Bartolomej Groma, CSc.

Peter Kabina — Miroslav Slavkay

Životné jubileum RNDr. Stanislava Poláka — 598 — Jubilee of RNDr. Stanislav Polák

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI — THE SOCIETY'S LIFE

Juraj Franců

Organická hmota hornín — výskum a geologické interpretácie — 553 — Organic matter of rocks: research and geologic interpretation

Dušan Obernauer — Lubomil Pospíšil

Skúsenosti s aplikáciou diaľkového prieskumu Zeme v oblasti Západných Karpát — 558 — Experience with use of remote sensing in the West Carpathians

Lubomil Pospíšil

Možnosti metód DPZ v Západných Karpatoch — príklady — 562 — Possibilities of remote sensing methods and examples from the West Carpathians

Lubomil Zbořil — Ján Bodnár — Oto Orlický — Ján Šefara

Stredná Afrika — nová roponosná provincia — 591 — Central Afrika — new oil-bearing province

Ján Čurlík — Jozef Forgáč — Jozef Veselský

Novšie výsledky petrograficko-geochemického výskumu permských hornín v oblasti Novoveskej Huty — 592 — New results of petrographical and geochemical investigations on Permian rocks from Novoveská Huta area.

RECENZIE — REVIEW

Ján Mišković

I. Herčko: Minerály Slovenska — 582 — I. Herčko: Minerals of Slovakia

Jozef Stankovič

J.Pecho et al.: Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách — 587 — J. Pecho et al.: Scheelite-gold bearing ores in the Low Tatra Mts.

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA
SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA
INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA
NAFTA, K. P., GBELY
GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374