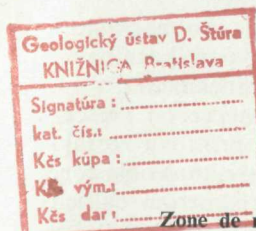


leimr

Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza¹

(3 obr. v texte)

PAVOL GRECUŁA*



Zone de racines des Gémérides et sa métallogénèse. (Karpates Occidentales)

L'article apporte de nouvelles données sur la position structurale des Gémérides — de la nappe située le plus au Sud des Karpates Occidentales- et sur celle de la région de racines qui se trouve au Sud de la ligne Ráb—Rožňava, du linéament périkarpatique. De ce point de vue, la relation de l'origine temporelle de la nappe aux intrusions granitiques et celle de la granitisation à la minéralisation est discutée.

Tektonická interpretácia paleozoicko-mezozoických komplexov Spišsko-gemerského rudohoria ako tektonickej jednotky Západných Karpát je rôznorodá.

V prehľade názorov na štruktúrne postavenie dnešného gemerika spomenieme najdôležitejšie predstavy. M. LUGEON (1903) zovšeobecnil príkrovovú teóriu aj pre Západné Karpaty. V. UHLIG (1907) oblasť Spišsko-gemerského rudohoria označil ako príkrov vnútorného pásma, ktorý má charakter východoalpských príkrovov a je zložený z paleozoických a mladších útvarov. M. LI-MANOVSKI (1905) tento príkrov pomenoval spišským príkrovom, a na rozdiel od Uhliga rozumie ním predovšetkým presun mezozoických sérií na severnejšiu zónu. D. ANDRUSOV—A. MATÉJKA (1931) zaviedli názov gemeridy, a to pre samostatnú tektonickú jednotku — príkrov zložený z metamorfovaného paleozoika (ekvivalent kryštalinika jadrových pohorí) a mezozoického obalu, ktorý sa od svojho podložia presunul ešte ďalej. P. ROZLOZNIK (1935) podal podrobný opis spišského príkrovu a zaradil k nemu všetky paleozoické a mezozoické série gemerid. Spišský príkrov si predstavuje ako veľkú príkrovovú jednotku, presunutú od JZ cez veporský príkrov, ktorý interpretuje

* RNDr. Pavol GRECUŁA, CSc., Geologický prieskum, Stará Spišská cesta, p. p. A—21, 040 51 Košice 1.

¹ Hlavné tézy článku boli prednesené na II. tektonickej konferencii v Smoleniciach v dňoch 27.—29. novembra 1972.

ako severný — vonkajší príkrov spišskej jednotky. H. STILLE (1953) pripisuje príkrovový charakter severnej časti pohoria. V. ZOUBEK (1953) odlišuje dva gemeridné príkrovy, kryhový príkrov zložený z paleozoika a strižný príkrov zložený z mezozoika. Posledný nazýva spišským príkrovom. Neskoršie sa však (M. MÁŠKA—V. ZOUBEK 1961) o príkrovovej stavbe dosť silne pochybovalo. M. MAHEL (1953) považuje mezozoikum na severe pohoria za výplň autochtónnej severogemeridnej synklinály, ktorá je najsevernejšou gemeridnou sedimentačnou jednotkou. Tento názor zastáva aj neskoršie, ale severogemeridnému mezozoiku prisudzuje čiastočne autochtónny a čiastočne príkrovový charakter, zatiaľ čo paleozoické série tvoria jeho autochtónne podložie. A. BIELY—O. FUSÁN (1967) zastávajú príkrovový charakter gemerid s čiastočne presunutým paleozoikom, ale hlavne mezozoikom, ktoré bolo premiestnené predovšetkým v druhej fáze príkrovového nasunutia. Novšie D. ANDRUSOV (1968) svoju pôvodnú predstavu o paleozoicko-mezozoickom príkrove podrobnejšie zdôvodňuje a zdôrazňuje. Namiesto pomenovania gemeridy zaviedol termín gemerikum.

Časový vznik príkrovu sa všeobecne dáva do vrchnokriedových fáz alpínskeho orogénu. Domovskou oblasťou gemerika sa však doteraz podrobnejšie nikto nezaoberal. Rovnako sa neriešili ani s tým súvisiace otázky metalogenézy, magmatizmu a tektonických deformácií.

Výsledky nového výskumu dovoľujú interpretovať gemerikum ako najvnútornejší príkrov Západných Karpát tvorený paleozoicko-mezozoickými horninami. Tento príkrov bol presunutý na sever z oblasti perikarpatského lineamentu, resp. rábsko-rožňavského hlbinného zlomu, ale najmä z priestoru južnejšie od nej cez tatroveporidné kryštalínium na vzdialenosť okolo 60 km. Jadro príkrovu zostalo staropaleozoickými horninami spojené so svojou koreňovou (domovskou) oblasťou. Táto kvalitatívne nová interpretácia geologických javov bude predmetom ďalších kapitol.

Rozšírenie bázických hornín v Spišsko-gemerskom rudohorí

Bázické vulkanity najmä v staršom paleozoiku boli a doteraz sú kľúčovými horninami na stratigrafické rozčlenenie horninových komplexov. Bázické horniny sa vyskytujú v niekoľkých superponovaných horizontoch v celom profile spišsko-gemerského paleozoika a mezozoika.

Bázické vulkanity sa nachádzajú najnižšie v tzv. fylit-diabázovom vývoji staršieho paleozoika. Sú v súvislom pruhu v severnej a východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, zriedkavejšie v ostatných častiach.

Bohaté zastúpenie bázik, miestami až ultrabázik, je aj v karbone severného pruhu gemerika. Sporadickejší výskyt ultrabázik je aj v triase severného pruhu mezozoika, ale aj v západnej a južnej časti gemerika.

Takéto pásmové nahromadenie bázických hornín v niekoľkých útvaroch nad sebou nevyhnutne upozorňuje na existenciu hlbinného zlomu. Problematickým však zostáva jeho situovanie. Väčšinou sa predpokladaný hlbinný lom kladie do pásma dnešného výskytu bázik, t. j. na severný okraj Spišsko-gemerského rudohoria. Pri akceptovaní tejto myšlienky vznikajú určité problémy:

1. Hlbinný zlom by sa mal prejavovať v regionálnych geofyzikálnych mapách. Podľa výsledkov gravimetrie a magnetiky (M. FILO—J. ŠEFARA 1971) sa však hlbinný zlom v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria nedá podľa kritérií hlbinných zlomov definovať.

2. Medzi charakteristiky hlbinného zlomu patrí aj jeho veľká dĺžka a približne priamočiary priebeh. Porovnanie tohto kritéria s dĺžkou a priebehom severogemeridnej zóny existenciu hlbinného zlomu dostatočne nedokazuje.

Oblúkovitý priebeh pásma bázik severného okraja Spišsko-gemerského rudohoria

sa začína pri Košiciach približne v mieste smerového pokračovania rožňavskej línie. Podobná pozícia bázik (hoci zriedkavejších) je aj západne od štítnického zlomu. Dá sa predpokladať, že sú to najbližšie miesta k pôvodnému miestu vzniku bázických hornín. Spojnica týchto okrajových pozícií bázik sa v podstate kryje s rožňavskou zlomovou zónou. Vo východnej časti od Košíc k Margecanom je okrajová zóna gemerika (teda aj pruh bázik) silne tektonicky redukovaná a porušená, podobne aj západná časť. Ak k tomu pripočítame veľké prešmyky a násuny (radu až km), ako vo vnútri, tak aj na okraji gemerika, treba pôvodný priestor vzniku súvrství s bázikami klásť rozhodne inde, ako je ich dnešná pozícia.

Ak si všimneme charakter vulkanizmu, vidíme, že zatiaľ čo v staršom paleozoiku sú to produkty diabázového vulkanizmu, v karbóne pristupujú k tomu aj ultrabázické horniny, ktoré v triase už prevládajú. To zodpovedá zákonitému vývoju hlbínnej zóny, ktorá úmerne so svojím viacetapovým oživovaním a vývojom postupne v mladších geologických dobách zasahovala stále hlbšie časť kôry, prípadne až plášťa. S týmto vývojom diatrémy súvisí potom aj stále bázickejší magmatizmus v mladších útvaroch.

Podľa súčasných poznatkov gravimetrie a magnetiky (M. FILO — J. ŠEFARA 1971) medzi hlbinné zlomy možno zaradiť rožňavskú líniu (P. REICHWALDER 1971), ktorá zodpovedá kritériám hlbinného zlomu. Charakterizujú ju aj intruzívne bázické a ultrabázické telesá v celom jej priebehu, ktoré boli zistené geofyzikálne a niektoré z nich aj overené (Hodkovec, Komárovce).

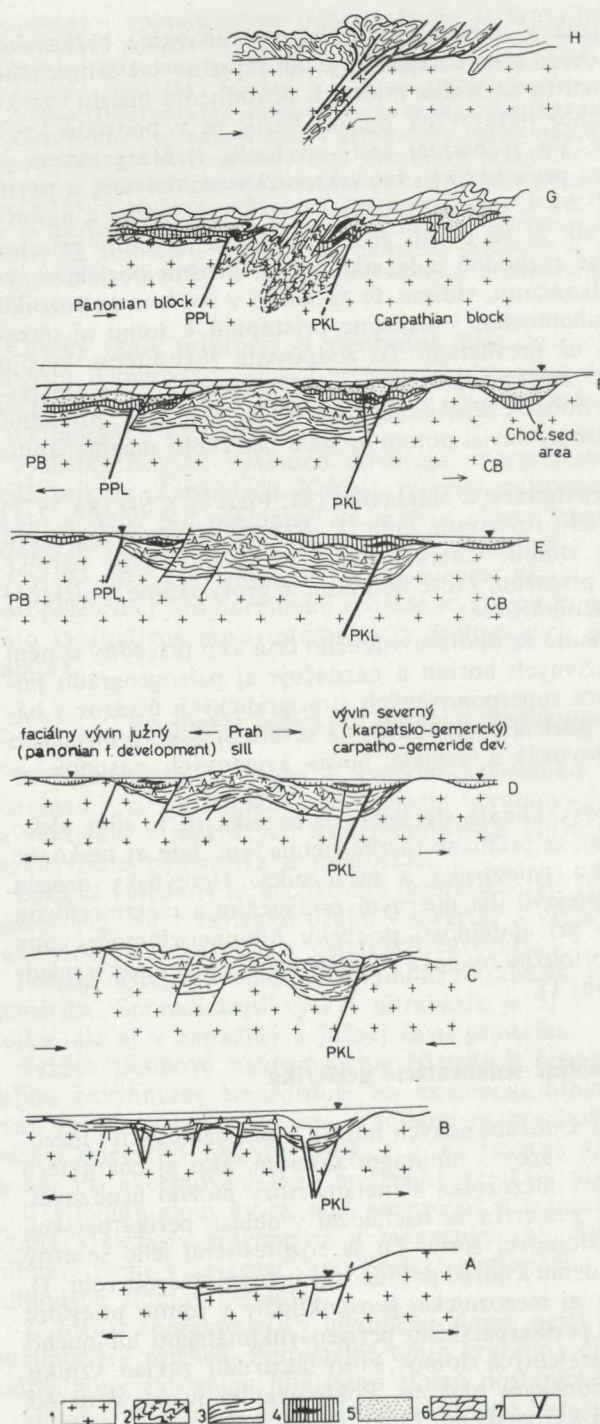
Rožňavské hlbinné zlomové pásmo sa podľa uvedeného črtá ako prírodný systém bázických vulkanických aj intruzívnych hornín a naznačuje aj paleogeografiu pôvodného sedimentačného priestoru superponovaných stratigrafických útvarov s bázikami a ultrabázikami. Súčasná pozícia pruhu bázik na severe Spišsko-gemerského rudohoria je sekundárna (príkrovová) a vznikla počas kriedových násunov — príkrovových fáz.

Z toho taktiež vyplýva, že geosynklinála staršieho paleozoika (t. z. silúr alebo len devón), resp. jej severný okraj, sa približne rozprestierala tam, kde aj neskoršie sedimentačné priestory mladšieho paleozoika a mezozoika. Hercýnsky orogén sa v staršom paleozoiku potom prejavil iba miernym zvrásnením a metamorfózou bez významnejších presunov. To pri stabilnosti priebehu hlbínnej zlomovej zóny malo za následok aj priestorovo približne rovnaké rozmiestnenie vulkanitov v mladšom paleozoiku a mezozoiku (obr.1).

Domovská oblasť sedimentácie gemerika

Na základe rozšírenia bázických a ultrabázických hornín v paleozoických i mezozoických útvaroch a ich genetickej väzby s hlbinným zlomom, ako aj charakteru a rozmiestnenia tektonických štýlov mezozoika a metamorfózy možno usudzovať, že pôvodný sedimentačný priestor gemerika sa nachádzal v oblasti perikarpatskej, resp. rábsko-rožňavskej hlbínnej zlomovej zóny. Tu sa rozprestieral jeho severný okraj s vývojom bázického vulkanizmu a odtiaľ pokračoval južným smerom (obr. 1).

Založenie paleozoickej a neskôr aj mezozoickej geosynklinály v tomto priestore možno vidieť práve z prítomnosti perikarpatského perigeosynklinálneho hlbinného zlomu ako aj z ďalších, južnejších paralelných zlomov, ktoré takto dali základ vzniku depresie medzi karpatským a panónskym blokom. Poklesávaním južnej časti od hlbinného zlomu oproti severnému karpatskému bloku sa od začiatku v tejto časti



Obr. 1. Schéma tektonického vývoja gemerika.

1 — granitová vrstva, 2 — granitizované horniny paleozoika, 3 — staršie paleozoikum, 4 — karbón s vulkanitmi, 5 — perm, 6 — mezozoikum, 7 — hlbinné a sprievodné zlomy. A — počiatočné štádium vývoja geosynklinály v staršom paleozoiku, B — vrchná časť staršieho paleozoika, C — ranohercýnske vrásnenie, D — vývoj v období karbónu, E — vývoj v období permu, F — vývoj v mezozoiku, G — prvá deformačná fáza v rámci mediteránnej orogénnej fázy a obdobie granitizácie, H — druhá deformačná — príkrovová fáza mediteránnej orogénnej fázy. PKL — perikarpatský lineament, PPL — peripanónsky lineament, CB — karpatský blok, PB — panónsky blok.

Fig. 1. Schema of the Gemic tectonic evolution

1 — granite layer, 2 — granitized rocks of Paleozoic, 3 — Lower Paleozoic, 4 — Carboniferous with volcanites, 5 — Permian, 6 — Mesozoic, 7 — deep-seated and accompanying faults, PKL — Peri-Carpathian Lineament, PPL — Peri-Pannonian Lineament, CB — Carpathian Block, PB — Pannonian Block, A — initial stage of the Lower Paleozoic geosyncline evolution, B — uppermost part of Lower Paleozoic, C — early Hercynian folding, D — Carboniferous evolution, E — Permian evolution, F — Mesozoic evolution, G — first deformation phase in the frame of the Mediterranean orogenic phase and granitization period, H — second deformation nappe phase of the Mediterranean orogenic phase.

vyvíjalo samostatné trógovité—žlabovité pásmo charakterizované dosť špeciálnymi podmienkami. Batyálna diferenciácia sedimentačného priestoru sa zreteľne prejavila až vo vrchnej časti staršieho paleozoika. Vznikli pozdĺžne čiastkové elevácie a depresie, medzi ktorými sa vyníma trógovité pásmo v okolí hlbinného zlomu (oceanizácia kôry) s mohutným vývojom bázičkého vulkanizmu a hlbším neritickým vývojom jemných sedimentov. Bázičský vulkanizmus z oblasti hlbinného zlomu bol smerom na juh postupne vystriedaný synchronným kyslým vulkanizmom, ktorý sa viaže na plytšie siahajúce zlomy. Magmatická činnosť súvisela so vznikom zlomových štruktúr, ktoré sa postupne vyvíjali v rozširujúcej sa depresii medzi vzdalujúcimi sa blokmi zemskej kôry (karpatský a panónsky). Tak sa vytvoril tektonicky a magmaticky veľmi aktívny sedimentačný priestor, ktorému zodpovedá peliticko-psamiticko-vulkanogénna sedimentácia.

Sedimentačný priestor sa rozprestieral ešte aj trochu severnejšie od hlbinného zlomu, na čo poukazuje výskyt staršieho i mladšieho paleozoika v tzv. čermelskej sérii sz. od Košíc, ktorá predstavuje externejšie — severnejšie pásmo od pruhu s bázičkými horninami. Čermelská séria v oblasti jv. od Margecian sa podstiela pod príkrov gemerika, a pretože tvorí najsevernejšiu známu litologickú jednotku gemerika, možno ju očakávať v podloží jadra príkrovu smerom na západ.

Ako ďaleko na sever siahala staropaleozoická sedimentácia, je otázne. Mladšie paleozoikum je aj v severnejšom chočskom pásme. Na druhej strane čermelskú sériu, ktorá je severnejšie od pásma s bázikami a má takmer len pelitický charakter, nemožno považovať za okrajový geosynklinálny produkt. Pri tejto úvahe staropaleozoická sedimentácia bola teda aj severnejšie — v oblasti veporika. Jej produkty môžu tvoriť nielen podstielajúcu sa spodnú časť príkrovu gemerika, ale pôvodne sa nachádzali azda aj na veporiku. Keďže sa zatiaľ v oblasti veporika staropaleozoické sedimenty nenašli, otázku severného dosahu staropaleozoickej geosynklinály nemožno doriešiť.

Sedimentačný priestor pokračoval aj južnejšie do oblasti panónskeho bloku.

Celkove na základe vývoja staršieho paleozoika možno predpokladať, že medzi karpatským kryštalinickým blokom, ktorý ohraničuje na juhu (v slovensko-maďarskej časti) perikarpatský lineament a panónskym blokom sa vytvoril v staršom paleozoiku tektonicky mobilný eugeosynklinálny priestor s mohutným vývojom bázičkého a kyslého vulkanizmu. Tento eugeosynklinálny priestor pokračoval západne do priestoru Východných Álp (vývojom vulkanosedimentov Grauwacken-zony), ale aj východne s málo podobným vývojom staršieho paleozoika v sz. oblasti rachovského masívu a čiastočne rumunských Karpát. Južnejšie časti staropaleozoického alpsko-karpatského sedimentačného priestoru rozprestierajúce sa na panónskom bloku majú tektonicky pokojnejší vývoj, čo sa prejavuje pokojnejšou a jemnejšou sedimentáciou, zriedkavejším vulkanizmom a bohatšou karbonátovou sedimentáciou. Korelácia medzi horizontmi karbonátov v tomto priestore a v oblasti gemerika by bola veľmi prospešná.

Ranohercýnske (bretónske) vrásnenie ukončilo staropaleozoickú sedimentáciu a značí priestorové zblíženie panónskeho a karpatského bloku. Ono spôsobilo aj zvrásnenie a epimetamorfózu geosynklinálnych produktov. Možno predpokladať aj slabú granitizáciu a sializáciu kôry. Podľa charakteru vývoja mladšieho paleozoika možno usudzovať, že došlo aj k vyzdvihnutiu strednej časti geosynklinálneho priestoru, čím sa vytvoril prah *staropaleozoických hornín*, ktorý potom zohral významnú úlohu vo vývoji mladšieho paleozoika a mezozoika.

Sedimentácia mladšieho paleozoika započala v pásme rábsko-rožňavskej zlomovej zóny, ktorá začala opäť poklesávať, a podobne aj južne od chrbta budovaného starším paleozoikom. Vytvorili sa oddelené priestory mladopaleozoickej sedimentácie. Podľa paleontologických výskumov B. BOUČKA a A. PŘIBYLA (1960) sa karbónska sedimentácia začala skôr (namur B) v západnej (Ochtiná) ako vo východnej oblasti (Rudňany — vestfál C). Z toho urobili uzáver o transgresii karbónskeho mora od juhu na sever, pravda z pohľadu rozmerov Tethydy a za predpokladu rozloženia pôvodných sedimentačných priestorov tak, ako je dnešný výskyt karbónu. Podľa predstáv uvádzaných v tomto príspevku treba potom hovoriť o transgresii karbónu v priestore gemerika od západu (resp. JZ) na východ. Zatiaľ nie sú dôkazy, či transgresia nepostupovala aj od východu, čo by znamenalo, že stredná časť vyvrásnenej staropaleozoickej geosynklinály v priestore dnešného gemerika bola aj priečnou eleváciou.

Poklesávaním priestoru v okolí perikarpatskej, resp. rábsko-rožňavskej hlbínnej zóny sa v priestore staropaleozoického trógu opäť vytvorila depresia s postupujúcou oceanizáciou kôry, v ktorej v závislosti od opätovného oživenia a prehlbenia hlbinného zlomu došlo k bohatým nahromadeninám bázických až ultrabázických hornín.

Postupné prehlbovanie sedimentačnej panvy mladšieho paleozoika značilo nielen postupnú transgresiu v smere panvy, ale aj do strán. Túto tendenciu (aj s prihliadnutím na mladohercýnske pohyby) badať aj v perme a mezozoiku. Z pomerov v nížnoslanskej depresii a v košicko-margecianskej depresii možno predpokladať už súvislú mezozoickú sedimentáciu v priestore celého rozšírenia staršieho paleozoika. V oblasti Košice—Košické Hámre pozorujeme, že v strednej časti mladopaleozoicko-mezozoickej synklinály leží karbón na staršom paleozoiku, smerom do strán (teda priečne k osi panvy) staršie paleozoikum je postupne prekrývané permom a napokon mezozoikom. To potvrdzuje predchádzajúce úvahy o postupnej smerovej aj priečnej transgresii.

Na existenciu prahu (budovaného starším paleozoikom) v mladšom paleozoiku poukazujú aj fosílné kôry zvetrávania na staršom paleozoiku, ktoré sa našli v podloží mezozoika medzi Košickou Belou a Opátkou. Z odpovedajú najskôr obdobiu aridnej klímy počas permu. S nimi môžu byť geneticky spojené aj hematitové zrudnenia vo verféne pri Folkmári, ale aj na iných miestach Spišsko-gemerského rudohoria ako redeponované kôry zvetrávania hlavne bázických hornín staršieho paleozoika. Ich alpínske a hydrotermálne prepracovanie nie je vylúčené.

Prah staropaleozoických hornín v mladšom paleozoiku a čiastočne aj mezozoiku znamenal aj rozličný faciálny vývoj karbónu, ale hlavne permu, a to na severe ako *karpatsko-gemeridný* (litorálno-epineritický karbón a kontinentálno-lagunárny perm) a na juhu ako *panónsko-gemeridný* (litorálno-neritický karbón aj perm).

Postupné poklesávanie karpatského bloku v mladšom paleozoiku severne od rábsko-rožňavskej línie a tiež v mezozoiku bolo príčinou vytvorenia severnejšieho chočského či chočsko-gemerského sedimentačného priestoru, potom krížňanského a ďalších čiastkových depresii v rámci vývoja alpsko-karpatskej mezozoickej geosynklinály.

Z toho vychodí, že sa geosynklinálny vývoj jednotiek Západných Karpát začína už v staršom paleozoiku, a to v oblasti hlbínnej perikarpatskej, resp. rábsko-rožňavskej zóny, a postupne v mladších dobách prechádza — sťahuje sa až do externej zóny neogénnej karpatskej priehlbne.

Časový vývoj príkrovového nasunutia a tektonické štýly

Na riešenie časového vývoja príkrovej stavby gemerika treba použiť výsledky výskumu postupnosti tektonických — deformačných a metamorfných fáz a ich produktov vo vzťahu k magmatizmu a k endogénnej mineralizácii. Hercýnske deformácie nie sú pri tejto analýze podstatné a okrem toho sú málo preukázateľné — najpravdepodobnejšie ide o otvorené vrásové deformácie a metamorfnú rekryštalizáciu.

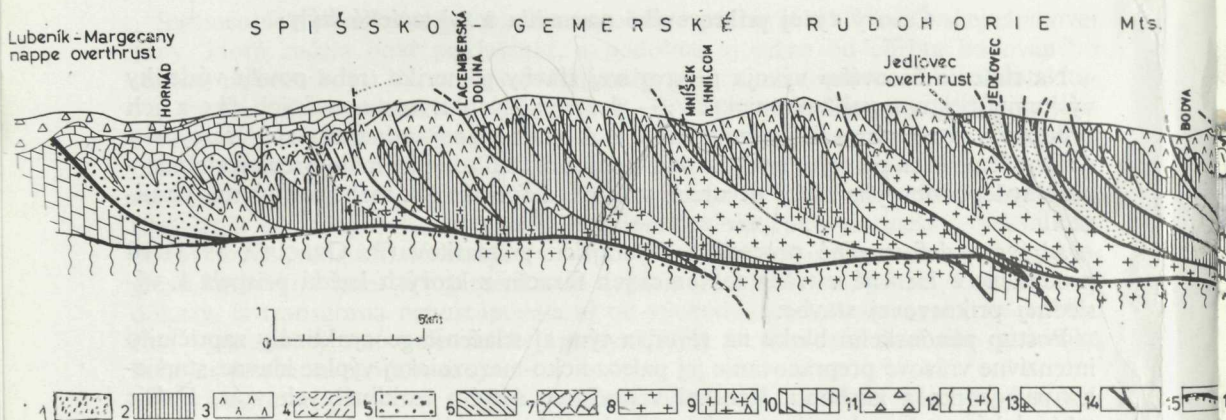
Alpínske deformačné procesy z doterajších poznatkov (P. GRECUŁA 1971) sú produkčne evidentné v troch tektonických fázach, z ktorých každá prispela k výslednej príkrovej stavbe.

Postup panónskeho bloku na sever, a tým aj stlačenie geosynklinály zapríčinilo intenzívne vrásové prepracovanie jej paleozoicko-mezozoickej výplne hlavne, staršieho paleozoika a karbónu. Vznikol v podstate systém izoklinálnych vrás. Ďalšie tektonické napätie kompenzoval vznik bridličnatosti (kliváže) a neskôr aj disjuktívne smerové poruchy. Celý tento proces sa odohral pravdepodobne ešte v domovskej oblasti gemerika a iba na jej okraji mohlo dôjsť k menším prešmykom a násunom (obr. 1).

Po období granitizácie (ktoré je preukázateľné po predchádzajúcej alpínskej bridličnatosti, a teda aj po predchádzajúcej tektonickej fáze), žulových intrúzií a kontaktnej metamorfózy sa započalo obdobie tretej deformačnej — príkrovo-tvornej fázy. Geodynamické procesy vyvolané tlakom panónskeho bloku a pod súvaním sa karpatského bloku spôsobili stlačenie pôvodného priestoru v okolí rábsko-rožňavskej línie (čím sa karpatský a panónsky blok veľmi zblížili), takže tektonické napätie adekvátne enormnému zblíženiu dvoch blokov zemskej kôry vytlačilo geosynklinálnu výplň cez severne ležiaci karpatský blok — cez jeho južnú, veporskú časť, a čiastočne na spôsob vejára aj na panónsky blok s južnou vergenciou vrás (obr. 1, 2). Pri príkrovovom vyvrásnení sa potom ako staršie paleozoikum s diabázmi, tak ako aj karbón, perm, mezozoikum dostali do externých — čelných zón gemerika, ktoré preto lemujú vlastný príkrov gemerika na styku s kryštalinikom veporid a tatrid po celom oblúku lubenícko-margecianskej línie. Z toho vyplýva, že aj oblúkovitý priebeh karbónu je druhotná — tektonická záležitosť.

Dnešná pozícia mladšieho paleozoika v južnej časti gemerika s odlišným vývojom oproti severnému karbónu a permu predstavuje ich tektonické zblíženie, a to hlavne v oblasti západne od štítneho zlomu. Staršie paleozoikum — ako ekvivalent paleozoika centrálnej časti — bolo z tejto oblasti vytlačené a presunuté cez veporikum, takže sa zachovalo už iba v redukovanom vývoji a jeho väčšia časť už zodpovedá južnejšiemu vývinu s podradnejším zastúpením vulkanitov. Výsledkom toho je aj veľké zblíženie až prekryvanie dvoch pôvodne paleogeograficky od seba desiatky km vzdialených vývinov mladšieho paleozoika. Výskyt bázik v južnom vývine paleozoika a mezozoika vzhľadom na ich príkrovovú pozíciu nemožno dávať do súvislosti s magmatickou aktivitou na perikarpatskom hlbinnom zlome. Mohli by sa viazať na sperené druhoradé zlomy, resp. na južný paralelný hlbinný zlom, ktorý zo severnej strany obmedzoval panónsky blok — peripanónsky hlbinný zlom.

Vlastný príkrov gemerika je budovaný jadrom paleozoického epikryštalínika a mezozoickým obalom. Preto príkrov gemerika možno považovať za *príkrov fundamentu* (podľa J. AUBOUINA 1967). Zo vzťahu späťého vývoja paleozoicko-mezozoickej geosynklinály v oblasti rábsko-rožňavskej línie a vzhľadom na pred-



Obr. 2. Schematický rez príkrovom gemerika. (s použitím materiálov J. Melu 1971 a K. Balogha 1964).

1 — psamitické súvrstvie, 2 — súvrstvie grafitických fylitov, kvarcitov, drôb a málo vulkanických hornín, 3 — vulkanogénne súvrstvie (1–3 staršie paleozoikum), 4 — staršie paleozoikum v celku, 5 — mladšie paleozoikum, 6 — meliatska séria, 7 — mezozoikum v celku, 8 — granitoidné horniny, 9 — granitizované horniny gemerika, 10 — chočský príkrov, 11 — paleogén, 12 — karpatský blok (kryštalinikum veporika, miestami alpsky granitizované), 13 — panónsky blok, 14 — regionálne a menšie prešmyky a násuny, 15 — línia príkrovového nasunutia gemerika, 16 — hlbinný zlom, PKL-perikarpatský lineament, PPL-peripanónsky lineament.

paleozoické kryštalinikum podložia možno považovať gemerikum aj za superfaciálny príkrov s plochou odlepenia na hranici kryštalinika a jeho obalu (tegument fundamentu). Tektonickým mazadlom mohli byť grafické fylity staršieho paleozoika, prípadne karbónu. Odôvodnenejšie je však hovoriť o gemeriku ako o príkrove fundamentu.

Vytlačenie paleozoicko-mezozoickej synklinály z pôvodného priestoru bolo len jedným článkom kontinuitného procesu severného posúvania blokov zemskej kôry. To zapríčinilo aj vyvrásnenie mezozoických trógov z domovských oblastí nižších subatranských príkrovov, miestami aj spolu s podložným kryštalinikom.

Z analýzy tektonických deformácií vyplýva, že príkrov — ďalekosiahly presun vznikol najpravdepodobnejšie v jednej tektonickej fáze, a to po období žulových intrúzií. Tektonická príprava (stlačenie, zbridlíčnenie, prešmyky) geosynklinálnych produktov sa však uskutočnila ešte pred obdobím žulových intrúzií, keď boli vyčerpané možnosti maximálneho skrátenia — stlačenia hornín pôvodného sedimentačného priestoru, avšak ešte v rámci domovskej oblasti. Ak počítame aj prípravnú etapu do obdobia tvorby príkrovu, potom ide o dvojfázový akt vzniku gemerika. Dvoj etapovosť vzniku príkrovov Západných Karpát predpokladajú O. FUSÁN — A. BIELY (1967), ale v uvedenom zmysle by táto dvoj etapovosť bola trochu modifikovaná, a to aspoň pre gemerikum.

Podľa dnešného výskytu gemerika predpokladáme pôvodne veľmi rozsiahly príkrov, ktorého vrchné mezozoické časti, prípadne mladopaleozoické komplexy sa dostali desiatky km na sever. Muránsky kras asi nie je pôvodne najsevernejším okrajom gemerika, a to nielen preto, že je to poklesnutá tektonická kryha, ale aj

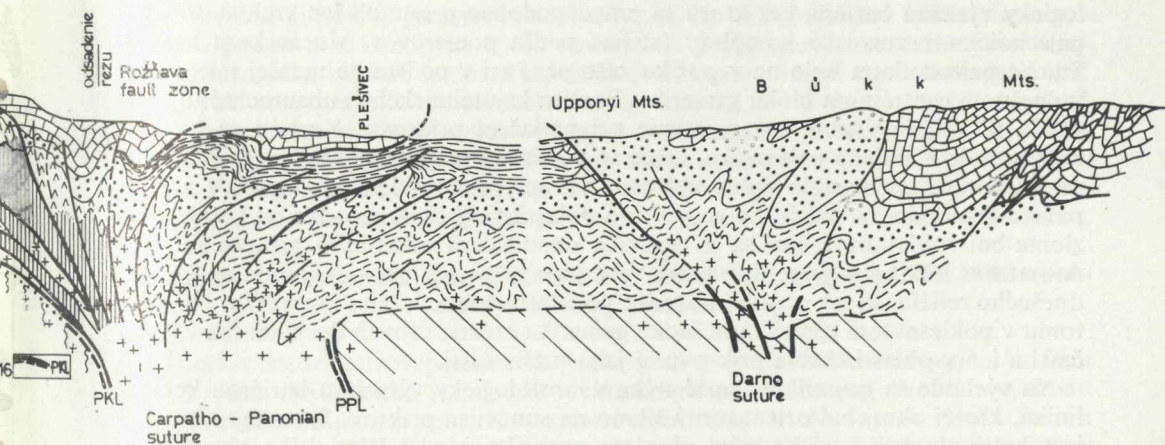


Fig. 2. Schematic section through the Gemeric nappe.

1 — psammitic beds, 2 — beds formed by graphitic phyllites, quartzites, greywackes and few volcanic rocks, 3 — volcanic beds (1—3 Lower Paleozoic), 4 — Lower Paleozoic en bloc, 5 — Upper Paleozoic, 6 — Meliata Series, 7 — Mesozoic en bloc, 8 — granitoid rocks, 9 — Gemeric granitized rocks, 10 — Choč Nappe, 11 — Paleogene, 12 — Carpathian Block (Veporic Crystalline Complex somewhere affected by Alpine granitization), 13 — Pannonian Block, 14 — regional and smaller-scaled overthrusts and thrusts, 15 — Gemeric nappe thrust line, 16 — deep-seated fault, PKL — Peri-Carpathian Lineament, PPL — Peri-Pannonian Lineament.

preto, že v podloží obsahuje aj horniny mladšieho paleozoika, ktoré smerom k čelu príkrovu by mali ostávať vzadu.

Vzdialenosť presunu gemerika závisela od viacerých faktorov, od množstva geosynklinálnych produktov, veľkosti tektonického napätia, časového trvania tvorby príkrovu, ale aj od predpríkrovovej paleomorfológie. Gemerikum poklesnutého centrálného bloku je na západe a východe obmedzené zlomami, avšak zdá sa, že aj *relief subautochtónu* zohral významnú úlohu pri dĺžke transportu príkrovu a pri dotvorení tektonického štýlu gemerika. Medzi štítnickým a košicko-margecianskym zlomom treba už pôvodne predpokladať morfológickú depresiu subautochtónu, cez ktorú sa presunulo aj staropaleozoické jadro príkrovu na vzdialenosť 25—35 km, mladšie série podstatne ďalej na sever. Z tektonických pomerov na severe Spišsko-gemerského rudohoria vidieť, že v tejto časti ide o pozvoľné vyznievanie tektonického napätia pri presune príkrovu, čomu zodpovedajú aj tektonické štýly typické pre čelá príkrovu. Hlboké vrty pri Smižanoch (M. MAHEC—J. VOZÁR 1971) a Tepličke pri Spišskej Novej Vsi (lokalizované na južnom okraji severogemeridnej synklinály) ani v konečných hĺbkach nedosiahli karbón. Dokonca vrt pri Tepličke podľa K. MANDÁKOVEJ (1967) v spodných častiach znovu prešiel z permu do verfénu, a to obdobného, aký bol vo vrchných častiach vrtu (podstatná časť vrtu bola v permu, podobne aj pri Smižanoch). Pri Košických Hámroch sú taktiež náznaky „podliezania“ mezozoických súvrství pod karbón.

To hovorí o čelnom zavinovaní príkrovu a podstielení sa vyšších, hlavne permsko-verfénových súvrství pod staropaleozoicko-karbónske súvrstvia v čele príkrovu. Dá sa predpokladať, že sa vytvárali aj čelné digitácie.

Kryštalinikum subautochtónu západne od štítnického zlomu tvorilo asi morfológicky výraznú bariéru, cez ktorú sa pravdepodobne presunuli len vrchné, mlado-paleozoicko-mezozoické komplexy (súdiac podľa pomerov v Muránskom krase). Staršie paleozoikum bolo na veporiku zastúpené asi v podstatne menšej miere ako v dnešnom centrálnom bloku gemerika. Bariéra kryštalinického subautochtónu spôsobila aj veľmi výrazné zošupinatenie pri natlačení príkrovu. Karbón sa hlboko zavrásnil do staršieho paleozoika, ktoré sa z južnej strany nasunulo v podobe šupín na karbón, a tak nastalo úplné zblíženie vývinu paleozoických komplexov z karpatsko-gemeridnej a panónsko-gemeridnej oblasti. Celý blok západne od štítnického zlomu bol vyzdvihnutý, čím sa z veporika denudáciou odstránilo gemerikum (D. ANDRUSOV 1968) a v gemeriku, ktoré vystupuje južne od lubeníckej línie na úrovni dnešného reliéfu, sa tak objavili pôvodne podstatne hlbšie ležiace komplexy. Naproti tomu v poklesnutom centrálnom bloku gemerika erózna úroveň dosiahla iba vrchné časti a len v oblasti chrbta príkrovu aj jeho nižšie časti.

Na východe sa gemerikum opäť stýka s morfológicky výraznou bariérou kryštalinika, ktorej okraj bol orientovaný šikmo na sunúci sa príkrov. Smer tejto bariéry je takmer zhodný s východným okrajom veporika pozdĺž štítnického zlomu. Na východe šikmo stojaca bariéra kryštalinika Braniska a Čiernej hory spôsobila pri severnom tlaku gemerika silnú redukciu, tektonické drvenie a zošupinatenie horninových komplexov a vrásových štruktúr, a to práve v dôsledku šikmého narážania a posúvania sa komplexov gemerika podľa tatroveporidného diagonálneho bloku. Táto bariéra bola aj príčinou stáčania sa pruhov gemerika v jeho východnej časti na JV.

Redukcia horninových pruhov a ich oblúkovité stáčanie nepozorujeme však na styku s veporikom pozdĺž štítnického zlomu, ako je to na východe. Hoci je to mladý zlom, predsa možno hlavnú príčinu vidieť v tom, že okraj kryštalinika bol takmer súbežný so smerom tlaku, a teda aj sunúcich sa mäs, ktoré sa voľne natlačili do otvoreného priestoru. Zodpovedajú tomu napr. aj ležaté vrásové štruktúry v okolí Nižnej Slanej. Južnejšie ležiace pásma sa však už aj v tejto západnej časti stáčajú oblúkovite, pretože dobšinské tektonické „zátišie“ už bolo vyplnené severnejšími časťami gemerika, ktoré sa k južnejším častiam spolu aj s cípom veporika pri Slavovšoviach správali ako morfológické bariéry. Aj keď kryštalinický subautochtón bol posúvaný v procese tvorby príkrovov, vzhľadom na vyššie superficiálne príkrovy sa správal ako bariéra.

Hranice gemerika a veporika v popríkrovej dobe ešte významne modifikovala mladá zlomová poklesová tektonika, ktorá predchádzajúce úvahy zvyrazňuje alebo zastiera. Nepochybne sa na západe aj na východe vytvorili čiastkové priečne depresie, a to nižnoslanská a košicko-margecijska, ktoré sú založené na významných mladých zlomových systémoch, ako je štítnický a košicko-margecijský zlom (alebo v zmysle Z. ROTH 1969 szamošsko-margecijský). Uvedené zlomy nesledujú priamy styk gemerika a veporika, ale sú posunuté do vnútra gemerika. Príčinu treba vidieť v podložnom kryštaliniku, resp. v jeho okraji ako morfológickej bariére.

Vyklenutie Spišsko-gemerského rudohoria sa považuje za mladý pokriedový výzdvih strednej časti (D. ANDRUSOV 1968). Ak by sme pripustili, že žulové intrúzie boli až po vzniku príkrovu, vyklenutie mohlo nastať aj v dôsledku nich. Pravdepodobnejší je však výklad, že tu ide o zdanlivú klenbu. Presunutý príkrov má svoju čelnú, väčšinou ponárajúcu sa časť, a podobne sa ponára aj koreňová zóna. Stredná časť je chrbtom príkrovu. Pri erozívnom zreze vrchnej časti tela príkrovu sa v strednej časti objavia staršie - nižšie časti príkrovových komplexov, zatiaľ čo v čele a v ko-

reňovej zóne sú zachované najvyššie útvary tela príkrovu. Takýto obraz by mohlo predstavovať aj Spiško-gemerské rudohorie. Ak by to bolo mladé vykľututie a načrtnutá príkrovová koncepcia by sa nebrala do úvahy, potom centrálnu časť staršieho paleozoika by mali budovať najstaršie horniny aj v rámci staršieho paleozoika. V zmysle stratigraficko-tektonickej analýzy autora (P. GREULA 1970) uvedenú súvislosť vôbec nemožno konštatovať, pretože najmladšie súvrstvia staršieho paleozoika sú rovnakým podielom zastúpené v celom priestore výskytu staršieho paleozoika. Preto symetrická stavba gemerika pravdepodobne nie je dôsledkom mladého vykľutia, ale ide o odkrytie tela príkrovu do úrovne dnešného erozívneho zrezu.

Lubenícko-margeciarska línia príkrovového nasunutia a perikarpatská rábsko-rožňavská hlbinná zlomová zóna

Hranicu medzi tatroveporikom a gemerikom tvorí *lubenícko-margeciarska línia* (V. ZOUBEK 1957), ktorá je mladou vrchnokriedovou líniou povrchového východu príkrovového nasunutia gemerika na tatroveporikum (D. ANDRUSOV 1968). Potom k nej patrí nielen vlastná lubenícko-margeciarska línia, ale aj ďalší východ šariážnej plochy príkrovu gemerika, ktorého trosky sú aj severnejšie na veporiku.

Západná časť línie sa vyznačuje typickým šupinatým tektonickým štýlom.

Severná hranica príkrovového nasunutia medzi štítnickým a košicko-margeciarskym zlomom je otázna, a to v dôsledku jej prekrytia paleogénom. Aj tak, a dokazuje to i voľná vrásová stavba, nemožno tu predpokladať morfológicky výraznejšiu bariéru podložného kryštalinika. Približne na čiare Krompachy—Rudňany—Mlynky treba očakávať aj čelo paleozoického jadra príkrovu, predovšetkým staršieho paleozoika a karbónu. V prospech tejto úvahy hovoria spomínané vrty pri Smižanoch a Tepličke, ktoré karbón nenavštítali, ba naopak, vrt pri Tepličke, podľa K. MANDÁKOVEJ (1967), prešiel z permu znovu do verfénu. Severnejšie od tejto čiary by sa mali vyskytovať už len permsko-mezozoické útvary. Preto aj definovanie priebehu lubenícko-margeciarskej línie v tejto oblasti tak, ako sa prejavuje vo východnej a západnej časti, nie je možné.

Ako vidieť, pozdĺž celého priebehu lubenícko-margeciarskej línie, či gemerídnej línie, sú 4 úseky, v ktorých sa stretáme s osobitnými tektonickými štýlmi:

1. Úsek západne od štítnického zlomu, resp. lubenícka línia s intenzívne komprimovanými izoklinálnymi vrásovými štruktúrami a zošupinatením.

2. Úsek medzi Štítnikom a Dobšinou s bočným násunom gemerika na veporikum.

3. Úsek Dobšina—Krompachy, resp. spišská (predpokladaná) línia so zónou voľných vrásových štruktúr, alebo úsek voľného vyznievania príkrovového nasunutia.

4. Úsek Krompachy—Košice, resp. košicko-margeciarska línia so zónou intenzívneho stlačenia a zošupinatenia súvrství, miestami s vývojom bradlového tektonického štýlu.

Lubenícko-margeciarska línia nie je teda homogénna a v rozličných oblastiach sa prejavuje rozličnými tektonickými fenoménmi, hoci tieto fenomény zodpovedajú tým istým deformačným fázam. Nemožno ju považovať za výrazný jediný zlom alebo dokonca za hlbinný zlom ako primárnu štruktúru, ktorú nepotvrdili ani geofyzikálne merania.

Spomenuli sme, že línia nasunutia v spišskom úseku nie je známa. Dost problematická je aj v košicko-margeciarskom úseku. Posledné podrobné práce v tejto

oblasti ukazujú, že mezozoikum, prípadne karbón, tvorí buď množstvo zvyškov zavrásnených synklinál v staršom paleozoiku, alebo je na mezozoikum nasúvané staršie paleozoikum so strmým južným úklonom (pri Košických Hámroch sa mezozoikum podstiela pod staršie paleozoikum — zavinovanie). Gemerický karbón sa objavuje v oknách aj uprostred mezozoika. Zo spätosti formovania sa a charakteru tektonických štruktúr v tomto území možno usudzovať o príslušnosti tunajšieho mezozoika ružinskej série ku gemeriku. Tým sa doterajšie vyznačenie priebehu lubenícko-margecianskej línie v spomínanom východnom úseku stáva problematickým. Lína nasunutia je potom buď priamo na hranici s kryštalinikom alebo s jeho obalom. V tomto zmysle aj priebeh margeciansko-szamošskej línie, ako ju definoval Z. ROTH (1969), by bolo treba korigovať. Skôr by jej zodpovedal významný zlomový systém pozdĺž riečky Belá (Košice—Košická Belá—Margecany) s intenzívnym zošupinatením, prešmykmi a zvrásnením mladopaleozoických a mezozoických komplexov, teda zlomová zóna, ktorú označujeme ako *košicko-margecianskú*.

Keď hodnotíme lubenícko-margecianskú líniu podľa doterajšieho rozboru, okrem jej lubeníckeho úseku sa na povrchu ako jasný zlom nikde neprejavuje a na rozličných miestach sa jej pripisujú rozličné kategórie čiastkových násunových a prešmykových plôch, ktoré sú mimoriadne početné hlavne v okrajových zónach.

Kvalitatívne úplne odlišne treba hodnotiť *rožňavskú líniu* (V. ZOUBEK 1957), charakterizovanú novšie ako hlbinný zlom (P. REICHWALDER 1971). Jej priamy dosah na vytváranie samostatných tektonických štýlov na úrovni dnešného reliéfu nie je eminentný. Povrchový priebeh rožňavskej línie nie je presne vyznačený a pripisujú sa jej iba lokálne zlomové štruktúry. Geofyzikálne sa však prejavuje ako hlbinný zlom (M. FILO—J. ŠEFARA 1971, B. BERÁNEK 1971), charakterizuje ho aj metamorfóza mezozoika a šupinato-bradlový tektonický štýl stavby (J. MELO 1971). Hoci nevyrazne, prejavuje sa aj morfológicky — oddeľuje horskú západokarpatskú sústavu od nížinnej oblasti panónskeho bloku. Magmatická aktivita na hlbinnom zlome bola iba počas geosynklinálnych vývojových etáp, pri hercýnskom a hlavne kriedovom vrásnení sa rožňavská línia prejavovala asi len vertikálnymi pohybmi, ktoré dominovali aj po kriedovom vyvrásnení.

Juhozápadné pokračovanie rožňavskej línie je detektované hlavne geofyzikálne. J. ZBOŘIL—V. KONEČNÝ—M. FILO (1971) vymedzili v južnej časti stredného Slovenska tzv. južnú tektonickú zónu s magmatickou aktivitou algonkium až karbón. Túto zónu T. BUDAY—A. DUDEK—J. IBRMAJER (1969) a GY. WEIN (1969) považujú za súčasť rábskej línie. Z toho sa dá usudzovať, že rožňavský hlbinný zlom je sv. časťou rábskej línie, preto by bolo vhodné celý tento hlbinný zlomový systém označiť ako *rábsko-rožňavský*. Ten sa prejavuje ako v gravimetrických, tak aj v seizmických profiloch (B. BERÁNEK 1971).

V zmysle klasifikácie A. V. PEJVEHO (1956, 1960) a prác A. I. SUVOROVA (1962, 1964) za hlbinný zlom treba počítať aj príkrovové nasunutie, ktoré na hlbinný zlom priamo nadväzuje. Podľa toho *lubenícko-margecianska línia nasunutia gemerika je šariášnym pripovrchovým segmentom perikarpatského hlbinného zlomu* (obr. 1, 2). Len v takomto ponímaní možno lubenícko-margecianskú líniu označovať ako hlbinný zlom, resp. treba ju klasifikovať ako povrchovú druhotnú štruktúru primárneho hlbinného zlomu, z ktorého oblasti geosynklinálne produkty boli vytlačené a presunuté pozdĺž príkrovovej plochy. Východ tejto plochy, napájajúcej sa na hlbinný zlom, je v našom prípade lubenícko-margecianska línia. Dôsledná charakteristika si preto vyžaduje hodnotiť aj *rožňavskú líniu ako druhotný, prekopírovaný prejav*

hlbinného zlomu, ktorý je ešte mladší ako lubenícko-margecianska línia, t. z. popříkrovový. Obidve línie sa však na hlbinný zlom napájajú a sú jeho odrazom, pravda, asynchrónnym a s veľkým kvalitatívne genetickým rozdielom.

Keďže tak lubenícko-margecianska línia, ako aj rožňavská línia sú iba druhotnými, povrchovými štruktúrami hlbinného zlomu, bude lepšie, keď hlbinný zlom, ktorý podstatne vplýval na vývoj paleozoicko-mezozoickej geosynklinály a jej vyvrásnenie, budeme označovať ako *perikarpatský hlbinný zlom* alebo *lineament*.

Vznik príkrovu a žulové intrúzie

Pri predkladanej interpretácii domovskej oblasti príkrovu gemerika vzniká otázka týkajúca sa jedného z najvážnejších problémov geológie Spišsko-gemerského rudohoria, t. j. otázka časového vzťahu medzi žulovými intrúziami, zrudňovacími procesmi a príkrovovým nasunutím. Intrudovali žuly už do presunutého príkrovu alebo intrúzie boli pred vznikom príkrovu?

Z doterajších výskumov je známe, že kontaktná metamorfóza je po hlavnej kriedovej bridličnatosti (P. GRECULA 1971), teda po dotvorení vrásových deformácií, následného vzniku kliváže a smerových disjuktívnych štruktúr. Ďalšie pulzy magmatickej aktivity a metalogénnych procesov nasledovali až po vzniku predošlých deformácií a pravdepodobne až po kontaktnej metamorfóze spojenej s procesmi granitizácie.

Tieto vzťahy zatiaľ neriešia hlavný problém, o ktorom sme hovorili vyššie, pretože celý proces tektonických deformácií a metamorfózy sa mohol odohrať v pôvodnom, už veľmi zmenšenom — stlačenom sedimentačnom priestore, ale nemožno ho vylúčiť aj mimo neho. Zvrásnenie komplexov geosynklinálneho vývojového štádia nastalo vo vlastnom domovskom priestore geosynklinály. Prechod od ohybových deformácií k disjuktívnym v širšom slova zmysle znamená ďalšiu, pokročilú kompenzáciu tektonického napätia v tom istom obmedzenom priestore pôvodnej geosynklinály, čo je podstatná príčina intenzívneho tektonického prepracovania. Ak by sa celý tento deformačný proces nebol uskutočnil v pôvodnom (teoreticky uzavretom) priestore, nebol by možný vznik takej intenzívnej kliváže a následných smerných (predrudných) zlomov. Preto je aj nepravdepodobné, že by sa v tomto štádiu tektonického vývoja odlepili sedimentárno-vulkanické komplexy z pôvodného priestoru a presunuli na väčšiu vzdialenosť. Malé priokrajové násuny však vylúčiť nemožno.

To by znamenalo, že *sa nasledujúce obdobie žulových intrúzií a zrudňovacích procesov odohrálo v priestoroch pôvodnej geosynklinály* (priestorove už silne redukovanej) a že dnešná pozícia ako žulových telies, tak aj zrudnenia je druhotná, príkrovová (obr. 3).

Okrem uvedených úvah sú na to aj ďalšie dôkazy. Najvýraznejšie zlomové štruktúry v Spišsko-gemerskom rudohorí sú po zrudnení, o čom sú údaje už z dávnejšieho obdobia (L. ZELENKA 1930). Najmä najnovšie práce ukazujú, že posledným dominujúcim tektonickým fenoménom kriedových horotvorných fáz sú regionálne prešmyky a násuny (P. GRECULA 1971), ktoré vznikli evidentne po kontaktnej metamorfóze a zrudňovacích procesoch. Ako príklad poslúži prešmyk Jedľovca (násun bloku bez kontaktnej metamorfózy na horniny kontaktne metamorfované a s diaagonálnym priebehom prešmykovej línie k rudným žilám), ďalej zlatoidčiansky prešmyk a prešmyk v oblasti Prakoviec. Tieto prešmyky a násuny možno považovať za sprievodné (subšariážne) štruktúry synchrónneho príkrovového nasunutia počas

druhej hlavnej deformačnej fázy vrchnokriedového vrásnenia. Deštruktívne pôsobili aj na predtým vzniknuté žulové telesá, ktoré boli prešmykmi a násunmi taktiež premiestňované. Dislokačná metamorfóza žulových telies je v dôsledku rozličnej intenzity požulovej tektoniky rozličná.

Zrudnenie má súhlasný priebeh s horninovými štruktúrami. Keďže sa horninové štruktúry sformovali počas príkrovového nasunutia, je logickejšie predpokladať, že rudné telesá už boli súčasťou nasúvaných horninových komplexov.

Intenzívne tektonické prepracovanie súvrství v okrajových častiach príkrovového nasunutia postihuje aj žilné rudné telesá (napr. východnú časť gemerika), čo znovu hovorí o predpríkrovej mineralizácii. Napokon aj porudná smerová a priečna zlomová tektonika na mineralizovaných štruktúrach je dostatočne evidentná a početná, aby dokázala existenciu významných porudných tektonických procesov.

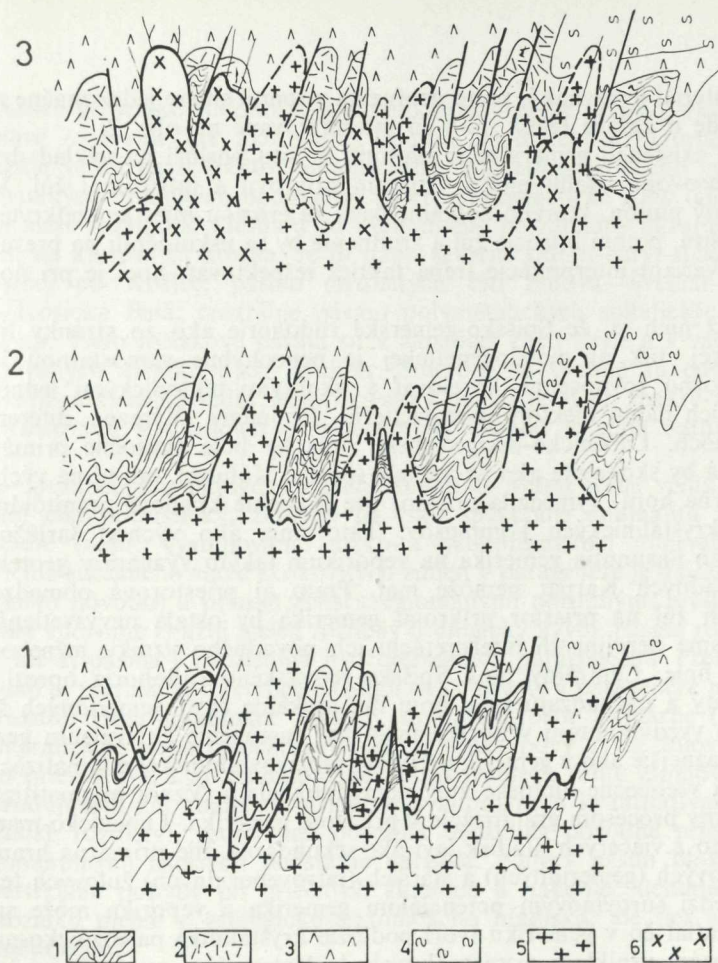
Rozloženie — priebeh zón kontaktnej metamorfózy a výstup žulových telies je miestami dosť výrazne pásmové a koinciduje opäť s priebehom hlavných štruktúr.

Podľa uvedeného treba predpokladať, že pôvodný priestor intrúzie gemeridných žúl bol južne od perikarpatského zlomu. *Proces granitizácie* nasledoval po zvrásnení výplne geosynklinály. Redukcia pôvodného priestoru znamenala, že časť hornín bola vtlačená do nižších častí kôry, zatiaľ čo iná časť bola vyzdvihnutá. Toto vnútrené vertikálne rozmiestnenie geosynklinálnych produktov spôsobilo v depresných — ponorených zónach ich postupnú granitizáciu a neskoršie aj čiastkové intrúzie do vyšších častí. Vrchná hranica granitizácie už pôvodne mohla byť veľmi nepravidelná, a to v závislosti od rozličného litologického prostredia alebo od tektonickej pripravenosti (pre lepšiu schopnosť ako tepelného toku, tak aj volatílnych zložiek). V izoklinálne zvrásnených súvrstviach (strmé úklony) prebiehal proces granitizácie podstatne rýchlejšie a s väčším dosahom v porfyroidových, resp. vulkanogénnych a drobových súvrstviach staršieho paleozoika ako napr. v pelitických komplexoch. Aby došlo k anatezii, v zmysle H. WINKLERA (1967) okrem teploty (650—700 °C), prítomnosti HO a tlaku (2—4 kb) treba, aby v pôvodnej hornine boli prítomné živce, kremeň a sludy. Za takých okolností v podmienkach vysokotemperovanej metamorfózy je vznik taveniny nevyhnutným dôsledkom. Takáto parciálna tavenina potom môže byť jednak v pruhoch (horninových), žilách, ale rovnako môže tvoriť aj veľké magmatické telesá. Preto neprekvapuje, že sa gemeridné žuly vyskytujú temer vždy len v porfyroidovom prostredí. Tieto úvahy podporuje aj skoršia práca J. GUBAČA (1962).

Proces granitizácie vyvrcholil viacfázovými, tzv. malými intrúziami žúl so sprievodnou mineralizáciou. Tieto malé intrúzie môžu pochádzať aj z väčšej hĺbky.

V oblasti hlbinného pásma sa lokálne taktiež vytvorili podmienky na úplnú alteráciu — *plutonizáciu báziických vulkanitov*, ale aj klastosedimentov. Produkty tohto procesu sa dnes vyskytujú v severnom pruhu báziických hornín (Klatov—Košícké Hámre, Rudňany), ale aj v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (amfibolity a tzv. dioritické horniny v kontaktných dvoroch). Granitizáciu hornín fylitdiabázovej série v okolí Dobšinej opísal už skôr L. ROZLOŽNÍK (1965), ktorý ju však zaraďuje do hercýnskej orogenézy. K procesu granitizácie možno priradiť aj serpentinizáciu ultrabázik v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Gravimetrické merania indikujú rozsiahle granitoidné teleso takmer pod celým Spišsko-gemerským rudohorím. Interpretuje sa ako gemeridné žuly. Je to v rozpore s vyššie uvedenými myšlienkami, ale je otáznne, či sa veporidné kryštalinikum v podloží gemerika prejavuje geofyzikálne inakšie ako tzv. gemeridný plutón. Výcho-



Obr. 3. Schema vývoja granitoidných hornín, intrúzie a mineralizácie.

1 — súvrstvie grafiticko-sericitických fylitov na spodku s psamitickým a drobovým vývojom, 2 — zelenkavé fylity s polohami vulkanických hornín, 3 — vulkanogenné súvrstvie — prevážne kyslý vulkanizmus (1—3 star. paleoz.), 4 — karbón (pieskovce, droby, diabázové horniny), 5 — granitizované horniny, 6 — žulové viacfázové intrúzie (mediteranná fáza).

1 — štádium granitizácie zvrásnených súvrství (vyznačuje sa litologickou a tektonickou selekciou) regionálnej metamorfózy a rekryštalizácie, 2 — kulminačné štádium granitizácie a počiatok diferenciácie taveniny, 3 — štádium „dozrievania“ magmatu a jeho diferenciácie. Viacfázové asynchrónne intrúzie granitov s doprovodnou mineralizáciou (žilnou po starších i novovzniknutých zlomoch, mineralizáciou vtrúsenia vo vlastných telesách a mineralizáciou v exokontaktoch).

Fig. 3. Scheme of the evolution of granitoid rocks, intrusions and mineralization

1 — graphitic — sericitic phyllite beds, in the lower parts with psammitic and greywacke evolution, 2 — greenish phyllites with volcanic rock intercalations, 3 — volcanic beds — acid volcanism mainly, (1—3 Lower Paleozoic), 4 — Carboniferous (sandstones, greywackes, diabase rocks), 5 — granitized rocks, 6 — polyphase granitic intrusions (Mediterranean phase).

1 — granitization stage of folded beds (characterized by lithological and tectonic selection), regional metasomatism and recrystallization, 2 — culmination stage of granitization and initial stage of melting differentiation, 3 — „maturing“ stage of magma and its differentiation. Polyphase asynchronous granitic intrusions with accompanying mineralization (vein mineralization filling the older as well as the recently originated faults, disseminated mineralization in the granitic body proper and exocontact mineralization).

diskový materiál je rovnaký, preto geofyzika v tomto smere jednoznačne nepomôže. Alebo tu ide o žulové telesá, ako sú interpretované na obr. 2.

Úvaha o existencii gemeridného plutónu in situ poslúži na výklad druhého variantu o časovom vzťahu medzi vznikom príkrovu a intrúziami žúl. V prípade, že gemeridný plutón, ktorého apikálne časti sú eróziou miestami odkryté, skutočne existuje in situ, potom intrúzie žúl a zrudnenie by sa uskutočnili po presune príkrovu. Tento variant interpretácie treba taktiež rešpektovať, hoci je pri ňom mnoho problémov.

Jedným z nich je, že Spišsko-gemerské rudohorie ako zo stránky litologicko-stratigrafickej, tak aj metalogenetickej je nepochybne samostatnou jednotkou, ktorú nemožno rovnocenne korelovať s okolitými tektonickými jednotkami, aj keď sa v nich nájdú niektoré porovnateľné fenomény. Výrazná diferencia je aj v granitoidoch. Lubenícko-margecianska línia by bola skutočne primárnou hranicou, ktorá by skokovite ako na západe (pásmo Kohúta), tak aj na východe (Brnisko—Čierna hora) vymedzila priestor pre rozsiahle kriedové granitoidné intrúzie uprostred kryštalinických komplexov. Táto línia ako východ šariážnej plochy príkrovového nasunutia gemerika na veporikum takýto význam v geotektonickom vývoji Západných Karpát nemôže mať. Preto aj priestorová obmedzenosť tzv. gemeridných žúl na priestor príkrovu gemerika by ostala nevysvetlená, pravda, pokiaľ by sme nepripustili interpretáciu ich pôvodného vzniku južne od rábsko-rožňavskej línie. Centrálny blok Spišsko-gemerského rudohoria oproti gemeriku je poklesnutý a nachádzajú sa v ňom iba apikálne časti gemeridných žúl. Podľa toho by vo vyzdvihnutom veporiku malo byť zastúpenie ekvivalentu gemeridných žúl ešte výraznejšie ako v gemeriku. Okrem prejavov alpínskej migmatizácie v tatroveporiku sa všeobecne alpínske žuly nepredpokladajú. Vznik migmatitizácie môže byť adekvátny procesom granitizácie v priestore gemerika. Lubenícko-margecianska línia sa takto z viacerých hľadísk javí ako sekundárna, nie primárna hranica rozloženia kriedových (gemeridných) a starších (tatroveporidných) žulových telies. Rozdiel medzi surovinovým potenciálom gemerika a veporika môže spočívať aj v tom, že zatiaľ čo v gemeriku tvorí podložie kryštalinika paleozoicko-mezozoický plášť (v ktorom vznikla a aj sa zachovala hydrotermálna mineralizácia), v oblasti veporika tento plášť pravdepodobne chýba, čo môže byť príčinou zriedkavejšej akumulácie nerastných surovín. Na druhej strane je alpínska granitizácia v tatroveporiku podľa dnešných znalostí podradná, takže keď granitizácii s. l. (t. j. aj žulovým intrúziám) v gemeriku pripisujeme rudodarný význam, mineralizácia vo veporiku je potom z kvantitatívnej stránky adekvátna významu granitizačných procesov.

Interpretácia časového vzťahu medzi intrúziami žúl gemerika a vznikom príkrovu nie je jednoznačná. Uvedená diskusia sa viac prikláňa k názoru, že mladé kriedové intrúzie a granitizácia sa odohrali ešte v domovskej oblasti gemerika. Odtiaľ (aspoň ich časť) boli spolu s paleozoicko-mezozoickými komplexmi presunuté do dnešných pozícií a miestami rozblokované do samostatných telies (napr. turčocká žula).

Časový vzťah medzi príkrovovým nasunutím, granitizáciou a mineralizáciou

Tento problém treba posudzovať v úzkej súvislosti so žulovými intrúziami, ktoré sú nositeľmi hydrotermálnej epigenetickej mineralizácie. Úvahy z predchádzajúcej kapitoly sa vzťahujú aj na časový vzťah mineralizácie, preto o ňom tu nehovoríme.

Pre Spišsko-gemerské rudohorie je charakteristické, že *určitý paragenetický typ má pásmove rozšírenie* tak ako všetky ostatné geologicko-štruktúrne fenomény. To dokazuje veľmi úzku spätosť tektonického a metalogenetického vývoja za približne rovnakých určujúcich podmienok. Tieto paragenetické zóny (alebo aj rudné formácie) majú rozšírenie väčšinou od východného po západný okraj príkrovového nasunutia, na ktorom sa končia. Je to napr. severné siderit-baryt-sulfidické pásmo od Dobšinej po Košice; pásmo mednatých rúd Súľová—Švedlár—Slovinky—Gelnica—Košická Belá; centrálné pásmo polymetalických sulfidických rúd; pruh Sb-ložísk ap. Tieto ložiskové pásma sú v západnej časti širšie a s väčším počtom mineralizovaných disjuktívnych štruktúr. Smerom na východ sú postupne užšie, ba vyskytujú sa aj tesne vedľa seba. Rovnaký pomer je aj pri makro- a megatektonických vrásových štruktúrach — smerom na východ je silná redukcia veľkých vrás.

Výstup spomínaných paragenetických zón často veľmi tesne vedľa seba je pre gemerikum charakteristický, zároveň to však spôsobuje anomalitu v zonálnosti mineralizácie (napr. vystupovanie nízko- a vysokotermálnej mineralizácie vedľa seba). Príčina súčasného stavu skokovitých zmien v paragenéze je najskôr druhotná (tektonického pôvodu) a priamo súvisí s regionálnymi porudnými prešmykmi a násunmi. Ony enormne zbližili nielen rozličný litologický vývoj, pásma rozličnej metamorfózy, ale aj pásma s rozdielnou hydrotermálnou paragenézou. Presunuté bloky zaznamenali aj vertikálnu diferenciáciu, čím sa kontrasty v paragenéze medzi blokmi ešte zvýraznili. Hoci spomínané rozdiely sú už čiastočne primárne (asynchrónny vývoj mineralizácie treba rešpektovať, ako aj viacetapový vývoj žulového magmatizmu, čo priestorove a aj vzhľadom na obnovovanie a vznik zlomov v dôsledku tlaku intrudujúcich žúl znamená primárne kvalitatívne a kvantitatívne minerálno-paragenetické rozdiely), spomínaná porudná tektonika pôvodné priestorové rozloženie minerálnych asociácií podstatne narušila. Najprv násun blokov na seba, potom vertikálne pohyby po priečných zlomoch a nakoniec denudácia vytvorili pestrú mozaiku nielen z geologicko-tektonického hľadiska, ale tiež aj z hľadiska metalogenetického.

S predkladanou tektonickou interpretáciou gemerika črtá sa aj určitý pohľad na *stratiformné ložiská metasomatických karbonátov paleozoika* — magnezity a siderity.

Magnezitové ložiská sa vyskytujú západne od štítnického zlomu a v oblasti Košíc na východe gemerika. Obidve oblasti predstavujú zóny s najväčšími tlakovými účinkami a redukciou súvrství. Zároveň ležia v pásme bázik, a teda aj v oblasti hlbinného zlomu. V centrálnej časti gemerika, kde na severe je voľné vyznievanie príkrovového nasunutia, sa magnezity na povrchu nenachádzajú, hoci pásmo bázik je tu podstatne lepšie vyvinuté. Sú tu však metasomatické siderity a ankerity, a to ako v staršom paleozoiku, tak aj v karbone. Ekonomicky významný vývoj sideritov je však iba v priečnej zóne Dobšiná—Nižná Slaná, ktorá predstavuje najviac poklesnutý čiastkový blok v rámci centrálneho bloku gemerika. Inde sú to väčšinou ankerity, dolomity a vápence. Je však zaujímavé, že vo väčších hĺbkach (vrty pri Vlachove a Prakovciach), kde sú prítomné karbonáty, prevládajú ankerit-dolomity a magnezity. Pre ďalšie súvislosti treba ešte uviesť, že najväčšie nahromadenie žilných sideritových rúd je na severe a juhu gemeríd.

Uvedené konštatovanie faktov a závislostí dovoľuje predpokladať, že v pôvodnom sedimentačnom priestore, ktorý bol prvou kriedovou vrásnivou fázou stlačený na kritickú hranicu, došlo v nasledujúcom období (žulových intrúzií a zrudňovacích

procesov) pričinením granitizačného procesu geosynklinálnych produktov k regionálnej metamorfnej rekryštalizácii a k metasomatóze, a to v dôsledku vertikálnej mobility elementov a tepelného toku smerom od granitizačného centra. Túto mobilitu možno dávať do súvisu so znižovaním mafických (a zvyšovaním sialických) zložiek v granitizovaných partiách a zbernou koncentráciou metalických prvkov z pretavovaných sedimentov a ich prenosom v rozličnej forme do vyšších častí (v zmysle J. B. WRIGHT—P. McCURRY 1973). Pritom mohlo nastať aj zonálne rozloženie aktivujúcich prvkov. Teoreticky by potom v príslušných pásmach priestorovej zonálnosti a v chemicky a minerálne aktívnom prostredí vznikali v okrajových častiach Fe-metasomanity a nižšie Mg-metasomatity ap.

Regionálnu metasomatózu ešte podporujú a výrazňujú lokálne faktory, ktoré môžu mať rozhodujúci význam pre ekonomickú koncentráciu niektorých ťžitkových minerálov, ale aj pri metasomatóze a plutonizácii rozličných typov hornín. Medzi lokálne faktory patrí vhodné litologické prostredie (karbonáty, vulkanity), intenzívne tektonicko-disjuktívne prepracovanie, ktoré vytvorili cesty pre zvýšený tepelný a chemický tok, ďalej je to prítomnosť hornín a syngenetických ložísk ako zdrojov pre zvýšenú koncentráciu metalických prvkov, ktoré potom vstupujú do metasomatických reakcií s vysokým výsledným efektom (napr. prítomnosť pyrit-arzénopyritových syngenetických rúd v podloží sideritového ložiska Nižná Slaná).

Súčasnú rozloženú Fe a Mg metasomatických ložísk je podmienené porudnou násunovou tektonikou, ktorá je zároveň aj príčinou ich vzájomného zblíženia v západnej časti gemerika. Rozloženie priestorovej zonálnosti regionálnej metasomatózy s ložiskami nerastných surovín je dané okrem porudnej tektoniky aj súčasnou hĺbkou erózie tela príkrovu. Ponárajúce sa čelo a koreňová zóna príkrovu, ako aj nižnoslanská depresia zachovali si väčšinou produkty Fe-metasomatózy, ktorú v ostatných — hlbších častiach nahrádza Fe-Mg-metasomatóza.

Odchýlky a komplikácie oproti uvedenej zjednodušenej predstave o regionálnej metamorfnej rekryštalizácii a metasomatóze a jej zonálnosti korenia ešte aj v tom, že po granitizácii a regionálnej metasomatóze nasleduje prenikanie malých žulových intrúzií do sedimentárnych komplexov, ktoré okrem toho, že svojím tlakom otvorili a podmienili vznik nových zlomov, boli aj zdrojom pre koncentrovaný tok plynohydroteriem po otvorených trhlinách. Tieto roztoky prechádzali už cez zóny obohatené o určité prvky pri predchádzajúcej metasomatóze. To prispelo k zvýrazneniu vplyvu prostredia na charakter hydrotermálnych žilných minerálnych asociácií a na zonálnosť hydrotermálnej mineralizácie, ako to zdôrazňuje C. VARČEK (1961).

Hydrotermálna žilná — selektívna (po zlomoch, trhlinách) mineraliácia sa teda javí ako relatívne mladšia oproti masovej mineralizácii (regionálnej rekryštalizácii a metasomatóze, ktorej produktom sú aj metasomatické Fe a Mg ložiská karbonátov, plutonizácia vulkanitov a drobových sedimentov, serpentinizácia, metamorfné prepracovanie stratiformných ložísk kýzovej formácie a iných syngenetických ložísk, prípadne alkalická metasomatóza sedimentov). Svojimi výraznejšími produktmi môže žilná mineralizácia prestupovať produkty regionálnej metasomatózy, resp. ju aj dotvárať, čo výsledný stav značne komplikuje, a to aj zásluhou porudnej tektoniky.

Pri riešení vzťahu medzi granitizáciou a zrudnením vzniká ďalší problém, a to, či sú vzniknuté granitoidy rudonosné. Granitizačný proces spôsobil predovšetkým extrakciu prvkov z granitizovaných sedimentov, ako aj z vyššie ležiacich súvrství a pod vplyvom tepla, pary a plynov ich prenos do vyšších zón. Pritom v závislosti

od pt podmienok a lokálnych faktorov vznikali rozličné druhy metasomaitov, ako napr. Fe, Mg, K, Si. C. VARČEK (1962) dáva sideritové zrudnenie do súvisu s intrúziou hlbšie ležiaceho granodioritového plutónu. Podľa našej interpretácie nie je vylúčené, že by sideritové zrudnenie (nielen metasomatické, ale čiastočne aj žilné) mohlo zapadať do obdobia granitizácie.

Až neskôršie v dôsledku diferenciácie vzniknutých granitoidov došlo aj k hromadeniu plynohydrotermálnych zložiek a metalických prvkov a k intrúziám granitu. Intrúzie vnikali tak do granitizovaných častí, ako aj do vyšších obzorov plášťa. Sú relatívne mladšie ako granitizácia a sú nositeľmi hydrotermálnej polymetalickej mineralizácie. Proces diferenciácie a dozrievania granitoidov je dlhodobejší a s tým súvisí aj viacetapový vývoj intruzívnych hornín a zrudňovacích procesov. Tomu, do akej výškovej úrovne a litologického prostredia sa tieto mladšie intrúzie dostali, zodpovedá aj charakter mineralizácie v danom prostredí. Z toho potom vychodí, že rudné žily môžu byť aj v žulových, relatívne starších telesách, že v rozličných žulových pňoch môže byť aj rozličná mineralizácia, resp. že časovo oddelené intrúzie môžu niesť aj kvalitatívne odlišné mineralizačné zložky. Ďalej z toho treba usudzovať, že v dôsledku rozličnej výšky granitoidných intrúzií vznikajú samostatné disjuktívne štruktúry so samostatnou mineralizáciou (napr. Sb ložiská) a prekrývajú sa rozličné termálne mineralizačné periódy v tej istej žile alebo v rájone.

Táto schéma väzby a vývoja mineralizácie a magmatizmu je azda až veľmi komplikovaná, avšak ani charakter mineralizácie nie je jednoduchší. K tomu treba pripočítať ešte významnú porudnú zlomovú tektoniku.

Z uvedeného by bolo vhodné napr. odlišiť žuly vzniknuté v prvom štádiu granitizácie, ktoré už primárne mohli dosiahnuť dnešnú pozíciu výskytu, od neskorších pravých intrúzií, s ktorými súvisia aj metalogenetické procesy včítane skarnových a metasomatických rúd v karbonátových polohách. Vznik skarnov však nemožno očakávať v procese granitizácie, keď z karbonátov vznikajú buď metasomatity alebo mramory, erlany a pod.

Vznik oslabenej — stenčenej kôry medzi starými kryštalinickými blokmi (karpatským a panónskym) pozdĺž hlbinných zlomov a vznik geosynklinálnej oblasti viedli k omladeniu tejto časti kôry. Počas alpínskych orogénnych procesov nastala jej regenerácia, a to aj prispelím granitizácie geosynklinálnych produktov. Tak sa vytvorila mladá granitová kôra medzi starými kryštalinickými blokmi. S ňou potom ide aj mladá alpínska a neogénna mineralizácia včítane Sn—Mo—W mineralizácie, ktorá sa viaže práve na tieto alpínsky zmladené, regenerované časti kôry. Sn—Mo—W mineralizácia nájdená v poslednom čase v Spišsko-gemerskom rudohorí (J. BARAN—L. DRNŽÍKOVÁ—K. MANDÁKOVÁ 1970) patrí tiež k alpínsky regenerovanej časti kôry medzi karpatským a panónskym blokom. Veľký smerný dosah hlbinných zlomov dovoľuje očakávať podobnú mineralizáciu aj na iných miestach, kde sa alpínsky prepracované — granitizované komplexy nachádzajú.

Po vyvrásnení gemerika sa perikarpatský hlbinný zlom vo vrchných častiach uzavrel a v mladších dobách sa na ňom odohrali iba vertikálne pohyby. Významné priečne zlomy s hlbším dosahom pri prechode cez hlbinnú zlomovú zónu v jej hlbších častiach mohli byť príčinou, že prostredníctvom nich nastalo prepojenie medzi magmaticky činnými zónami na hlbinnom zlome a povrchom. Týmto kanálmi došlo k neogénnej vulkanickej činnosti, ale aj k možným zrudňovacím prejavom, a to aj v priestore Spišsko-gemerského rudohoria. V takom prípade by išlo iste o poprikrkové zrudnenie. Zatiaľ v gemeriku nie sú evidentné dôkazy o neogénnej metalogenéze, avšak mohli by jej patriť polymetalické prejavy v Juhosloven-

skom krase tak, ako je to v Muránskom krase. Nie je teda vylúčené, že aj v jadre gemerika by sa mohol očakávať aspoň nepatrný vplyv neogénneho zrudnenia, a to najmä v okolí významných priečných zlomov. Štruktúrno-tektonická väzba neogénnej mineralizácie by podľa tohto výkladu mohla byť aj iná ako pri vrchnokriedových zrudňovacích procesoch.

Doručené: 9. III. 1973
Odporučil: Zdeněk Roth

Geologický prieskum, n. p.,
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA

- ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Vydav. Slov. akad. vied, Bratislava, 188 s.
- ANDRUSOV, D.—MATĚJKA, A. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie C. et des régions avoisinantes. Knihov. St. geol. úst. (Praha), 13 A, 19—163.
- AUBOUIN, J. 1967: Geosynklinali. Izd. Mir, Moskva, 301 s.
- BALOGH, K. 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. Jahrb. Ung. geol. Anst., Vol. XLVIII, No 2, 555—705.
- BARAN, J.—DRNZÍKOVÁ, L.—MANDÁKOVÁ, K. 1970: Sn—W zrudnenie viazané na hnilecké granity. Mineralia slov., 2, 6, 159—165.
- BERÁNEK, B. 1971: Přínos hlubinného seismického sondování pro vyhledávání hlubokých zlomů. Geol. práce, Spr. 57, 189—196.
- BOUČEK, B.—PŘIBIL, A. 1960: Revise trilobitů slovenského svrchního karbónu. Geol. práce, Spr. 20, 5—49.
- BUDAY, T.—DUDEK, A.—IBRMAJER, J. 1969: Některé výsledky interpretace gravimetrické mapy ČSSR, měř. 1 : 500 000. Sbor. geol. věd, UG, zv. 8.
- FILO, M.—ŠEFARA, J. 1971: Tektonika Spišsko-gemerského rudohoria a jej zobrazenie v geofyzikálnych mapách. Geol. práce, Spr. 57, 197—205.
- FUSÁN, O.—BIELY, A. 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subatrischen Decken. Geol. práce, Spr. 42, 51—64.
- GRECULA, P. 1970: K stratigrafii staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. Mineralia slovaca 2, 7, 191—216.
- GRECULA, P. 1971: Nové poznatky o časových vzťahoch medzi žulovými intrúziami, prešmykmi a zrudnením v Spišsko-gemerskom rudohorí. Mineralia slovaca 3, 10, 95—106.
- GUBAČ, J. 1962: Niekoľko poznámok ku genéze gemeridných granitov. Geol. práce, Spr. 25—26, 79—104.
- LIMANOVSKI, M. 1913: Eine Deckscholle in Palocsa am Popradufer und die Entstehung der Klippendecke. Bull. Acad. Pol. (Krakow), ser. A, 95—112.
- LUGEON, M. 1902: Analogie entre les Carpathes et les Alpes. C. R. Acad. Sc., Paris.
- MÁŠKA, M.—ZOUBEK, V. 1961: Tektonický vývoj Československa. Nakl. ČSAV, Praha, 249 s.
- MAHEL, M.—VOZÁR, J. 1971: Príspevok k poznaniu permu a triasu v severo-gemeridnej synklinále. Geol. práce, Spr. 56, 47—66.
- MANDÁKOVÁ, K. 1967: in Závěrečná správa Grétla-Teplice. Manuskript-archív Geol. prieskumu Spišská Nová Ves, 117 s.
- MELO, J. 1971: K tektonickému štýlu mezozoika Slovenského krasu. Geol. práce, Spr. 57, 129—136.
- PEJVE, A. V. 1956: Obščaja charakteristika, klassifikacija i prostranstvennoje razpoloženie glubinných razlomov. Izv. Akad. nauk SSSR, ser. geol., No 1, 90—105.
- PEJVE, A. V. 1960: Razlomny i ich roľ v strojenii i razvitiji zemnoj kory. Meždunar. geol. kongr. Dokl. sov. geologov, probl. 18, Izd. AN SSSR.
- REICHWALDER, P. 1971: Rožňavská zlomová zóna a jej vzťah k sedimentácii, magmatizmu a metamorfóze. Geol. práce, Spr. 57, 215—222.
- ROTH, Z. 1969: Notes on the basic division of the Inner Carpathians (Czechoslovakia) and on the tectonic termination of large nappe systems. Věstník ÚÚG 44, 3, 195—199.
- ROZLOZSNÍK, P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšina. Geol. Hung., ser. geol. 5.
- ROZLOŽNÍK, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. Zborník geol. vied, ZK, zv. 4, 95—144.
- STILLE, H. 1953: Der geotektonische werdegang der Karpaten. Beih. zum Geol. Jahrb. 8, 1—239.

- SUVOROV, A. I. 1962: K voprosu o klassifikacii krupnykh razlomov geosynklinal'nykh oblastej. Dokl. AN SSSR, T. 147, No 1.
- SUVOROV, A. I. 1964: Osnovnyye typy krupnykh razlomov Kazachstana v Srednej Aziji. V knihe: Glubinnije razlomy. Izd. Nedra, Moskva.
- UHLIG, V. 1907: Über die tektonik der Karpaten. Sitzungsber. Akad. Wiss.—Mat.—Nat. Kl. 116, 1, Wien.
- VARČEK, C. 1961: Zonale Verteilung der hydrothermalen Vererzung in Zips-Gömörer Erzgebirge und Einfluss des geologischen Milieu auf Charakter der Mineralization. Geol. práce, Zošit 60, 281—301.
- VARČEK, C. 1962: Vývoj hydrotermálnej mineralizácie SGR v čase a priestore. Geol. práce, zoš. 61, 101—112.
- VARGA, I. 1970: Niektoré zákonitosti vzniku a vývoja geol. prostredia metasomatických karbonátových ložísk v SGR. Mineralia slovaca 2, 6, 85—92.
- WEIN, GY. 1969: Tectonic review of the neogene-covered areas of Hungary. Acta geol. Acad. Scien. Hungaricae 13, 399—436.
- WINKLER, H. G. F. 1967: Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 237 pp.
- WRIGHT, J. B.—MC CURRY, P. 1973: Magmas, mineralization and sea-floor spreading. Geol. Rundschau 62, 1, 116—125.
- ZBOŘIL, L.—KONEČNÝ, V.—FILO, M. 1971: Príspevok geofyziky k riešeniu vzťahu medzi tektonikou a vulkanizmom v centrálnej časti Západných Karpát. Geol. práce, Spr. 57, 239—264.
- ZELENKA, L. 1930: Geologické dobrozdání o ložiskách železných rud v dosahu Máriahuty. Manuscript-Geofond Bratislava.
- ZOUBEK, V. 1957: Hranice gemerid s veporidami. Geol. práce, zošit 46, 38—50.

The homeland of the Gemeric and its metallogenesis

PAVOL GRECULA

Tectonic interpretation of the Gemeric as innermost unit of the West Carpathians is not unambiguous. Some authors (e.g. D. Andrusov 1931, 1968) and others hold the opinion of the nappe character, other authors (e.g. Mahel 1967 and others) postulate the autochthonous position of the Gemeric.

The latest investigation results of the author permit to interpret the Gemeric as the innermost nappe of the West Carpathians, formed by Paleozoic—Mesozoic rocks. The nappe was thrust to the north from the area of the Rožňava deep-seated zone and mainly from the area more southerly of it over the Tatra-Veporide crystalline at a distance around 60 km. The nappe core with Early Paleozoic rocks has remained linked with its root (home) area. This interpretation starts from a qualitatively different interpretation of known and supposed geological phenomena:

Basic rocks — as manifestation of a deep-seated fault

Basic volcanics of the Gemeric were and are key rocks to stratigraphical division of complexes, mainly in the Early Paleozoic. They occur in several superposed horizons.

Observing the character of volcanism, it may be noticed that while in the Early Paleozoic there are products of diabase volcanism, in the Carboniferous also ultrabasic rocks occur (e.g. near Rudňany), which already predominate in the Triassic. This fact corresponds to the regular development of the deep zone, extending into deeper parts of crust to mantle proportionately with its several-stages reactivation and development in younger geological times. With this development of diatrem the increasingly basic magmatism in younger formations is connected.

Zonal accumulation of basic rocks in several formations lying one above another necessarily calls attention to the existence of a deep seated fault.

According to present-day knowledge of gravimetry and magnetism (BÁRTA et al. 1971) among deep-seated faults may be ranged the Rožňava line (P. REICHWALDER 1971), corresponding to the criteria of a deep-seated fault.

So the Rožňava deep-seated fault zone appears as a vent system of basic volcanic rocks and

indicates also the paleogeography of the original sedimentation area of superimposed stratigraphic formations with basic and ultrabasic rocks. The present-day position of the strip of basic rocks in the northern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. is a secondary-nappe one, into which they were thrust from the geosynclinal area south of the *Ráb-Rožňava line* and or (*Peri-Carpathian lineament*) during the Cretaceous folding phases.

Homeland of sedimentation and volcanism of the Gemeric

Foundation of the Paleozoic and later also Mesozoic geosyncline may be seen on the basis of the presence of the peri-Carpathian deep-seated fault at the southern side of the Carpathian crystalline block, and possibly also of the Peri-Pannonian deep-seated fault at the northern margin of the Pannonic block, as well as of further parallel blocks which so gave rise to the depression between the Carpathian and Pannonian block. Development of the geosyncline as well as of deep-seated faults was in mutual connection. With subsidence of the part south of the Peri-Carpathian deep-seated fault in contrast to the northern Carpathian blocks, from the beginning an independent through-like zone characterized by quite special conditions developed in this part. Differentiation of the sedimentation area was distinctly manifested only in the upper part of the Early Paleozoic. Longitudinal partial elevations and depressions originated, among which a through-like zone with mighty development of basic volcanism and deeper neritic character of fine-grained sediments around the deep-seated fault is prominent. In the area of the deep-seated fault, in southern direction, basic volcanism of the Early Paleozoic was gradually replaced by synchronous acid volcanism, which is bound to shallower faults.

This eugeosynclinal Early Paleozoic area continued in western direction to the Eastern Alps (with development of the Grauwackenzone volcano-sediments), also eastward to the area of the Rachov massif and partly to the Carpathians of Roumania. The southern parts of the Early Paleozoic Alpine-Carpathian sedimentation area — extending on the Pannonian block — show a tectonically quieter development manifested in more tranquil and finer sedimentation, rarer volcanism and richer carbonate sedimentation.

After early Hercynian folding out of the geosyncline a sill formed from the folded Early Paleozoic rocks. With repeating subsidence in the area of the Ráb-Rožňava line Late Paleozoic mollassoid depressions formed south and north of this sill.

The sill of Early Paleozoic rocks implied in the Late Paleozoic, partly also in the Mesozoic, also various facies developments of the Carboniferous, but mainly of the Permian, known as the *Carpatho-Gemeric* (littoral — epineritic Carboniferous and continental — lagoonal Permian) on the north and *Pannonian-Gemeric development* (littoral-neritic Carboniferous and Permian) on the south.

Gradual sinking of the Carpathian block in the Late Paleozoic north of the Ráb-Rožňava line and also in the Mesozoic caused formation of the northern, Choč or Choč-Gemer sedimentation area, then of the Krížna and other partial depressions in the frame of development of the Alpine-Carpathian Mesozoic geosyncline.

So geosynclinal development of West Carpathian units started already in the Early Paleozoic in the area of the deep-seated Ráb-Rožňava zone and passed — moved to external zones gradually in later times.

The proper Gemeric nappe is built up of a Paleozoic epicrystalline core and Mesozoic envelope. In this sense the Gemeric nappe may be considered as a nappe of the fundament (in the sense of J. ALBOUIN 1957). On the basis of relation linked with development of the Paleozoic-Mesozoic geosyncline in the area of the Ráb-Rožňava line and with respect to the pre-Paleozoic basement crystalline, the Gemeric may be also considered as superficial nappe with detachment plane at the boundary of the crystalline and its envelope (tegument of fundament). The tectonic lubricant, could have been Early Paleozoic and, or Carboniferous graphite phyllites. More substantiated, however, is to speak about the nappe of fundament.

Squeezing out of the Paleozoic-Mesozoic syncline from the original area was only one link of the continuous process of the drift of earth crust blocks. This caused also folding out of Mesozoic troughs from the home areas of lower Subtatic nappes, in places together with the underlying crystalline.

Except for the Lubeník-section the Lubeník—Margecany line is nowhere manifested as a clear single fault at the surface and in various places different categories of partial overthrust and upthrust planes (exceptionally numerous mainly in marginal zones), corresponding to the cropping out overthrust plane of the Gemerides, are attributed to it.

As the nappe overthrust is from the area of the Ráb—Rožňava deep-seated fault and the Lubeník—Margecany line as overthrust plane at depth is linked with the deep-seated fault, then in this sense also the Lubeník—Margecany line should be ranged to the deep-seated fault as its superficial part passing into the nappe overthrust. A similar example is mentioned by A. I. Suvorov (1962, 1964) from Kazakhstan.

The Rožňava line (V. Zoubek 1953), recently characterized as deep-seated fault (P. Reichwaller 1971) should be evaluated in a qualitatively different way.

The Rožňava line is in the first place a young post-Cretaceous fault system, spatially coinciding with the deep-seated fault, and is thus its young superficial copy. So when the Rožňava deep-seated fault is mentioned, it is a deep-seated fault with activity from the Early Paleozoic to the Upper Cretaceous.

The southwestern continuation of the Rožňava line has been detected mainly geophysically. L. Zbořil—V. Konečný—M. Filo (1971) distinguished the so called southern tectonic zone with magmatic activity from the Algonkian to the Carboniferous in the southern part of central Slovakia. This zone is considered by T. Buday—A. Dušek—J. Ibrmayer (1969) and Gy. Wein (1969) as a part of the Ráb-line, therefore it is suitable to designate this whole deep-seated fault system as the *Ráb-Rožňava* or *Peri-Carpathian lineament*. It is manifested in gravimetric as well as seismic profiles (B. Beránek, 1971).

Origin of the nappe and granite intrusions

As it is known from up to present investigations, contact metamorphism followed principal Cretaceous schistosity, thus after accomplishing of fold deformations, subsequent formation of cleavage and strike disjunctive structures. Further pulses of magmatic activity and metallogenetic processes followed only after formation of preceding deformations and probably after the contact metamorphism linked with granitization processes.

The last dominating tectonic phenomenon of Cretaceous orogenic phases are regional upthrusts and overthrusts, which evidently originated after contact metamorphism and mineralizing processes. As an example may serve the Jedľovec upthrust, (of overthrust block without contact metamorphism on contact metamorphosed rocks and with a diagonal course of the upthrust line to the ore veins), the Zlatá Idka upthrust and the upthrust in the area of Prakovce. These upthrust and overthrust may be considered as accompanying (suboverthrust) structures of synchronous nappe overthrust during the second principal deformation phase of the Upper Cretaceous folding. They affected destructively also the formerly originated granite bodies that were also displaced by upthrusts and overthrusts. Dislocation metamorphism of granite bodies is different due to different intensity of post-granite tectonics.

Intense tectonic reworking of the complexes in the marginal parts of the nappe overthrust affected also the veiny ore bodies (e.g. the eastern part of the Gemeric), attesting again to a prenappe mineralization. At last also post-ore longitudinal and transversal fault tectonics of mineralized structures is sufficiently evident and widespread so as to prove the existence of important post-ore tectonic processes.

This would imply, however, that the following period of granite intrusions and ore mineralizing processes could have taken place in areas of the original geosyncline (spatially already strongly reduced) and presented-day position of the granite bodies as well as ore mineralization is a secondary, nappe one.

On the basis of the above mentioned it should be supposed that the original area of the intrusion of Gemeric granites had lain south of the Ráb—Rožňava line. The process of granitization was

subsequent to folding of the geosyncline filling. Reduction of the original area implied that a part of rocks had been pressed into the lower parts of crust and a part had been uplifted. This impressed vertical distribution of geosynclinal products caused their gradual granitization in depressional-submerged zones and later also partial intrusions to higher parts. The upper boundary of granitization could originally have been already very irregular, depending on various lithological environment and tectonic predisposition, which made possible a higher ability of heat flow as well as volatile components. In isoclinally folded complexes (steep dips) the process of granitization proceeded essentially faster and to a greater extent in porphyroids and (or) volcanogenic and graywacke complexes of the Early Paleozoic than e.g. in pelitic complexes.

The process of granitization culminated with several phases of so called intrusions of granites with accompanying mineralization. These small intrusions can be derived also from greater depth. In the areas of the deep-seated fault zone locally also conditions for a complete alteration-plutonization of basic volcanics, but also of clasto-sediments were formed. The products of this process are found nowadays in the northern strip of basic rocks (Klatov, Košické Hamre, Rudňany, Dobšiná), also in the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie. Granitization of rocks of the Phyllite-Diabase Group near Dobšiná was described earlier by L. ROZLOŽNÍK (1965), however, assigned to the Variscan orogeny by this author. Serpentinization of ultrabasic rocks in the Spišsko-gemerské rudohorie will be possible also to assign to the granitization process.

Consideration of the existence of Gemeric pluton in situ will serve for an explanation of the second variant of time relation between formation of nappes and intrusions of granites. In the case that the Gemeric pluton actually exists in situ, with apical parts exposed by erosion in places, the intrusions of granites and ore mineralization could have taken place after nappe overthrust. This variant of interpretation should be taken into regard too although being much more problematic.

After the period of granitization by granite intrusions and ore mineralization processes approach of the Carpathian and Pannonian blocks squeezed out and thrust to a great distance (about 60 km) the geosynclinal filling. The latter was also straggled and suck down between the blocks. Owing to the paleorelief of the Tatravaporids as well as subautochthon, the Gemeric has formed as a nappe in a different way in various parts. The central part with a supposed pre-nappe depression made a remote transport also of the Early Paleozoic core possible, whilst west of the Štítník fault and in the eastern Gemeric part it was strongly reduced at crystalline barriers. The crystalline barriers of the subautochthon have also caused the arcuate course of the Gemeric.

Time relation between nappe overthrust and ore mineralization

Characteristic for the Spišsko-gemerské rudohorie is that a certain paragenetic type of vein deposit has a zonal extension like all other geological-structural phenomena. This fact is an evidence of a very close connection of tectonic and metallogenetic development under approximately the same controlling conditions. These paragenetic zones (or also ore formations) are mostly extended from the eastern to the western margin of nappe overthrust, at which they terminate.

Occurrence of the quoted paragenetic zones very often tightly beside one another is characteristic for the Gemeric, however, at the same time also causing anomaly in zonality of ore mineralization (for instance, tight occurrence or overlapping of low- and high-temperature mineralization). The cause of present-day situation of throw-like changes in paragenesis is secondary-of tectonic origin and directly linked with regional post-ore upthrusts and overthrusts on the one hand, linked with several-stage development of small granite intrusions with independent character of ore mineralization on the other hand.

In the original sedimentation area, compressed to the critical limit by the first Cretaceous folding phase, regional metasomatism took place in the following period of granite intrusions and ore mineralization processes as a result of the granitization process of geosynclinal products, due to vertical mobility of elements of the granitization centre. This mobility can be put into connection with the decrease of mafic components (increase of sialic ones) in granitized parts and with gathering concentration of metallic elements from remelted sediments and their transfer in various forms to the higher parts. Zonal distribution of activating elements could also have taken place. In the

corresponding zones of spatial zonal pattern in chemically mineral-active environment theoretically Fe metasomatites might have formed in upper, Fe, Mg-metasomatites in lower marginal parts.

Regional metasomatism is moreover supported and intensified by local factors, which can be of decisive importance for economic concentration of some commercial minerals, but also in metasomatism and plutonization of various types of rocks.

The origin of weakened- thinned crust between old crystalline blocks (Carpathian and Pannonian) along deep -seated faults and formation of geosynclinal area led to rejuvenation of this crust part. During the Alpine orogenic processes its regeneration was taking place, also with contribution of granitization of geosynclinal products. So a young granite crust has formed between old crystalline blocks. With it also young Alpine and Neogene ore mineralization proceeded, including that of Sn-Mo-W just bound to these Alpine-rejuvenated- regenerated crust parts. Sn-Mo-W mineralization recently found in the Spišsko-gemerské rudohorie (J. BARAN—L. DRNŽÍKOVÁ—K. MANDÁKOVÁ 1970) belongs also to the Alpine-regenerated part of crust between the Carpathian and Pannonian blocks. The great strike extension of deep-seated faults permits to expect a similar mineralization also at other places, where complexes with Alpine reworking- granitization occur.

Hydrothermal vein-selective (along faults, fissures mineralization consequently appears to be relatively younger on the contrary to mass mineralization) regional metasomatism, however, belonging to one mineralization period.

Translated by J. Pevný

RFCENZIA

R. A. Berner: **Principles of chemical sedimentology**. — McGraw-Hill Book Company, 240 p. 1971

Recenzovaná kniha je pokusem o vytvoření adekvátních kinetických modelů pro průběh chemických reakcí v sedimentárních horninách. Vytvořené modely zahrnují problémy vzniku karbonátů, evaporitů, jílových minerálů, sedimentárních sulfidů a další, jsou testovány experimentálními i v přírodě získanými daty.

Úvod knihy je věnován krátkému přehledu fyzikálně chemických základů, důležitých pro studium chemogenních sedimentů. Důraz je kladen na chemické rovnováhy, termodynamiku roztoků elektrolytů, nukleaci a růst krystalů, kolloidní chemii. Postulované vztahy jsou pak v připojeném dodatku odvozeny ze základních termodynamických zákonů.

Na tuto úvodní část bezprostředně navazuje přehled metod výpočtů aktivit iontů v roztocích o různém iontovém tlaku. Na rozdíl od běžně užívaných postupů však autor zavádí korekce na vznik komplexů a tvorbu iontových párů, umožňujících vyjádřit daleko přesněji skutečné chování iontů v roztoku. Jako příklad výpočtu je uvedena korekce Garrels-Thompsonova modelu mořské vody metodou středních aktivitních koeficientů. Zvláštní pozornost je rovněž věnována metodám přímého měření aktivit selektivními elektrodami v supersalinním prostředí.

Následující kapitoly jsou pak již bezprostřední aplikací kinetického modelování sedimentárních procesů.

Úvodním problémem, kterým se autor zabývá, je stupeň nasycení mořské vody karbonáty. Ve snaze srovnat teoretické hodnoty s experimentálně zjištěnými daty v celém hloubkovém rozsahu oceánu je provedena teplotní a tlaková korekce rovnice, určující hodnotu produktu rozpustnosti karbonátů v mořské vodě, což umožňuje zjistit absolutní hodnotu nasycení v jakémkoliv hloubkovém rozsahu. Na základě srovnání teoretického modelu s daty, získanými rozpouštěním kalcitových sfér v různých hloubkách Atlantického oceánu (Pythowicz, 1965), dochází autor k závěru, že mimo povrchové vrstvy několika desítek metrů je oceán vzhledem ke karbonátům nenasycen. V povrchové zóně, kde intenzivní činnost organismů způsobuje pokles pH, je pak možné očekávat recentní vznik karbonátových hornin, v hlubších zónách naopak dochází k intenzivnímu rozpouštění. Rychlost rozpouštění se zvětšuje s hloubkou, souhlasně se vzrůstajícím tlakem. Pod zónou 400—5500 m, ve které je karbonátový materiál rozpouštěn stejnou rychlostí, s jakou je dodáván, již karbonátové sedimenty prakticky chybí.

Jiným řešeným problémem je vznik ložisek evaporitů. Na základě srovnání hodnot produktu rozpustnosti sádrovice, anhydritu a halitu s jejich analytickými koncentracemi v mořské vodě je vytvořen model postupného vylučování těchto minerálů z přesycených solanek. Tento model, spolu s užitím Harnedova pravidla a rovnovážných stavů umožňuje určit množství odpařené vody, nezbytné ke krystalizaci jednotlivých fází. Zvláštní pozornost je